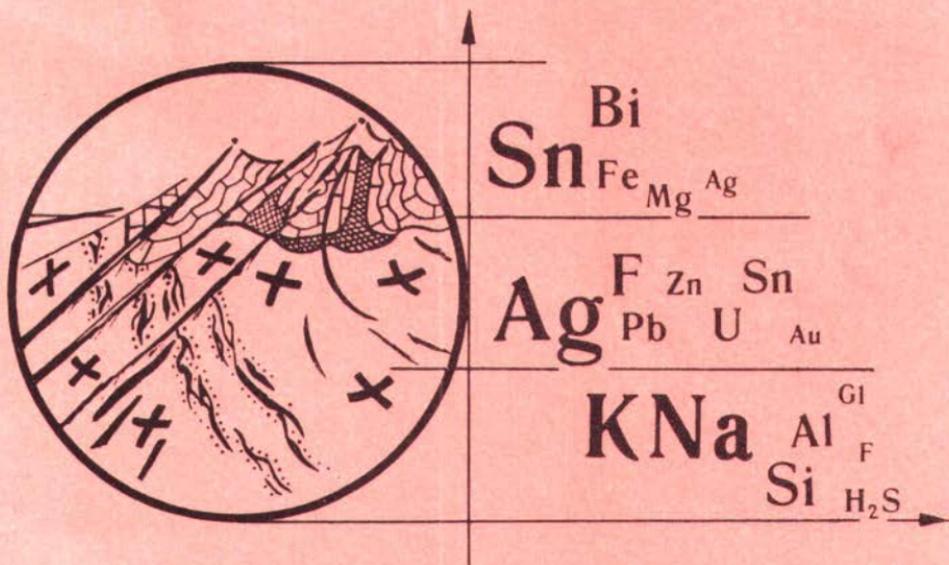


ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ БАЗАРДАРИНСКОГО ГОРНО-РУДНОГО РАЙОНА (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР)



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ
И ОРУДЕНЕНИЕ
БАЗАРДАРИНСКОГО
ГОРНО-РУДНОГО РАЙОНА
(ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР)

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1990

Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горно-рудного района (Юго-Восточный Памир): Сб. научн. тр. / АН СССР, Сиб. отд-ние; Институт геологии и геофизики. [Редкол.: А.Г.Владимиров, В.Н.Шарапов (отв. ред.), А.С.Борисенко]. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1990. 185 с.

Предлагаются новые данные по геологии, геохимии и минералогии магматических образований Базардаринского рудного района и сопредельных территорий. Рассматриваются вопросы типизации олово-вольфрамовых рудно-магматических систем Южного Памира, а также особенности структурной локализации рудопроявлений и месторождений этого типа на примере Базардаринского района. Обсуждаются новые материалы по стадийности минералообразования и физико-химическим условиям формирования серебро-сульфосольных рудопроявлений и месторождений (Акджилга и др.).

Представляет интерес для широкого круга геологов, специализирующихся в области магматической и рудной геологии.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

А.Г.Владимиров, В.Н.Шарапов (отв. редактор),
А.С.Борисенко

РЕЦЕНЗЕНТЫ

д-р геол.-мин.наук М.П.Мазуров (ИГиГ СО АН СССР),
канд.-геол.-мин.наук М.Ю.Коротаев (Московский ун-т)

ОЛОВО-ВОЛЬФРАМОВЫЕ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ
ЮЖНОГО ПАМИРА

В восточной части Южного Памира (структурно-формационные зоны Юго-Западного, Юго-Восточного, Центрального Памира и Рушано-Пшартская) пространственное расположение рудоносных гранитоидов (МЗ-КЗ) в первом приближении подчиняется традиционной структурно-формационной зональности, а в пределах Юго-Восточного Памира - фациальной (конседиментационной) зональности отложений С?-J /4,9,13/. В региональных рудно-магматических системах (РМС) прослеживается закономерная в целом последовательно-зональная смена тектонических позиций, морфологических, петрогеохимических особенностей магматитов (см. таблицу) и соответственно вещественного состава ассоциированных с ними олово-вольфрамоносных площадей (рис.1,2).

Юго-западное и северо-восточное обрамление региона соответствует "внешней" рудно-магматической зоне. В ней обнажаются главным образом абиссальные ультраметаморфические граниты Юго-Западного и Центрального Памира, которые слагают крупные субпластовые малодифференцированные автохтонные или параавтохтонные полихронные массивы: Памирский, Яшилкульский и др. Обычно они размещаются в верхах метаморфического основания вдоль субгоризонтальных тектонических срывов. Этим магматитам сопутствует разновозрастное оруденение, отвечающее региональной редкометалльно-вольфрам-флюоритовой ассоциации рудных формаций (РФ). Характерно резкое преобладание W над Sn.

Ближе к центру Юго-Восточного Памира ("окраинная" зона), среди метаморфических образований неясного возраста, а также в породах осадочного чехла (С?-Т, реже J) располагаются преимущественно крупные субпластовые мезоабиссальные интрузивы сложного многофазного состава: Аличурский, Лянгарский, Ваханский и др. В их подошве, т.е. обычно на границе с "внешней" зоной, прослеживаются мощные разломы. Массивы сложены биотитовыми гранодиоритами с монцонитоидным уклоном, монцонитоидами, кварцевыми диоритами и гранитами /20/. В породах отмечается повышенная калиевость, нередко они обогащены летучими и редкими элементами, стабильно и значительно. Рудоносность этих магматитов проблема-

Гранитоиды олово-вольфрамовых рудно-магматических ассоциаций Южного Памира

Массив	SiO ₂ мас.%	K _{Kц}	K _{ок}	Коэффициенты концентрации относительно кларков по /IO/										
				F	B	Li	Rb	Cs	Sn	Nb	Be	Ba	Sr	Zn
Базардаринский	75,4	1,0	1,19	2,3	0,7	2,6	2,2	2,9	6,9	1,2	4,6	0,2	0,5	0,6
Бутучиджилгинский	75,2	1,08	1,21	2	0,3	1,3	2,1	1,5	4,4	1,7	1,4	0,2	11,0	0,5
Балгынский	75,1	0,98	1,24	1,2	0,5	1,1	1,5	1,4	4,2	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Курустыкский	72,5	1,05	1,3	1,4	3,3	3,2	2,4	8,2	7,1	н.о.	2,0	0,3	0,6	0,4
Уртабузский	72,7	1,01	1,19	1,5	9,8	3,9	1,6	4,4	8,7	н.о.	8,0	0,3	0,6	0,5
Бозтеринский	72,4	1,04	1,27	1,2	6,0	3,4	2,0	4,0	7,0	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Башгумбезский	72,3	0,98	1,37	1,9	12,5	3,9	2,4	5,4	10,0	н.о.	2,5	0,3	0,85	0,6
Западно-Пшартский	70,8	1,04	1,38	1,1	5,8	1,9	1,5	4,0	8,2	1,4	2,0	0,7	0,7	0,9
Катта-Марджанайский	71,5	1,05	1,33	1,3	2,0	1,3	1,4	1,9	4,2	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Кыр-Кызылрабатская ассоциация	62,0	1,15	2,1	1,2	3,7	2,0	1,4	4,5	6,5	н.о.	2,7	2,0	1,0	1,3

Примечание. Использованы петро-, геохимические данные А.М.Месхи, Л.В.Идрисовой, Ю.Б.Пейкре, Р.Т.Беллевой, В.В.Могаровского, А.Г.Владимирова /11,12,18/ и М.А.Тютина. Коэффициент концентрации суммы щелочей $K_{Kц} = \frac{K_2O+Na_2O \text{ (порода)}}{K_2O+Na_2O \text{ (кларк), по /IO/}}$. Коэффициент относительной калиевости

$K_{ок} = \frac{K_2O+Na_2O \text{ (порода)}}{K_2O+Na_2O \text{ (кларк), по /IO/}}$; н.о. - не определены.

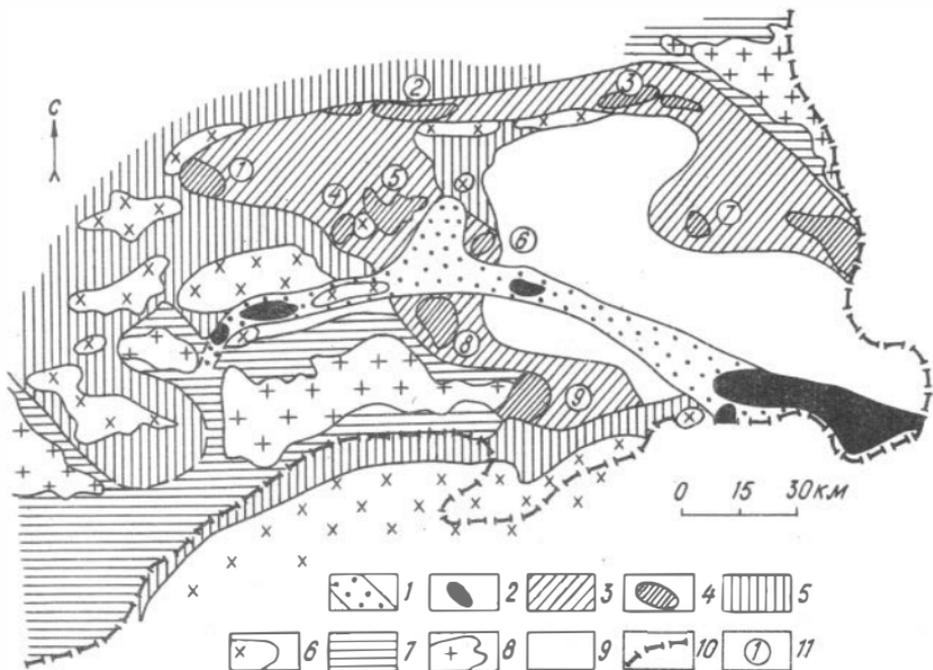


Рис. I. Схема региональной магматической зональности Юго-Восточного Памира и прилегающих территорий:

I-2 - "осевая" зона (I - площадь зоны, 2 - вулканы и интрузивы); 3-4 - "промежуточная" зона (3 - площадь зоны, 4 - интрузивы); 5-6 - "окраинная" зона (5 - площадь зоны, 6 - интрузивы); 7-8 - "внешняя" зона (7 - площадь зоны, 8 - интрузивы); 9 - "центральная" амагматическая зона; 10 - государственная граница СССР; 11 - интрузивы: 1 - Каттамарджанайский, 2 - Западно-Пшартский, 3 - Южно-Бугучиджилгинский, 4 - Акджилгинский, 5 - Базардаринский, 6 - Бостеринский, 7 - Курустыкский, 8 - Балгумбеский, 9 - Уртабузский.

тична. На достоверную генетическую связь с ними могут претендовать лишь мелкие проявления практически безрудных скарнов. Иная минерализация (например, Ag), приуроченная к массивам этой группы, по-видимому, принадлежит более поздней РМС.

В следующей ("промежуточной") зоне распространены небольшие гипабиссальные штоки, купола гранитов и лейкогранитов: Базарда-

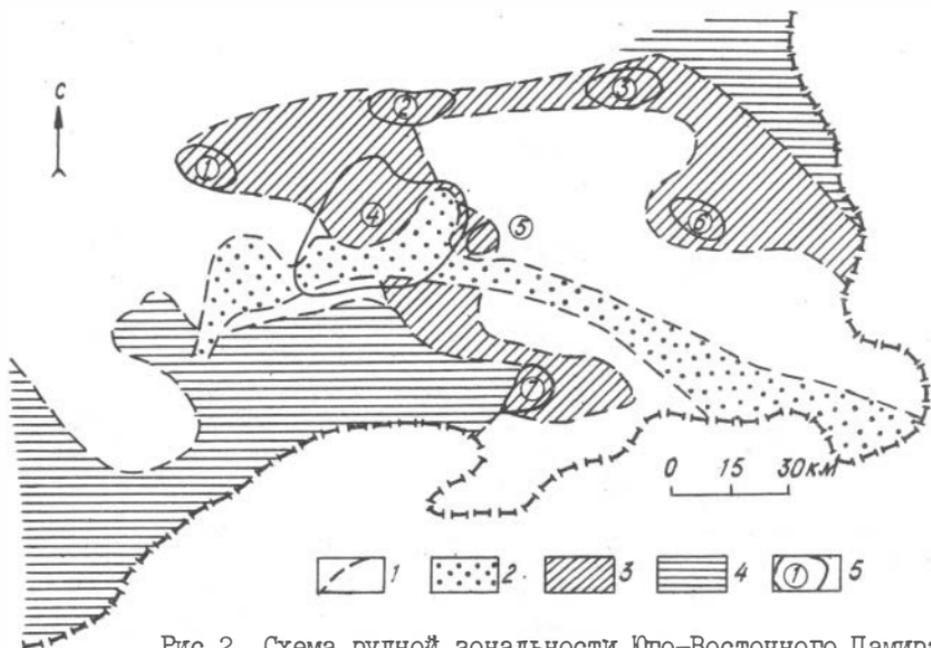


Рис.2. Схема рудной зональности Юго-Восточного Памира и прилегающих территорий;

I - границы региональных рудно-магматических систем (зон); 2 - "осевая" зона (Sn); 3 - "промежуточная" зона (Sn, W); 4 - "внешняя" зона (W); 5 - границы и номера очаговых рудно-магматических систем: I - Каттамарджанайская, 2 - Западно-Пшартская, 3 - Бутучиджилгинская, 4 - Базардаринская, 5 - Бозтеринская, 6 - Курустыкская, 7 - Уртабузская.

ринский, Балгумбезский, Бозтеринский, Уртабузский и др. В разрезе они находятся выше гранитоидов "окраинной" зоны /24/, размещаясь среди осадочных толщ С?-Т, иногда J. Для магматитов характерны еще более высокие, чем в "окраинной" зоне, содержания летучих и редких элементов, в том числе Sn. Почти все интрузивы этой группы сопровождаются Sn-W или W-Sn оруденением, которое в самом общем виде может быть представлено, вместе с другими РФ, как региональная редкометалльно-олово-вольфрам-серебро-флюоритовая ассоциация РФ.

Во внутренней части Юго-Восточного Памира выделена "центральная" почти амагматичная зона, представляющая собой прогиб, выполненный известняками юры.

Наконец, обособлена "осевая" зона, которая в восточной части приурочена к юрскому прогибу, а на западе пересекает "промежуточную" и "окраинную" зоны /9/. Это Япилькуль-Кызылрабатская разломно-формационная зона /6/ или Кыр-Кызылрабатский наложенный вулканогенный пояс /24/, составленный латит-монцонитоидной вулканоплутонической ассоциацией Р. Интрузивные монцонитоиды проникают в осадочные толщи С?-Т и J, а вулканы залегают с угловым несогласием на известняках J. Пояс сложен в основном латитами, кварцевыми латитами, их туфами, а также монцодиоритами, кварцевыми монцодиоритами, монцонитами. Менее распространены дациты, андезиты, риолиты, андезитобазальты, гранодиориты, диориты. Магматитам свойственны (см. таблицу) повышенная общая щелочность, высокие содержания К, В, Sn и др. /16, 24/, то есть значительное сходство с монцонитоидами "окраинной" зоны. Тем не менее, в отличие от последних, им устойчиво сопутствует широкий набор РФ /16, 17/, которые объединяются в боросиликатно-Sn-полиметаллический генетический ряд РФ /5/. Помимо боросиликатной формации, к этому ряду относятся Sn-полиметаллическая (касситерит-силикатно-сульфидная), Ag-Pb-Zn - сурьмяная, ртутная РФ. Олово здесь резко преобладает над W. Развитие вулканогенного пояса завершается возникновением Кызылутекского субвулканического комплекса риолитоидов /24/, с которым намечается отдаленная парагенетическая связь поздних РФ (Ag, F).

Краткого упоминания требует еще одна проблематичная РМС, не имеющая пока определенных границ и не выделенная на рис. 1, 2. В неё входят базитовые, щелочно-базитовые и другие дайковые образования (Р-N)? с сопутствующими Ag, F, Sb, Hg и др. Несмотря на относительную самостоятельность, это оруденение обнаруживает черты унаследованности от более ранних РМС, поэтому оно указано выше в составе длительно развивавшихся генетических рядов РФ.

На фоне охарактеризованных региональных РМС выделяются площади с более интенсивным оруденением. Это концентрически-зональные РМС (ареалы) очагового (узлового, районного) уровня. Ниже описываются очаговые РМС преимущественно "промежуточной" зоны, в которой сосредоточено основное количество Sn и W. Среди них выделяются два типа /25/, различающихся по составу магматитов, сопутствующих им околорудных метасоматитов и руд: существенно оловорудный фторный (Базардаринская, Бутучиджилгинская РМС) и

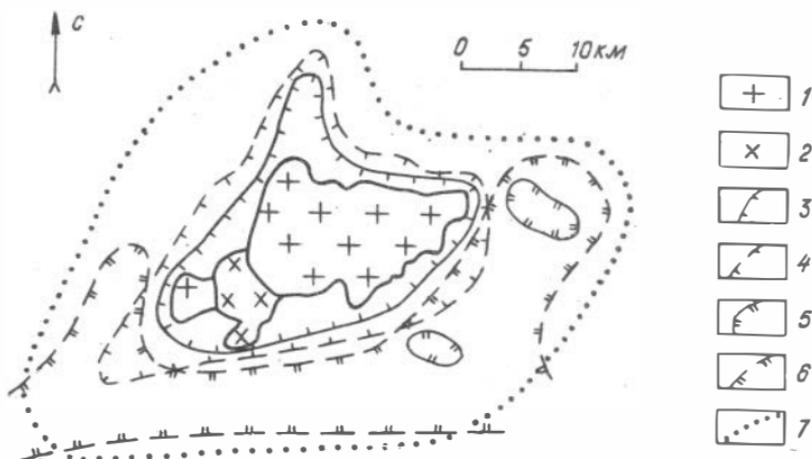


Рис.3. Схема рудной зональности Базардаринской полигенной рудно-магматической системы:

1-2 - Базардаринский массив (1 - лейкограниты, 2- гранодиориты); 3-6 - границы распространения оруденения (3 - редкометалльно-вольфрам-оловорудная зона, 4- флюорит-сереброрудная зона, 5 - боросиликатно-олово-полиметаллические зоны, 6 - сурьмяно-свинцово-цинковая зона); 7 - внешняя граница системы.

существенно вольфраморудный борный (Курустыкская, Уртабузская, Башгумбезская, Западно-Пшартская РМС). Некоторые системы включены во второй тип предположительно, так как они или недостаточно изучены, или обладают чертами, переходными к первому типу. Особенно это касается не названной выше Каттамарджанайской РМС.

При описании конкретных систем помимо материалов авторов использовалась информация, полученная геологами Памирской ГРЭ (Д.А. Андриенко, Ш.Ш. Деникаев, В.С. До, В.Ф. Дурнев, А.Н. Ким, В.И. Киселев, В.П. Логачев, Ю.И. Парфенов, С.Л. Тарноружский, В.Н. Чекризов, Р.Н. Шамсутдинов и др.).

Базардаринская система образует зональный очаговый ареал примерно изометричной формы (рис.3), геологическое строение и полезные ископаемые которого в той или иной мере охарактеризованы в ряде предыдущих работ /1-4, 14, 15, 19, 21, 24, 25/.

Относящиеся к этой РМС магматиты К? представлены куполовид-

ными собственно Базардаринским и Акджилгинским интрузивами, которые разделены существенно гранодиоритовым Базаррыкским массивом (см. рис. I). Последний, вероятно, является большим провесом кровли над соединяющимися на глубине первыми двумя интрузивами. Вмещающими породами служат терригенные толщи $C^? - P_1$ и T_3 , разделенные кремнисто-карбонатными отложениями пермотриаса. Основной объем интрузивов сложен крупнозернистыми, часто порфировидными с изменчивой структурой двуслюдяными литий-фтористыми гранитами и лейкогранитами (см. таблицу). В эндоконтактах и апликали распространены более поздние мелко-среднезернистые мусковитовые лейкограниты. С обеих сторон близ контактов интрузивов развиты жилы, дайки аплитов, мусковитовых лейкогранитов и т.п. В массивах чрезвычайно обширны и интенсивны проявления автометасоматических процессов микроклинизации, особенно альбитизации, грейзенизации, в которых резко повышаются содержания акцессорного касситерита, колумбит-танталита и соответственно Sn, Ta и Nb. В районе известны также мелкие проявления редкометалльных пегматитов. Ведущее же значение в данной РМС имеет существенно оловорудная, а также совмещенная с ней в пределах района более поздняя минерализация Ag и F.

Проявления Sn принадлежат редкометалльно-вольфрам-оловоносной РФ, которая представлена двумя вещественно-генетическими типами: оловоносными скарнами (рудопроявления Акджилга, Караджилга) и вольфрам-оловорудными грейзеново-кварцево-жильными образованиями (Трезубец, Жильное и др.). Скарновые тела имеют сложный минеральный состав. На слабо оловоносную скарновую ассоциацию (гроссуляр-андрадит, пироксен, амфибол, везувиан и др.) наложены грейзеново-гидротермальные парагенезисы, содержащие преобладающую часть Sn (главным образом в виде касситерита), более или менее значительные примеси Cu, Ag, Zn, Pb, As, W, редких металлов, а также флюорит; Sn резко преобладает над W: от (5-10):1 до 100:1 и выше. Второй тип рассматриваемой РФ - это системы существенно кварцевых жил и прожилков с грейзеновыми оторочками, реже самостоятельные тела грейзенов среди гранитов и в ближайших экзоконтактах. Характерные рудные минералы - касситерит, меньше вольфрамит, еще меньше шеелит, а также сульфиды Fe, As, полиметаллов и др. Типично присутствие в рудах флюорита. На отдельных объектах фиксируется вертикальная зональность:

сверху вниз касситеритовые руды сменяются касситерит-вольфрамитовыми. Отношение Sn к W варьирует: от (30-20):1 до (2-1):1; в целом это существенно оловорудные объекты. Второстепенные компоненты руд, помимо W, - редкие металлы, As, Ag, Cu, Bi, Pb, Zn. Замечено /2/, что количество полиметаллов (и сульфидность руд) возрастает на проявлениях обоих типов, удаленных от гранитов.

Вольфрам-оловорудная минерализация занимает в Базардаринском ареале внутреннюю зону, тяготея к эндо- и экзоконтактам интрузива. В очень близкой, но несколько более внешней по отношению к гранитам позиции находятся объекты еще двух РФ: полиметалльносеребряной и флюоритовой. Их возникновение связано, как мы считаем /5,7/, с позднеорогенным (активизационным) этапом развития региона в P₃-N при сохранении признаков преемственности от более раннего оруденения. Полиметалльносеребряная РФ представлена сульфидно-сульфосольно-флюорит-кварц-сидеритовыми жилами и прожилками в субмеридиональных разрывах. По кларкам концентрации рудных компонентов РФ является серебровисмутовой с Sb, Sn и др., но по стоимости металлов в рудах Ag выдвигается на первое место при резко подчиненной роли Sn, Sb, Cu, Bi и др. Изредка отмечается Au (Au:Ag порядка 1:1000). Флюоритовой формации соответствуют отдельные жилы и системы прожилков кварц-флюоритового состава с микроклином, иногда баритом, галенитом, халькопиритом.

На восточном фланге Базардаринского ареала известны рудопроявления (Северное, Ташкозук и др.), обычно относимые к уже описанной редкометалльно-вольфрам-оловоносной РФ и включаемые в единую систему рудной зональности /2,15/. По другим представлениям, поддерживаемым авторами данной работы, эти объекты являются элементом другой РМС. Они принадлежат не только к отдельной РФ, но и (вместе с более поздними проявлениями Pb-Zn, Sb) к самостоятельному генетическому ряду РФ, связанному с этапом монцитонитовидного магматизма в P /5,7,9,16,17/. Намечаются локальные внутренние зоны со слабо оловоносными проявлениями скарнов боросиликатной формации и наложенной на них касситерит-хлорит-турмалин-сульфидно-кварцевой минерализацией, принадлежащей оловополиметаллической РФ. Для последней характерно преобладание Sn над W - (10-5):1 и выше. Существенные компоненты руд - Cu, Zn, Pb, Bi, Au, Ag. В ассоциации с этими двумя РФ находятся

слабоизученные, не выходящие на поверхность мелкозернистые слегка порфиридные биотитовые гранодиориты, которые встречены в единичных скважинах и штольнях.

Внешняя зона, сменяющая внутреннюю (см. рис.3), содержит проявления серебро-свинцово-цинковой РФ с повышенными концентрациями Sn, Sb, Hg, а также проявления сурьмяной с Au, возможно, флюоритовой и ртутной РФ.

Бугучиджилгинская система. На правом борту долины р.Аксу в субширотной полосе 7 x 2 км обнажаются выходы лейкогранитов К₂? - Южно-Бугучиджилгинский массив. Вмещающими породами являются более древние гранитоиды "шартского" типа, а также вулканогенные, терригенные, карбонатные отложения Р_{I-2}?, J. Северный контакт интрузива полого падает на север. Общая эродированность до 200 м. Лейкограниты среднезернистые, иногда слабопорфиридные, а в эндоконтактах часто мелкозернистые, биотит-мусковитовые и мусковитовые. Породы, как и в Базардаринском массиве, резко обогащены редкими щелочами, летучими и другими элементами (см. таблицу). Жильная фаза представлена мелкозернистыми мусковитовыми лейкогранитами, аплитами, которые обычно интенсивно альбитизированы и грейзенизированы. Для самого массива характерна альбитизация апикальных участков, а также площадная и локальная грейзенизация. Постмагматические изменения нередко очень интенсивны и спорадически сопровождаются редкометальной минерализацией. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, флюоритом, топазом, монацитом и др.

Лейкограниты сопровождаются концентрически-зональным ареалом рудных формаций. Как и в Базардаринском ареале, к наименее эродированной части интрузива приурочена внутренняя зона (4x3 км) распространения редкометально-вольфрам-оловоносной РФ с двумя типами руд. Первый тип представлен телами скарнов и скарноидов, часто с обильным магнетитом, а также магнетит-тальковыми и другими метасоматитами. Они содержат касситерит, сульфиды Fe, Cu, As, иногда Pb и Sb?, очень редко шеелит и др. Ко второму типу принадлежит грейзеново-гидротермальная мусковит-альбит-кварцевая минерализация с обильным флюоритом, топазом, касситеритом, турмалином, редкометальными минералами, вольфрамитом (очень мало) и небольшим количеством сульфидов, реже сидерита.

Олово в рудах обоих типов резко преобладает над W; иногда

отмечается примесь Ag. Данную зону окаймляет внешняя зона, в которой распространены многочисленные мелкие проявления полиметалльно-серебряной РФ. Она представлена сульфидно-сульфосолю-барит-кварц-сидеритовыми жилами. Иногда в рудах встречается Au, с соотношением Au:Ag = 1:(280-1160).

Курустыкская система занимает площадь 30x50 км. Здесь распространены терригенные, кремнисто-карбонатные отложения С?-Т и крайне мало - известняки юры.

В центре ареала обнажается малоэродированный гребневидный массив (8x2,4 км), апикаль которого осложнена небольшими куполами, в том числе и собственно Курустыкским выходом (1,3 x 1 км). Подобные, но не обнаженные интрузивы располагаются в 5 и 11 км северо-западнее, где они фиксируются на глубине 200-500 м по геофизическим данным /22/, а также полями роговиков и турмалинизированных пород на поверхности. Таким образом, граниты в целом размещаются на площади 4x18 км.

Курустыкский купол сложен мелко-среднезернистыми гнейсовидными и массивными биотит-мусковитовыми, мусковитовыми гранитами, лейкогранитами. В меньшей степени распространены крупнозернистые порфировидные биотит-мусковитовые граниты. В эндо- и экзоконтактах массива повсеместно встречаются жилы средне-мелкозернистых мусковитовых гранитов, лейкогранитов и турмалиносодержащих аплитов. Очень велика роль аутометасоматических изменений магматитов (грейзенизация, альбитизация, в меньшей степени - микроклинизация). В группе ведущих аксессуарных минералов находятся апатит, циркон, турмалин. Количество колумбит-танталита, касситерита, турмалина возрастает в поздних фазах при альбитизации и особенно при грейзенизации гранитов. В то же время количество топаза и флюорита обычно сильно снижается в альбитизированных разностях. В геохимическом отношении курустыкские граниты обладают резко повышенными содержаниями летучих и редких элементов (см. таблицу). В грейзенизированных и альбитизированных разностях фтор содержится в резко переменном количестве, обычно низком. В то же время значительно поднимаются содержания в, та (50 г/т), Nb (56 г/т), Sn (80 г/т). На расстоянии до 1,3 км от контактов с гранитами по горизонтали и до 200 м по вертикали во вмещающих песчаниках и сланцах залегает поле (0,4 x 8 км) редкометалльных пегматитов. Оно размещается над апикалью необнаженного гребне-

видного интрузива. В эндо-, экзоконтактах гранитов встречаются участки турмалинизации, турмалин-мусковит-кварцевые грейзены с повышенными содержаниями Sn. Ареал их распространения в основном совпадает с пегматитовым полем.

Перечисленные формации "апогранитов", пегматитов, турмалиновых грейзенов заполняют приуроченную к выходам гранитов центральную редкометалльно-оловянную зону Курустыкского ареала.

Более представительные объекты редкометалльно-олово-вольфрамовой РФ (Кыркшеит, Лагерное и др.) представлены преимущественно гидротермально-грейзеновыми линейными штокверками полевошпат-кварцевых жил с шеелитом, реже вольфрамитом, сульфидами Fe, As, Cu, Pb, Zn, касситеритом. Характерные минералы жил и околожильных метасоматитов - биотит, хлорит, турмалин, карбонат, менее - флюорит и др. Отношение Au:Ag порядка 1:5. Оруденение прослежено до глубины 200 м от поверхности. Менее распространены шеелитоносные скарны, относящиеся к этой же РФ.

Во внешней зоне развиты средне-низкотемпературные гидротермальные жилы, прожилки, состоящие из кварца, сидерита, кальцита, иногда барита с сульфидами Fe, Cu, Pb, Zn, реже с блеклой рудой и антимонитом. В них обычно содержатся Au и Ag при типичных соотношениях, примерно 1:n0.

Уртабузская система. Одноименный интрузив площадью около 130 км² располагается на границе Юго-Западного и Юго-Восточного Памира. На западе он прорван гранитами памирского /12/ комплекса, на востоке его граниты внедряются в кремнисто-карбонатно-терригенные толщи С?-Т. Северо-восточнее основного массива расположен Машалинский куполовидный сателлит, площадью 10 км². Эродированность главного интрузива до 800 м, сателлита около 100-300 м. В целом поверхность интрузива полого погружается на северо-восток от метаморфитов и гранитов памирского комплекса под осадочные породы. Главной петрографической разновидностью являются порфириовидные мусковит-биотитовые граниты, которые при приближении к контактам (особенно апикальным) становятся более лейкократовыми и (или) более мелкозернистыми. Прежде всего это характерно для Машалинского выступа. Среди аксессуарных минералов преобладают апатит, турмалин, менее ильменит, гранат, монацит, топаз, шеелит. В гранитах изредка встречаются тонкие пегматоидные линзы, жилки с убогой редкометалльной, а также оловорудной

минерализацией. В эндо- и экзоконтактах распространены турмалин-мусковитовые граниты и аплиты. В непосредственных экзоконтактах на востоке имеются зоны турмалинизации.

В 0,2-2 км к северо-востоку от Машалинского купола известно рудопоявление Машале, относящееся к редкометалльно-олово-вольфрамовой РФ. На глубоко эродированных участках развиты мусковит-кварцевые жилы с касситеритом, сульфидами Fe, As, Cu и бедной примесью шеелита. Также существенно касситеритовое оруденение в ассоциации с арсенопиритом обнаруживается в грейзенизированных зальбандах турмалин-мусковитовых лейкогранитов. Дальше от гранитов и гипсометрически выше оловянного оруденения находятся существенно олово-вольфрамоносные гранат-везувиан-пироксеновые скарны с шеелитом, сульфидами Fe, Au, Cu, Zn, Pb, флюоритом, касситеритом. Несколько выше появляются кварц-сульфидные жилки с вольфрамитом, ферритунгститом. Наиболее удаленные от гранитов анкерит-хлорит-кварцевые жилы содержат убогую вкрапленность галенита и халькопирита. В целом отношение Sn:W составляет около 1:(1-2). В 200-300 м выше вольфрамового оруденения отмечена флюоритовая минерализация.

Башгумбез-Бозтеринская система. Башгумбезский и Бозтеринский интрузивы J ?/26/ располагаются в 10 км друг от друга и по геофизическим данным составляют единый массив. Первый интрузив размерами 18x11 км эродирован примерно на 900 м. Его поверхность полого погружается под базальтоиды и сланцы триаса на северо-восток и восток. В апикали массива широко распространена автотасоматическая микроклинизация гранитов и слабо проявлена альбитизация. Грейзенизация распространена еще меньше, в виде редких мусковит-кварцевых зонков с арсенопиритом. На северо-восточном контакте интрузива базальтоиды преобразованы в существенно андрадит-диопсидовые, гранат-везувиановые скарны со слабо повышенными содержаниями олова.

Бозтеринский куполовидный интрузив занимает меньшую площадь 5 x 2,5 км. В его южном экзоконтакте обнажаются два небольших (200 x 500 м) штока. Граниты штоков и, частично, самого массива подверглись альбитизации и интенсивной площадной грейзенизации. Эти же участки сопровождаются более широкими (до 500 м от гранитов) полями существенно вольфрамит-кварцевых жил с грейзеновыми оторочками (рудопоявление Найзаташ). Отношение Sn:W около

I:(8-10). На некотором удалении от гранитов (до 1,5-2 км) слабо проявлена зона низкотемпературного гидротермального оруденения - кварцевые прожилки с галенитом, антимонитом и др.

Западно-Пшартская система. Вдоль Рушано-Пшартского разлома протягивается субширотная полоса (48x6 км) распространения гранитных интрузивов /20/. В ее средней части находится собственно Западно-Пшартский массив (26 x 3 км). К западу и востоку граниты полого погружаются под вмещающие карбонатные, вулканогенные, терригенные отложения пермотриаса и фиксируются на поверхности мелкими (до 3x1 км) телами того же состава: Чоттукойским, Акташским и др. Наиболее типичными породами являются крупнозернистые порфиroidные двуслюдяные граниты. В апикальных частях появляются более лейкократовые, существенно мусковитовые разновидности, а также альбитизированные участки. В эндо- и экзоконтактах располагаются жилы турмалиносодержащих мусковитовых гранитов и аплитов (в том числе альбитизированные), а также маломощные турмалин-кварцевые, мусковитовые грейзено-гидротермальные жилы.

К относительно сильно эродированной части Западно-Пшартского интрузива приурочена внутренняя зона оруденения - мелкие линзы и жилы пегматитов, альбитизированных лейкогранитов со слабоповышенными содержаниями Ta, Nb и Sn, затем, по мере погружения массива, в гранитах или в непосредственной близости от них наблюдаются мелкие вольфрам-оловоносные грейзеново-гидротермальные жилы. Несколько дальше от интрузивов, в их кровле и экзоконтактах, известны многочисленные проявления ведущей редкометалло-олово-вольфрамовой РФ. Она представлена шеелитоносными гранат-пироксеновыми скарнами, содержащими также сульфиды Fe, As, Zn, Cu, Pb и немного касситерита, флюорита, блеклых руд. Отмечается небольшая примесь Au и Ag (Au:Ag. примерно. I:(10-210). Причем при смене оловянного оруденения вольфрамовым растет и содержание Ag.

Каттамарджанайская система наименее изучена. Одноименный интрузив имеет неправильную, близкую к изометричной форму (15 x 9 км). Контакты различной крутизны падают под терригенно-карбонатные отложения J₁₋₂. Массив представлен преимущественно крупнозернистыми порфиroidными гранитами. В целом к апикальной части увеличивается содержание Si, Na, Sn и понижаются - F, Li /18/.

На участке установлены /8/ проявления различных РФ, относящихся к редкометалльно-олово-вольфрам-серебряному флюоритовому генетическому ряду. Непосредственно на контактах образуются шеелитоносные пироксен-гранат-везувияльоновые скарны, иногда с сульфидами Fe, Cu, As, содержащие примесь Au и Ag (Au:Ag около 1:7). К экзоконтактам приурочены проявления редкометалльных пегматитов и касситерит-грейзено-кварцевые образования. В экзо- и эндоконтактах прослеживаются кальцит-флюорит-кварцевые, флюорит-кварцевые, кварцевые жилы с сульфидами Fe, Cu, Pb, Zn, As. В отдельных кварцевых прожилках с блеклой рудой фиксируются повышенные содержания Ag.

* *
*

1. На Южном Памире вырисовывается региональная рудно-магматическая зональность, которая в общих чертах согласуется с традиционной структурно-формационной зональностью этого региона. От "внешней" и "окраинной" зон к "промежуточной" и "осевой" закономерно уменьшаются размеры интрузивов, их эродированность и общая насыщенность зон гранитоидами, повышаются "аллохтонность" и стратиграфические уровни внедрения массивов.

2. Три из перечисленных региональных рудно-магматических зон являются олово-вольфрамоносными. В соответствии с меняющимися от зоны к зоне петрогеохимическими особенностями магматитов и составом руд выделяются: существенно вольфрамоносная "внешняя" зона с полихронными ультраметаморфическими гранитами; олово-вольфрамоносная "промежуточная" зона с существенно вольфрамоносными гранитами Ж? и существенно оловоносными гранитами, лейкогранитами мелового возраста; оловоносная "осевая" зона с монцитоидами Ф.

3. В "промежуточной" зоне обособлены два типа рудно-магматических систем очагового уровня. Первый тип характеризуется олово-фторным профилем магматитов, околорудных метасоматитов и руд, повышенной ролью лейкогранитов, низким отношением Au:Ag в рудах. Второму вольфрам-борному типу свойственны преобладание нормальных гранитов, менее значительная роль Ф, более высокое

отношение Au:Ag. Предполагается различный характер локальной рудной зональности (сверху вниз): от Sn к W в первом типе и от W к Sn во втором.

4. Базардаринский район является примером полигенной системы с развитыми (длинными) рядами рудных формаций, которые представлены достаточно крупными рудными объектами. Здесь проявлено оловянное оруденение двух разновозрастных (K и P) моногенных рудно-магматических систем очагового уровня. Более поздняя (вероятно, P₃-N) минерализация Ag, Pb-Zn, Sb, F?, возможно, относится к третьей самостоятельной рудно-магматической системе базитового типа, но в то же время она закономерно завершает развитие предыдущих систем и унаследует их рудно-геохимический профиль.

Литература

1. Аверьянов Г.С., Искандаров Ф.Ш. Перспективы промышленной флюоритоносности Памира // Докл. АН ТаджССР. 1985. Т.28, № 9. С.528-531.
2. Аверьянов Г.С., Павловский А.Б. Геология оловорудных районов и месторождений Памирской оловоносной области // Геология оловорудных месторождений СССР. Т.2, кн.2. М., 1986. С.103-110.
3. Алиев А. Узлы длительной эндогенной активности Южного Памира // Сов. геология. 1980. № 1. С.85-92.
4. Афиногенова Л.Н. Основные черты эндогенной металлогении Южного Памира. Душанбе: Дониш, 1979. 130 с.
5. Безуглый М.М. Два эволюционных ряда эндогенного оруденения в южной части Памира // Докл. АН СССР. 1980. Т.254, № 5. С.1190-1192.
6. Безуглый М.М. Япилькуль-Кызылрабатская разломно-формационная и металлогеническая зона Южного Памира // Докл. АН ТаджССР. 1986. Т.29, № 10. С.615-618.
7. Безуглый М.М., Аверьянов Г.С. О связи рудных формаций Памира с тектоно-магматической активизацией // Докл. АН СССР. 1973. Т.211, № 1. С.165-167.

8. Безуглый М.М., Пашков Б.Р., Сталинская О.В., Урунов Б.Д. О рудоносности Сарезской кольцевой структуры // Докл. АН ТаджССР. 1982. Т.25, № 10. С.608-611.

9. Безуглый М.М., Тютин М.А. Рудно-магматическая зональность Юго-Восточного Памира // Докл. АН ТаджССР. 1988. Т.31, № 1. С.47-50.

10. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 278 с.

11. Владимиров А.Г., Беляева Р.Т., Верхотуров В.Е. и др. Петрология кордьеритовых гранитов Башгумбезского массива. Новосибирск: Наука, 1987. 96 с.

12. Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Чупин В.П. и др. Петрология высокоглиноземистых гранитов памирского комплекса // Геология и геофизика. 1988. № 12. С.87-95.

13. Дронов В.И., Левен Э.Я. К вопросу о геологии Юго-Восточного Памира // Сов. геология. 1961. С.21-36.

14. Кучай В.К., Чучадаев Д.Н., Ким А.Н. Вероятностный геологический прогноз по косвенным изображениям. М.: Недра, 1986. 207 с.

15. Логачев В.П., Аверьянов Г.С. Оловоносность Базардаринского района на Памире // Геология оловорудных районов и месторождений Казахстана и Средней Азии. Алма-Ата, 1982. С.68-75.

16. Месхи А.М. Магматические комплексы зоны Юго-Восточного Памира // Материалы по геологии Памира. Вып.2. Душанбе, 1964. С.195-213.

17. Месхи А.М., Могаровский В.В., Идрисова Л.В. и др. Олово в мезозойских гранитоидах зоны Юго-Восточного Памира и некоторые вопросы связи оловорудных проявлений с гранитоидным магматизмом // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 9. С.97-102.

18. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая / Под ред. Р.Б.Баратова. Душанбе: Дониш, 1978. 343 с.

19. Пыжьянов И.В., Копылов А.Л. Базардаринская куполовидная структура и ее рудоносность (Юго-Восточный Памир) // Докл. АН ТаджССР, 1978. Т.21, № 8. С.43-45.

20. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана / Под ред. Р.Б.Баратова. Душанбе: Дониш, 1976. 268 с.

21. Романько Е.Ф., Копылов А.Л. Генетические типы оловорудных проявлений Памира // Разведка и охрана недр. 1970. № 7. С.5-8.

22. Сусин О.А., Верхотуров В.Е. О глубинной морфологии гранитоидных массивов Южного Памира // Сов. геология, 1985. № 8. С.113-120.

23. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.

24. Тютин М.А. Рудно-магматические системы зоны сочленения Юго-Восточного и Юго-Западного Памира // Докл. АН ТаджССР. 1989. Т.32, № II. С.764-767.

25. Тютин М.А. Два типа олово-вольфрамовых рудно-магматических ассоциаций Южного Памира // Докл. АН ТаджССР. 1990. Т.33, № I. С.43-46.

26. Шанин Л.Л., Волков В.Н., Лицарев М.А. и др. Критерии надежности методов радиогенного датирования. М.: Наука, 1979. 230 с.

А.Г.Владимиров, Р.Т.Беляева, В.А.Пономарчук

ПОЗДНЕМЕЗОZOЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОГО ПАМИРА

Геологи, занимавшиеся изучением магматизма Южного Памира, уже давно обратили внимание на тесную пространственную и временную связь литий-фтористых гранитов Базардаринского рудного района с предшествующими гранитоидами известково-щелочного и монцонитоидного рядов /I4, I5/. В то же время их объединение в единую магматическую колонну, эволюция которой завершилась формированием олово-вольфрамоносных рудопроявлений и месторождений, стало возможным только в последнее время, после проведения комплексных работ по формационно-геохимической типизации разновозрастных гранитоидов региона /5/. Данная статья посвящена детальной геологической и вещественной характеристике магматических пород, входящих в состав позднемезозойской олово-вольфрамоносной рудно-

магматической системы Южного Памира, на примере наиболее детально изученных Аличурского и Базардаринского полихронных плутонов. В основу статьи положены материалы крупномасштабных геологосъемочных работ, проведенных в ПГО "Таджикгеология" (1971-1984 гг.), а также результаты петрологических и геохронологических исследований ИГиГ СО АН СССР (1986-1990 гг.).

Аличурский и Базардаринский полихронные плутоны входят в состав крупного интрузивного пояса мелового возраста, пересекающего кристаллические образования Аличурской зоны Юго-Западного Памира и терригенно-карбонатные отложения Крайней и Промежуточной зон Юго-Восточного Памира. Аличурский плутон более глубоко эродирован, а его морфология нарушена неогеновыми покровными движениями; Базардаринский - вскрыт в своей апикальной части и сохранил многочисленные останцы кровли. Редкометалльные литий-фтористые граниты известны только в пределах Базардаринского массива, в то время как более ранние магматиты известково-щелочного и монцонитоидного составов имеют сквозное распространение. Общая схема формирования магматических пород имеет следующий вид (от ранних к поздним).

Южно-аличурский комплекс: 1 - мелкозернистые биотитовые кварцевые диориты, 2 - среднезернистые биотитовые гранодиориты, 3 - средне-крупнозернистые биотитовые граниты, 4 - жильные граниты и аплиты.

Сереташский комплекс: 1 - среднезернистые биотит-амфиболовые монцодиориты, 2 - среднезернистые биотит-амфиболовые кварцевые монцодиориты, 3 - средне-крупнозернистые амфибол-биотитовые монцогранодиориты, 4 - жильные граниты и аплиты.

Акджилгинский комплекс: 1 - крупнозернистые монцогаббро, 2 - среднезернистые такситовые биотит-пироксеновые монцодиориты, 3 - среднезернистые биотит-пироксеновые кварцевые монцодиориты, 4 - крупнозернистые биотит-пироксеновые кварцевые монцониты, 5 - крупнозернистые биотит-пироксеновые монцогранодиориты, 6 - жильные граниты и аплиты.

Базаррыкский комплекс: 1 - мелко-среднезернистые биотит-амфибол-пироксеновые монцодиориты, 2 - средне-крупнозернистые биотит-амфибол-пироксеновые монцодиориты и кварцевые монцодиориты, 3 - среднезернистые биотит-амфиболовые

(±пироксен) кварцевые монцониты, 4 - среднезернистые амфибол-биотитовые монцогранодиориты, 5 - средне-крупнозернистые порфи-ровидные биотитовые монцогранодиориты и граниты, 6 - крупнозер-нистые биотитовые калиевые лейкограниты и аляскиты, 7 - жильные граниты и аплиты.

А к д ж а р с к и й к о м п л е к с: 1 - среднезернистые кордиеритсодержащие биотитовые гранодиориты, 2 - мелко-средне-зернистые кордиерит-биотитовые граниты, 3 - мелкозернистые кор-диерит-биотитовые граниты, 4 - жильные разнозернистые граниты, аплиты, пегматиты.

К о м п л е к с м е ж г р а н и т н ы х д а е к^ж: био-тит-амфиболовые диорит-порфиры и гранодиорит-порфиры, пирок-сенсодержащие кварцевые монцониты и монцонит-порфиры, гиперстен-гранат-биотитовые диорит-порфиры, кордиерит-гранат-биотитовые и кордиерит-биотитовые гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры, кварцевые порфиры.

Б а з а р д а р и н с к и й к о м п л е к с: А - ранний ритм (1 - средне-крупнозернистые порфи-ровидные биотитовые грани-ты, 2 - крупнозернистые равномернозернистые или слабопорфи-ровидные биотитовые лейкограниты, 3 - средне- и мелкозернистые био-тит-мусковитовые лейкограниты, 4 - топазсодержащие мусковитовые аплиты, аплиты-пегматиты и пегматиты); Б - поздний ритм (1 - разнозернистые топаз-протолитионитовые граниты и аплиты, 2 - он-гониты).

Аличурский полихронный плутон расположен в отрогах Северо-Аличурского хребта между саями Карадемур - Караджилга (рис.1). Он вытянут в субширотном направлении на ~ 50 км и имеет общую площадь более 650 км². Вмещающая рама представлена аличурской песчано-сланцевой толщей (Т), метаморфизованной в условиях зеле-носланцевой фации, и чулактекинским мигматит-гранитогнейсовым комплексом. Последний по набору пород и характеру метаморфизма близок к триасовым мигматит-гранитам и гнейсам Гунт-Токузбулак-ского блока Аличурской зоны /3/. Между собой породы аличурской серии и чулактекинского комплекса соприкасаются только по текто-

^ж По данным Р.Т.Беляевой, в этот комплекс пока условно объеди-нены разновозрастные дайки, геологическая позиция которых требу-ет специального уточнения. О сложной природе этих даек можно су-дить по статье А.В.Титова (в наст. сб.).

ническим границам. В гранитоидах те и другие присутствуют в виде многочисленных ксенолитов разнообразного размера.

Современная морфология Аличурского плутона определяется новейшими тектоническими движениями шарьяжно-покровного стиля (см. рис. I). Можно выделить, по крайней мере, три крупных плоскости скольжения, которые делят массив на "автохтон" и три вышележащих покровных пакета.

К "автохтону" относится северное обрамление массива, представленное чулактекинским мигматит-гнейсовым комплексом, прорывающими его биотит-амфиболовыми гнейсовидными гранитоидами проблематичного возраста, а также аличурской метатерригенной серией. Следует отметить, что отнесение этих образований к автохтону условное, так как с пермотриасовыми отложениями Юго-Восточного Памира они повсеместно имеют шарьяжированные тектонические контакты.

Первый покровный пакет расположен к югу от "автохтона". Он включает магматиты сереташского, акджилгинского, базаррыкского и акджарского комплексов, а также разобщенные блоки (эрозионные тектонические окна?) кристаллических орто- и парапород "автохтона".

Следующий покровный пакет выполнен преимущественно карбонатно-терригенными отложениями (Р-Т, J) Юго-Восточного Памира и магматическими породами кыр-кызылрабатской вулканоплутонической ассоциацией, находящимися в сложных, главным образом, тектонических соотношениях. По данным М.А. Тютина, вулканы и субвулканические тела этой ассоциации относятся к латит-трахидацит-риолитовой петрохимической серии и выполняют узкую приразломную депрессию, заложенную не позднее палеогена.

Третий покровный пакет сложен гранитоидами южно-аличурского и мигматит-гранито-гнейсами чулактекинского? комплексов. В региональном плане этот покров прослеживается далеко на восток (~ 20-30 км) относительно основной площади развития магматитов Аличурского плутона.

Покровно-чешуйчатое строение Аличурского плутона подчеркивается не только структурными элементами I-го порядка (см. рис. I). По существу, все магматические, осадочные и метаморфические породы расслоены на множество тектонических пластин, мощность которых варьирует от первых десятков до сотен метров. Углы падения

плоскостей расслоения и близких к ним элементов катаклаза и разгнейсования гранитоидов меняются от 0 до 10–20° в южном и юго-восточном направлениях. Нередко отмечаются и прямо противоположные структурные элементы, что, вероятнее всего, связано с унаследованием тектоническими покровами ундулирующей поверхности автохтона. Общая картина усложняется многочисленными крутопадающими разломами, придающими отдельным частям плутона мозаично-блоковое строение (см. рис.1). Масштабы регионального надвига, трансформировавшего Аличурский плутон, оценить, пока невозможно. Судя по набору и вещественному составу содержащихся в гранитоидах ксенолитов, которые однотипны с породами Аличурской зоны (автохтон), горизонтальный сдвиг имел местный характер и не превышал нескольких десятков километров. По мнению же Р.Т.Беляевой, масштабы перемещения были значительно больше, и находящийся в аллохтоне Аличурский плутон является фрагментом Ваханской зоны, надвинутой на Юго-Западный Памир. Рассмотрим внутреннее строение Аличурского полихронного плутона.

Гранитоиды южно-аличурского комплекса слагают изолированное тело субширотного простирания в приустьевых частях рек Бахмалджилга-Караджилга (см. рис.1). Преобладающей разновидностью являются гранодиориты 2-ой фазы (35 км²), которые содержат редкие ксенолиты кварцевых диоритов и, в свою очередь, пробраны телами и жилами гранит-лейкогранитового состава. Реперное взаимоотношение установлено на правом борту сая Кулаккесте, где в южно-аличурских гранодиоритах находится интрузивный шток кварцевых монцонитов акджилгинского комплекса. От ранних к поздним фазам возрастает калиевоность пород, хотя в целом вся ассоциация относится к калинатровому типу (табл.1, рис.2). Установлен существенный разрыв между кварцдиорит-гранодиоритовой и гранит-лейкогранитовой породными группами (рис.3).

Сереташский комплекс наиболее развит. Его гранитоиды в виде дугообразного тела шириной от 5–7 до 10–15 км окаймляют массив на восточном и северном флангах (см. рис.1). С более поздними гранитоидами контакты, как правило, сорваны, однако интрузивные взаимоотношения, в том числе с нарушением гомодромности и срезанием жильных пород, наблюдались неоднократно. Второй выход, расположенный в междуречье Керсенбулак-Бахмалджилга, отнесен к сереташскому комплексу условно. Судя по присутствию многочисленных

Средние содержания петрогенных окислов (мас.%) фтора и редких элементов (г/т)
в позднемезозойских интрузивных породах Южного Памира
(на примере Аличурского и Базардаринского полихронных плутонов)

Компо- ненты	Южно-аличурский комплекс				Сереташский комплекс					Аджикигинский комплекс		
	I фаза	2 фаза	3 фаза	жильные граниты	I фаза	2 фаза	3 фаза	жильные граниты	аплиты	I фаза	2 фаза	3 фаза
SiO ₂	60,44	64,48	70,79	72,29	56,73	62,63	66,02	71,53	74,02	50,56	58,05	60,1
TiO ₂	0,95	0,72	0,39	0,22	0,92	0,73	0,68	0,26	0,14	1,74	1,11	0,37
Al ₂ O ₃	13,06	16,69	14,86	14,58	16,25	16,38	15,2	13,92	13,85	14,5	17,32	15,41
FeO	5,42	4,01	2,43	1,93	6,41	4,52	4,4	2,27	0,75	11,02	6,4	6,45
MnO	0,08	0,06	0,06	0,03	0,17	0,09	0,08	0,03	0,01	0,23	0,14	0,12
MgO	2,51	1,68	0,68	0,4	4,57	3,0	1,7	0,55	0,13	6,9	3,61	3,99
CaO	5,75	4,21	2,76	1,47	6,56	4,72	3,86	2,06	1,31	7,23	5,71	5,32
Na ₂ O	2,38	2,99	3,61	3,64	2,23	2,63	2,6	2,86	3,2	1,74	2,1	2,59
K ₂ O	2,49	3,07	3,06	4,64	3,51	3,78	3,92	5,14	5,94	2,62	3,43	3,15
P ₂ O ₅	0,196	0,19	0,16	0,20	0,32	0,24	0,19	1,57	0,23	0,67	0,33	0,29
F	790	520	280	250	1220	790	790	600	270	1800	990	830
B	7,5	12	11	9	22	16	18	24	1000	10	20	4,5
Li	43	42	58	32	28	32	49	27	7	39	45	38
Rb	84	99	100	119	129	126	157	194	240	83	125	133
Sr	480	368	325	430	635	560	482	276	130	416	545	593
Ba	735	762	450	1000	1260	1110	800	730	200	970	1230	1250
Be	2,2	4,6	6,8	11,5	2,0	2,1	2,4	2,4	2,0	2,6(3)	2,5(6)	3,3
Sn	4,5	5,6	8,0	9,5	6,6	6,2	7,0	5,8	5,6	5,7	6,5	4,0
W	6,3(2)	5,2(3)	н.о.	н.о.	5,3(5)	5,0(4)	5,0(5)	4,1(5)	10,0	11,7(4)	5,7(2)	н.о.
Mo	2,0(2)	1,2(4)	н.о.	н.о.	5,3(5)	1,4(4)	1,7(4)	1,7(6)	2,6	2,9(4)	1,9(2)	н.о.
Cu	34(2)	53(3)	н.о.	н.о.	200(5)	55(5)	38(5)	23,7(6)	20	130(2)	60(2)	92(2)
V	88(2)	64(3)	н.о.	н.о.	173(5)	88(5)	62(5)	25(6)	20	310(2)	138(2)	115(2)
Ni	≤8(2)	≤8(3)	н.о.	н.о.	≤7,7(5)	4(5)	9,0(5)	4(6)	≤4	≤15(2)	≤8(2)	17(2)
<u>Li+Rb</u> <u>Sr+Ba</u>	0,10	0,13	0,20	0,11	0,08	0,09	0,16	0,22	0,57	0,08	0,11	0,06
f, %	54,7	59,4	67,1	73,5	44,6	52,9	59,3	71,4	76,4	47,6	50,4	47,1
Число анализов	5	8	2	1	6	7	8	7	1	7	9	4

Компо- ненты	АКДЖИГИНСКИЙ КОМПЛЕКС				БАЗАРРЫКСКИЙ КОМПЛЕКС							
	4 фаза	5 фаза	жильные граниты	аплиты	1 фаза	2 фаза	3 фаза	4 фаза	5 фаза	6 фаза	жильные граниты	аплиты
SiO ₂	64,74	68,02	71,01	75,14	55,06	56,4	65,62	67,01	67,99	74,38	68,54	74,88
TiO ₂	0,63	0,43	0,38	0,13	1,21	1,1	0,65	0,53	0,49	0,16	0,52	0,11
Al ₂ O ₃	16,14	15,42	13,72	11,89	16,98	17,1	15,3	15,47	15,0	12,71	14,89	13,15
ΣFeO	3,92	3,04	2,21	1,92	7,1	7,05	4,23	3,59	3,28	2,03	3,47	1,64
MnO	0,07	0,04	0,04	0,02	0,11	0,12	0,07	0,06	0,05	0,03	0,05	0,04
MgO	1,94	1,12	0,66	0,21	4,41	3,61	1,82	1,66	1,17	0,42	1,12	0,28
CaO	4,12	3,38	2,48	0,99	6,29	5,85	3,53	3,27	3,03	1,41	2,44	1,07
Na ₂ O	2,7	2,79	2,49	2,37	2,37	2,36	2,72	3,0	2,97	2,98	2,9	3,5
K ₂ O	4,2	4,5	5,57	6,36	3,49	3,13	4,16	3,96	4,49	5,12	4,87	5,25
P ₂ O ₅	0,21	0,12	0,12	0,09	0,45	0,35	0,24	0,23	0,18	0,06	0,21	0,22
F	670	550	340	100	1020	980	830	670	500	470	610	260
B	11	5	5,8	4	15	15	10	12	15	9	50	13
Li	32	23	34	56	50	42	39	38	37	39	43	21
Rb	146	170	183	174	131	122	165	155	164	225	162	278
Sr	457	422	250	125	640	628	462	486	437	174	400	71
Ba	1070	840	560	160	1400	1310	920	770	740	314	870	140
Be	2,5	2,2	3,2	2,1	2,9	2,4	3,2	3,5	3,0	3,4	2,3	2,5
Sn	4,2	3,0	2,4	2,0	5,2	6,2	6,0	5,0	5,6	3,8	7,0	6,5
W	4,6(6)	4,7(6)	н.о.	н.о.	н.о.	6,0(2)	4,0(3)	5,1(3)	сл.(1)	5,5(2)	н.о.	сл.(1)
Mo	1,8(5)	2,0(7)	н.о.	н.о.	н.о.	1,6(2)	1,7(4)	1,7(3)	1,5(1)	1,4(1)	н.о.	1,9(1)
Cr	51(6)	21(6)	н.о.	н.о.	н.о.	58(5)	56(2)	43(2)	38(1)	24(2)	н.о.	25(1)
V	73(6)	23(6)	н.о.	н.о.	н.о.	156(5)	61(2)	60(2)	22(1)	≤20(2)	н.о.	≤20(1)
Ni	≤8(6)	≤6(6)	н.о.	н.о.	н.о.	≤8(5)	≤8(2)	≤8(2)	≤8(1)	≤8(2)	н.о.	≤8(1)
<u>Li+Rb</u>	0,12	0,15	0,27	0,01	0,07	0,08	0,14	0,15	0,17	0,55	0,16	1,41
Sr+Ba												
f, %	53,6	60,9	66,8	83,3	47,7	52,5	56,7	54,7	61,2	73,7	63,9	77,9
Число анализов	14	10	5	2	7	10	16	7	6	5	4	2

Комплек- с- сентит	Алджарский комплекс						Базардаринский комплекс						
	I фаза	2 фаза	3 фаза	жильные граниты	аплиты	пегматиты	Ранний ритм				Поздний ритм		
							I фаза	2 фаза	3 фаза	4 фаза	граниты		онгониты
											А	Б	
SiO ₂	66,79	69,56	70,63	71,92	72,58	76,13	72,60	74,69	74,74	74,45	75,12	74,87	74,13
TiO ₂	0,61	0,40	0,35	0,15	0,17	0,07	0,29	0,18	0,16	0,07	0,03	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	15,71	15,1	14,85	15,05	13,97	12,18	13,91	13,39	13,46	14,00	14,60	14,77	15,02
ΣFeO	3,73	2,27	2,41	1,84	1,84	1,28	2,34	1,89	1,78	1,73	1,05	1,14	1,10
MnO	0,066	0,044	0,036	0,035	0,03	0,015	0,10	0,11	0,13	0,12	0,10	0,11	0,08
MgO	1,69	1,11	0,81	0,43	0,33	0,15	0,48	0,27	0,28	0,10	0,10	0,10	0,14
CaO	2,95	2,48	1,56	0,82	1,16	0,76	0,93	0,89	0,92	0,54	0,31	0,32	0,72
Na ₂ O	2,95	3,09	3,36	3,53	3,0	3,28	3,25	3,16	3,27	4,02	4,30	4,24	4,20
K ₂ O	3,8	4,10	4,32	4,35	5,87	5,5	4,96	4,77	4,64	4,25	3,70	3,79	3,10
P ₂ O ₅	1,94	0,15	0,18	0,27	0,33	0,11	0,13	0,07	0,10	0,08	0,10	0,10	0,16
F	980	930	470	565	355	235	2400	1400	900	4100	5900	6400	6100
B	16	18	15	520	8	31	16	19	18	16	25	24	40
Li	47	44	43	19	31	12	144	94	84	172	425	500	229
Rb	149	120	194	248	228	212	420	343	365	670	588	683	545
Sr	407	328	244	163	213	135	66	50	41	12,0	3,8	3,9	28,2
Ba	775	570	580	290	320	1080	288	151	155	55	6,9	14,5	55,3
Be	2,6	1,8	4,5	1,7	1,9	7,3	5,5	8,3	9,0	12,3	6,5	15,1	1,5
Sn	6,0	5,4	4,3	3,8	7,2	5,7	16	13	15	55	16	15	46
W	4,7(16)	4,2(11)	5,4(5)	6,0(2)	1,2(1)	3,2	1,6	0,8	н.об.	12,0	86	37	30
Mo	1,8(12)	1,5(11)	1,4(3)	1,6(1)	сл.(1)	1,6	10	1,5	н.об.	2,6	2,1	1,5	1,8
Cr	51(10)	38(13)	≤13(3)	15	≤3	13,5							
V	58(10)	24(13)	≤10(3)	≤10	≤10	≤10							
Ni	≤4(10)	7(13)	≤8(3)	≤8	≤8	≤8							
Li+Rb	0,17	0,25	0,29	0,59	0,49	0,20	1,59	2,17	2,29	12,50	94,6	66,1	9,26
Sr+Ba													
f, %	55,5	59,8	64,8	70,5	84,6	83,7	72,7	78,8	77,4	≥92	≥88	≥89	83,3
Число анализов	20	15	7	2	2	9	6	15	13	12	18	15	8

Примечание. Описание петрографического состава интрузивных фаз в пределах каждого комплекса дано в тексте. Для базардаринского комплекса: А - топаз-протолитионитовые граниты участка "Трезубец - Юбилейное", Б - то же, участок "Элису - Кобриген". "н.о." - не определялось, "н.об." - не обнаружено, "сл." - следы. Число анализов, использованных для расчета средних значений большинства элементов, приведено в таблице отдельной графой: для вольфрама, молибдена, хрома, ванадия и никеля - указано в скобках. Средние значения приведены по материалам Р.Т.Беляевой и А.Г.Владимирова. Определение петрогенных окислов и фтора выполнено в лабораториях ЦХЛ ПГО "Таджикгеология" и ИГиГ СО АН СССР; Li, Rb, Sr, Ba, Be, V, Cr, Ni - атомно-абсорбционным методом (ИГиГ СО АН СССР) и частично - количественно-спектральным (ЦХЛ ПГО "Таджикгеология"); W, Mo, Sn, B - количественно-спектральным методом (ИГиГ СО АН СССР, ЦХЛ ПГО "Таджикгеология"). Сходимость результатов, полученных в разных лабораториях, укладывается в пределы 15-20 % относительной ошибки.

ксенолитов субвулканических пород латит-трахидацит-риолитового состава, гранитоиды Керсеньбулакского выхода могут оказаться палеогеновыми и войти как плутоническая фация в кыр-кызылрабатскую ассоциацию. Окончательное решение требует специальных исследований. Эволюция химизма сереташских пород (см. табл. I) сводится к простому гомодромному ритму: от монцодиоритов ($\sim 0,2 \text{ км}^2$) через кварцевые монцодиориты (8 км^2) к монцогранодиоритам ($\sim 100 \text{ км}^2$). Завершают комплекс жилы калиевых гранитов и аплитов.

Магматические породы последующих трех комплексов слагают относительно узкую (8-10 км) линейную зону северо-восточного простираения (см. рис. I). Несколько более мелких интрузивных тел известны и за её пределами.

Раннему этапу отвечает акджилгинский монцогаббро-монцонитоидный комплекс. Субщелочные габброиды слагают самостоятельный массив в верховьях сая Кулаккесте ($\sim 12 \text{ км}^2$). Габброиды прорывают и ороговиковывают здесь метаосадочные породы аличурской серии (T_{1-2}). На контакте с ними испытывают лейкократизацию, которая сопровождается не только существенным изменением их химического вещественного состава, но и появлением оторочки анатектических

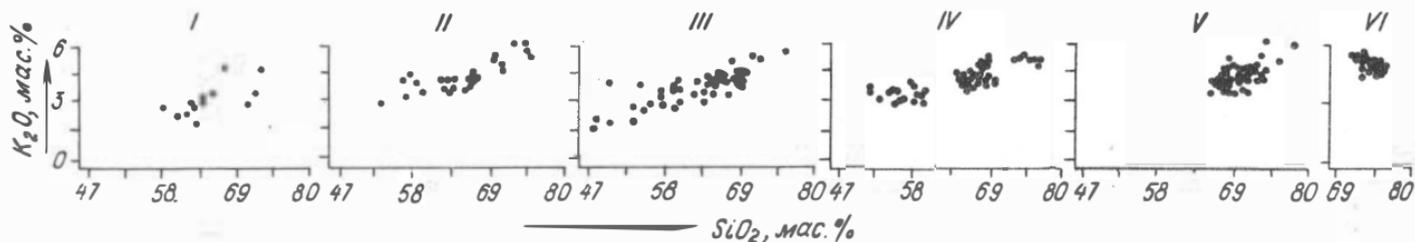


Рис.2. Поведение K_2O в зависимости от SiO_2 в позднемезозойских магматических комплексах Южного Памира:

I - южно-аличурский, II - сереташский, III - акджилгинский, IV - базаррынский, V - акджарский, VI - базардаринский (ранний ритм).

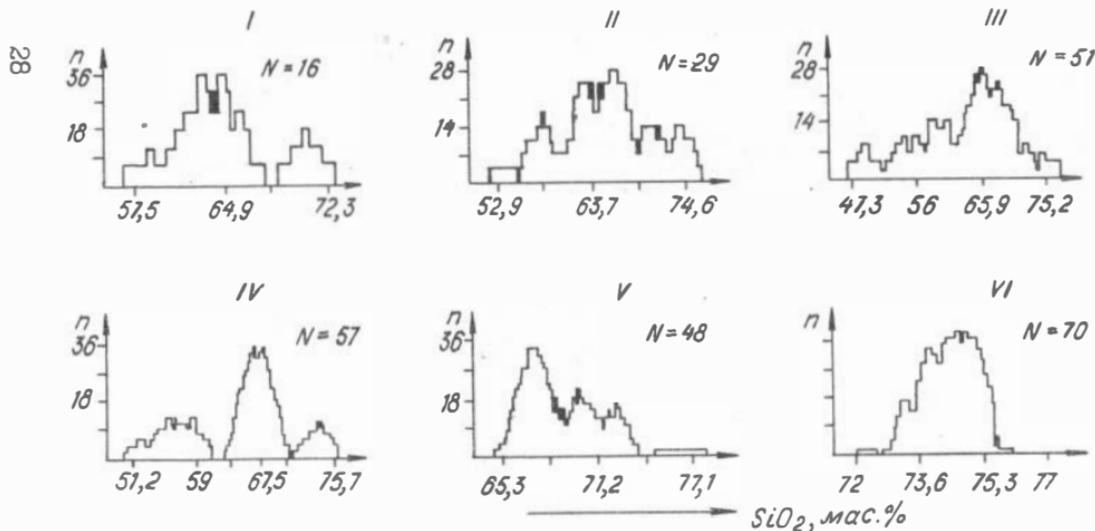


Рис.3. Гистограммы распределения SiO_2 в позднемезозойских магматических комплексах Южного Памира (N, n - число анализов). Усл. обозн. см. на рис.2.

аплитовидных гранитов. По данным А.П.Пономаревой /16/, масштабы взаимодействия ограничиваются зоной 8–15 см, в пределах которой базитовый расплав смешивался с кислыми реоморфическими выплавками, давая в итоге полный спектр составов от гибридных пироксен-амфиболовых монцодиоритов до гранитов.

Монцодиориты 2-ой фазы известны только в обрамлении субщелочных габброидов и имеют с ними интрузивные взаимоотношения. Такситовый облик монцодиоритов связан с обилием микроксенолитов двушироксен-плаггиоклазового и гиперстен-шпинель-кордиерит-плаггиоклазового составов, что прямо указывает на их гибридную природу. В пользу этого предположения свидетельствует тождественность химического состава монцодиоритов и упомянутых выше продуктов смешения субщелочных габброидов с реоморфическими гранитами (рис.4).

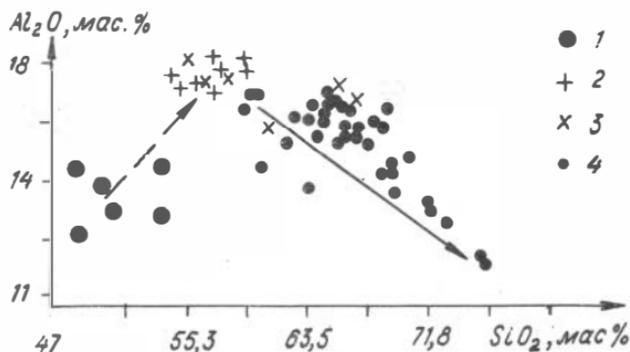


Рис.4. Поведение Al_2O_3 в зависимости от SiO_2 в магматических породах акджилгинского комплекса:

1 – монцогаббро первой фазы; 2 – такситовые монцодиориты второй фазы; 3 – гибридные монцодиориты из зоны контакта монцогаббро и метапелитов (по /16/); 4 – монцонитоиды и монцограниты (третья–пятая фазы нерасчлененные).

Второй крупный выход акджилгинского комплекса закартирован в верховьях сая Керсеньбулак (см. рис.1). Он сложен монцонитоид-

ной группой пород, специфической чертой которых является обилие ксенолитов разнообразной формы. Количество последних обычно настолько велико, что порода выглядит как магматогенная брекчия, сцементированная грубозернистой монцонитовой матрицей. По петрографическому составу среди ксенолитов выделяются ороговикованные биотит-клинопироксеновые кристаллосланцы повышенной известковистости, имевшие первично-вулканогенную природу, а также в той или иной степени мигматизированные в условиях гранулитовой фации кристаллосланцы, гнейсы и гранитогнейсы чулактекинского комплекса.

Преобладающей разновидностью в акджилгинском комплексе являются крупнозернистые кварцевые монцониты и монцогранодиориты 4-ой-5-ой фаз ($\sim 27 \text{ км}^2$), границы между которыми часто не поддаются картированию из-за близости их структурных и петрографических признаков. Завершается комплекс редкими жилами высококалийных гранитов и аплитов. Особенности химизма (см. табл. I; рис. 3, 4) подтверждают гетерогенность акджилгинского комплекса, в составе которого обособляются: 1) субщелочные габброиды и связанные с ними гибридные монцодиориты; 2) монцонитоиды и их жилные дифференциаты в виде высококалийных гранитов и аплитов.

Базаррыкский комплекс включает в себя три автономных породных группы: монцодиоритовую, кварц-монцонит-монцогранодиоритовую и гранит-лейкогранитовую, между которыми существуют отчетливые разрывы в вещественном составе (см. табл. I, рис. 3).

Монцодиориты 2-ой фазы являются главной разновидностью (27 км^2). В виде цепочки интрузивных тел, разбитых тектоническими нарушениями и прорванных более поздними гранитоидами, они прослеживаются через весь Аличурский плутон от Керсеньбулака до Чулактеке (см. рис. I). Они насыщены крупными (до $1,5 \text{ км}^2$) останцами-ксенолитами монцонитоидов акджилгинского комплекса и, кроме того, содержат более мелкие включения собственных монцодиоритов 1-ой фазы, ороговикованных сланцев аличурской серии и метаморфитов чулактекинского комплекса.

Монцонитоиды 3-ей-4-ой интрузивных фаз имеют подчиненное развитие (12 и 3 км^2 соответственно). Они образуют мелкие тела, зажатые между ранними монцодиоритами и поздними гранит-лейкогранитами. Возрастных взаимоотношений между собой не имеют из-за пространственной разобщенности.

Порфиroidные монцогранодиориты (10 км²) и калиевые лейкограниты (2,5 км²) завершают базаррыкский комплекс. Их выходы сосредоточены в восточной части плутона. Это самостоятельные пластообразные интрузивные тела, первоначальные контуры которых сильно осложнены разрывными нарушениями.

Кроме перечисленных разновидностей в базаррыкском комплексе постоянно отмечаются маломощные жилы (0,2–1,5 м) средне-мелкозернистых и аплитовидных гранитоидов. Они всегда имеют более кремнекислый состав, чем вмещающие породы, хотя в целом варьируют от монцогранодиоритов до лейкогранитов. Очевидно их происхождение следует связывать с конечной дифференциацией разновозрастных порций расплава, которым отвечают описанные выше породные группы (за исключением базитов). Нами они условно объединены в самостоятельную группу жильных гранитов и аплитов из-за отсутствия геологических наблюдений, указывающих на их разновозрастность, и неопределенности при отнесении к той или иной интрузивной фазе.

Акджарский комплекс сложен только гранодиорит-гранитной группой пород (см. табл. I, рис. 2, 3). Основная площадь их выходов сосредоточена в юго-западной части Аличурского плутона (см. рис. I). Несколько тел известны также в верховьях сая Чулактеке, где они прорывают субщелочные габброиды и такситовые монцодиориты базаррыкского комплекса. Рвущие интрузивные взаимоотношения установлены также с гранитоидами сереташского и акджилгинского комплексов.

Наряду с гомодромным развитием магматизма, в пределах каждого комплекса, обращает на себя внимание ритмичность более высокого порядка, когда в раннем ритме южно-аличурские калинатровые гранитоиды сменяются сереташскими калиевыми монцонитоидами, потом при переходе ко второму ритму следует резкое нарушение гомодромности (внедрение монцогаббро) и последующее возрастание общей лейкократовости комплексов: акджилгинские субщелочные габброиды и монцодиориты — базаррыкские монцодиорит-монцонит-граниты — акджарские гранодиорит-граниты. Как будет показано ниже, преемственность магматитов второго ритма находит полное подтверждение в петрографическом составе, что позволяет рассматривать их как единую мультиплетную интрузивную серию мелового возраста.

С учетом сказанного Аличурский полихронный плутон можно разделить на два самостоятельных интрузива: Южно-Аличурский и Серешташский, между которыми проходят два субпараллельных пояса северо-восточного простирания, сложенные меловой монцогаббро-монцодиорит-монцонит-гранитной мультилетней серией и палеогеновой латит-трахидацит-риолитовой вулканоплутонической ассоциацией. Подчеркнем, что наиболее существенные плоскости тектонического расслоения служат границами между выделенными интрузивными массивами и поясами. Это позволяет предположить, что заложение плоскостей покровообразования в неогене происходило не случайно, а связано с унаследованием более древних магмоконтролирующих тектонических структур, с которыми были связаны подъем и взаимодействие разноглубинных (корово-мантийных) расплавов.

Базардаринский плутон расположен в пределах Северо-Аличурского хребта в истоках рек Базаррык, Базардара, Элису (рис.6). В региональном плане он приурочен к крупной антиклинальной структуре (сводовому поднятию) Юго-Восточного Памира /15, см. статью В.Г.Рубановой, В.П.Логачева в настоящем сб./ . Общая площадь вскрытой части составляет 100-120 км². Вмещающие породы представлены каменноугольно-пермскими и триасовыми терригенными отложениями с подчиненной ролью карбонатов. Характер контактов — интрузивный. Мощность ореола тонкозернистых роговиков колеблется от 750 до 1700 м, что, очевидно, связано с пологим падением гранитов. Внутри ореола осадочные породы метаморфизованы в условиях мусковит-роговиковой фации. Известково-кремнистые и существенно карбонатные породы скарнированы.

Внутреннее строение плутона указывает на сложный, полихронный характер магматической деятельности. Раннему этапу отвечали монцогаббро, монцодиориты акджилгинского и биотитовые (+кордиерит) гранитоиды акджарского комплексов. Они слагают юго-западный выход в Базардаринском плутоне. Судя по морфологии, а также данным глубинной геофизики /19/, этот выход магматитов и сопряженных с ними вмещающих пород является останцом кровли над крупным батолитом литий-фтористых гранитов и разделяет последний на два самостоятельных массива: собственно Базардаринский и Акджилгинский. Вертикальная мощность батолита оценивается в 5-6 км, а уровень соединения под останцом кровли в 2-3 км.

Литий-фтористые граниты базардаринского комплекса являются

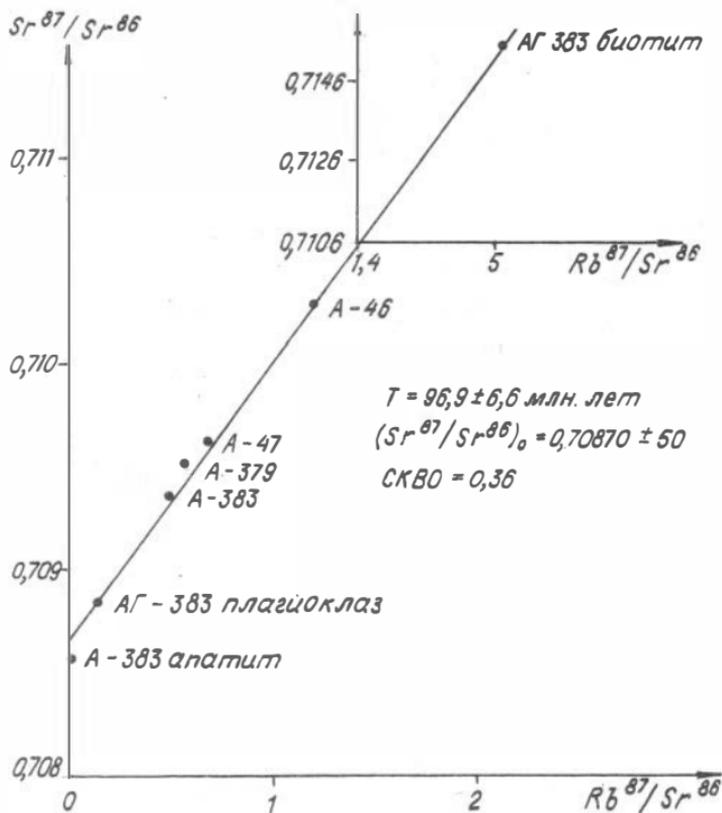


Рис. 5. Рубидий–стронциевая изохронная диаграмма, построенная по породам и минералам акджилгинского и базаррыкского комплексов.

самыми молодыми магматическими образованиями. Они не только прорывают предшествующие интрузивные породы, но и отделены от них во времени межгранитными дайками разнообразного состава (от диорит-порфиритов до гранит-порфиров). Внутри базардаринского комплекса выделено два самостоятельных ритма. Ранний гранит-лейкогранитовый ритм с завершающими жилами топазсодержащих аплитов, аплитопегматитов и пегматитов слагает более 95 % площади Акджилгинского и Базардаринского массивов. Преобладающей разновидностью в этом ритме являются биотитовые лейкограниты второй и, в меньшей степени, – третьей фаз. Жильная свита распространена

повсеместно, а её структурная позиция в большинстве случаев связана с заполнением остаточными расплавами трещин усадки при остывании гранитов. Максимум развития пегматитовых полей, в том числе редкометалльного профиля, приурочен к центральным, наиболее глубоко вскрытым, участкам Базардаринского массива (р.Базар-рык).

Поздний ритм представлен разнозернистыми топаз-протолигионитовыми гранитами и онгонитами. Они обнаружены на северном и южном флангах Базардаринского массива, где слагают круто- и пологопадающие дайковые пояса и относительно мощные линейные тела ($M \sim 80$ м) субширотного простирания (см. рис.6). Единственная дайка онгонитов ($l = 1,5-2$ км, $M = 0,5-1,5$ м) расположена в кровле интрузива на правом борту сая Длинный (месторождение Трезубец) и также имеет субширотное простирание. Обращает на себя внимание тесная пространственная и структурная сопряженность гранитов и онгонитов Позднего ритма с кварц-олово-вольфрамовым оруденением грейзеножилыного типа /4/.

В сравнении с породами монцогаббро-монциодорит-монцитгранитной мультиплетной серии граниты базардаринского комплекса имеют предельную кремнекислотность. В них скачкообразно возрастает уровень редкометалльности главным образом за счет вклада Li, Rb, Cs, F, Sn, W и других редких элементов (см. табл. I).

Возраст. Наиболее проблематичным является возраст гранитоидов южно-аличурского и сереташского комплексов, поскольку они не соприкасаются с палеонтологически охарактеризованными осадочными отложениями Юго-Восточного Памира. Довольно многочисленные датировки этих пород K-Ar-методом находятся в узком интервале 100-110 млн лет, хотя некоторые цифры для южно-аличурских гранодиоритов указывают на более древний возраст 130-140 млн лет (определения Л.И. Агеевой, ИГН АН ТаджССР, по пробам Р.Т.Беляевой).

Для более поздних магматитов нижняя возрастная граница определяется на основании следующих геологических наблюдений:

1) в Аличурском плутоне они прорывают и ороговиковывают метатерригенные отложения одноименной серии, T_{I-2} ; 2) в Базардаринском плутоне установлено скарнирование кремнисто-карбонатных пород караташской и сереташской свит, $T_{I-3} / 18/$; 3) граниты Каттамарджанайского массива, чрезвычайно сходные по формационному типу и геохимической специализации с литий-фтористыми гранитами базар-

Изотопный остаток и содержание стронция и рубидия
в монцонитоидах Аличурского плутона (Южный Памир)

№ П/П	Проба	Порода или минерал	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	A47	Монцогаббро	93,4	400	0,680	0,70963±8
2	A379	Монцодиорит	128	664	0,560	0,70954±8
3	A383	Монцодиорит	135	840	0,476	0,70938±8
4	A383	Апатит	не опр.	не опр.	не опр.	0,70857±20
5	A383	Плагиоклаз	62,7	1406	0,129	0,70885±7
6	A383	Биотит	429	66,3	5,13	0,71540±80
7	A46	Монцогранодиорит	165	400	1,20	0,71030±17

Примечание. Вычисленный изохронный возраст: $T = 96,9 \pm 6,6$ млн лет, $I^{\text{Sr}} = 0,70870 \pm 50$, $\text{СКВО} = 0,36$. Аналитик В.А.Пономарчук, автор проб А.Г.Владимиров. Остальные пояснения в тексте.

даринского комплекса (М.М.Безуглый, устное сообщение), прорывают отложения синемюрского и байосского ярусов нижней юры /I8/.

Верхняя возрастная граница установлена только для гранитоидов Аличурского плутона, которые в виде гальки попадают в базальный конгломератовый горизонт, подстилающий палеогеновые вулканиды кыр-кызылрабатской ассоциации и содержащий мел?-палеогеновый спорово-пыльцевой комплекс (определение А.М.Бронниковой, по сборам Р.Т.Беляевой).

Абсолютное большинство радиологических определений, выполненных калий-аргоновым методом по биотитам из всех главных петрографических разновидностей, ложатся в интервал 80-110 млн лет (определения Л.И.Агеевой, по пробам Р.Т.Беляевой).

Для уточнения возраста в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР В.А.Пономарчуком выполнено рубидий-стронциевое датирование монцонитоидов Аличурского плутона. В число изученных проб были включены: монцогаббро первой фазы акджилгинского комплекса (обр.А47), кварцевые монцодиориты второй фазы (обр.А379, А383) и порфириовидные монцогранодиориты пятой фазы (обр.А46) базаррыкского комплекса. Для построения минеральной изохроны из пробы

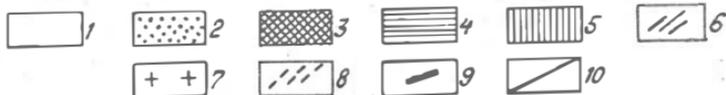


Рис.6. Геологическая схема Базардаринского массива. Составлена по материалам Р.Т.Беляевой, Л.В.Идрисовой с дополнениями А.Г.Владимира:

I - четвертичные отложения; 2 - вмещающие песчано-сланцевые и кремнисто-карбонатные отложения пермотриаса, нерасчлененные; 3 - биотит-амфиболовые гранодиориты проблематичного возраста (Верхнекобригеский массив); 4 - монцогабро и монцодиориты акджилгинского и, возможно, базаррыкского комплекса, нерасчлененные, K_{I-2} ; 5 - биотит(\pm кордиерит) гранодиориты и граниты акджарского комплекса, K_{I-2} ; 6 - межгранитные дайки диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиритов и гранит-порфиритов, нерасчлененные; 7-9 - базардаринский комплекс, K_{I-2} (7 - граниты раннего ритма, нерасчлененные, 8 - жильные граниты и пегматиты раннего ритма, 9 - топаз-протолитионитовые граниты и онгониты позднего ритма, нерасчлененные); 10 - разломы.

А383 были выделены и проанализированы монофракции биотита, апатита и плагиоклаза (последняя фракция с 5-10 %-ной примесью ортоклаза).

Изотопный состав определялся на масс-спектрометре МИ-1201Т в двухленточном режиме. В качестве испарителя и ионизатора использовались рениевые ленточки. Рубидий и стронций определялись методом изотопного разбавления с погрешностью, не превышающей 1 %. Изотопный состав стронция нормализован к отношению $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. Отношение изотопов стронция в стандарте ИСГ-1 равнялось $0,71725 \pm 18$. Вычисление возраста проводилось по стандартной методике с учетом постоянной распада изотопа ^{87}Rb равной $1,42 \cdot 10^{-11}$ лет⁻¹. Полученные результаты (табл.2, рис.6) указывают на совпадение минеральной и породной изохрон, дающих возраст $T = 96,9 \pm 6,6$ млн лет с первичным отношением $I^{\text{Sr}} = 0,70870 \pm 50$.

Приведенные выше геологические и геохронологические данные хорошо согласуются между собой и с учетом региональных сведений по режиму осадконакопления на Памире в позднемезозойский период /18/ позволяют достаточно уверенно отнести время формирования монцогабро-монцодиорит-монцонит-гранитной мультиплетной серии (акджилгинский, базаррыкский, акджарский комплексы) и следующих за ней литий-фтористых гранитов (базардаринский комплекс) на границу нижнего - верхнего мела.

Петрография

Южно-аличурский комплекс. Кварцевые диориты - массивные мелкозернистые породы светло-серой окраски. Парагенезис: Пл(48-52 %)+Кпш(7-9 %)+Кв(16-18 %)+Би(12-18 %)+ Амф (0-0,5 %)+Ап(150-200 г/т + Цир(4-24 г/т)+Орт(0-40 г/т)+Мон + Ильм + Магн (ед.зн.).* Структуры гипидиоморфные или пойкилитовые с резким идиоморфизмом Пл и Би по отношению к Кпш и Кв. Пла-

* Здесь и далее по тексту: Амф - амфибол, Ап - апатит, Би - биотит, Гип - гиперстен, Гр - гранат, Кв - кварц, Кпш - калишпат, Кп - клинопироксен, Ильм - ильменит, Ксен - ксенотим, Магн - магнетит, Мон - монацит, Му - мусковит, Орт - ортит, Пл - плагиоклаз, Пир - пирит, Рог - роговая обманка, Сил - силлиманит, Сф - сфен, Топ - топаз, Турм - турмалин, Цир - циркон, Шп - шпидель.

гиоклаз имеет отчетливо зональное строение с многочисленными оптически видимыми зонами роста (50–32 % An). Он часто содержит резорбированные футлярообразные ядра или их реликты (рис.7,а), сложенные битовнитом (70–90 % An). Калишпат представлен ортоклазом без пертитовых вростков. Биотит имеет низкую железистость и глиноземистость ($f = 53-54 \%$, $K_{Al} = 20,1-20,4 \%$, табл.3). Последовательность выделения минералов: Пл₉₀₋₇₀ → Би₅₃, Амф → Пл₅₀₋₃₀ → Кв, Кпш.

Гранодiorиты-II – светлоокрашенные среднезернистые породы массивного строения, легко узнаваемые благодаря обилию беспорядочно ориентированных лейст коричневого биотита, отчетливо видных на белом фоне. Парагенезис: Пл(40–50 %) + Кпш (6–9 %) + Кв(22–28 %) + Би (12–15 %). Бледно-зеленая роговая обманка встречается в единичных случаях. Плаггиоклаз имеет прямую зональность (50–28 % An). Реликтовые ядра (70–55 %) присутствуют повсеместно. В отличие от кварцевых диоритов они сильно трещиноваты, причем трещины не проходят во внешние каймы (см.рис.7,б). В биотитах возрастает $f = 56,6 \%$ и падает $K_{Al} = 19 \%$ (см.табл.3). Акцессорная специализация, структурные особенности и последовательность выделения минералов сохраняются неизменными.

Граниты-III и их жильные разновидности подобны гранодиоритам, отличаясь более крупной зернистостью и повышенными содержаниями Кв и Кпш. В них сохраняется высокая кальциевость центральных частей плаггиоклаза (44–36 % An), но в каймах падает до 15–18 %. Структуры – гипидиоморфные, пойкилитовые, иногда с элементами микрографитики.

Общей особенностью является присутствие бурого биотита в качестве единственного темноцветного минерала и необычный парагенезис акцессорных минералов (Орт + Сф + Мон) при резко сниженных концентрациях рудных.

Сереташский комплекс. Среднезернистые монцодiorиты-I сложены мелко-среднезернистым агрегатом: Пл(35–40 %) + Кпш(10–15 %) + Амф(20–25 %) + Би(10–15 %) + Кв(3–5 %). Ведущие акцессории: Сф(900–2000 г/т) + Ап(70–250 г/т) + Цир(140–300 г/т) + Ильм(30–50 г/т). Структуры – монцонитовые, пойкиломонцонитовые. Плаггиоклаз представлен тремя генерациями (см. рис.7,в): 1) резорбированные ядра битовнита (87–85 % An), 2) субидиоморфные кристаллы слабозонального лабрадора (55–48 % An), 3) внешние каймы Пл-II, а также самостоятельные индивиды

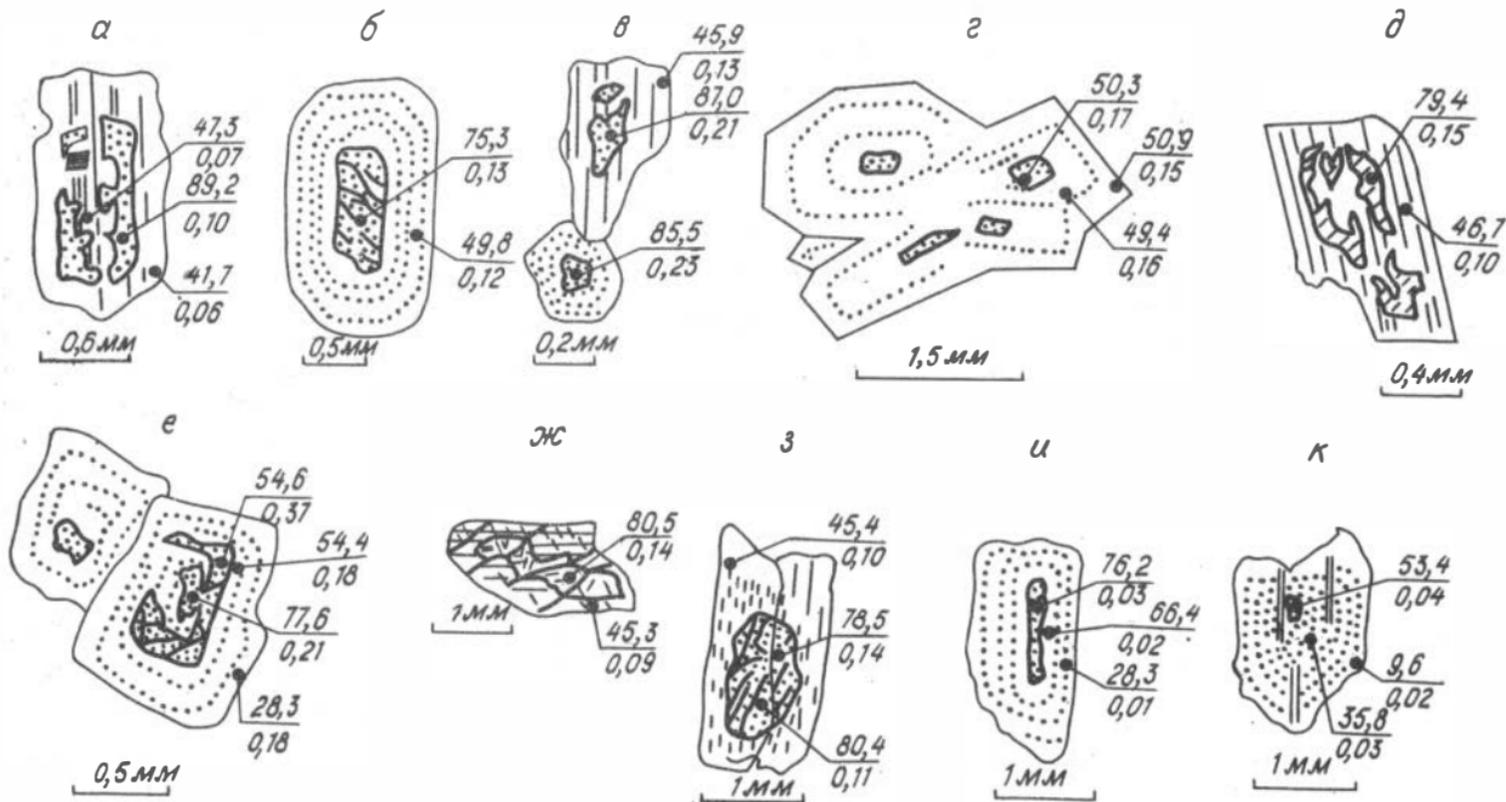


Рис.7. Морфология и особенности состава пятнисто-зональных кристаллов плагиоклаза из магматических пород Аличурского плутона (в числителе - % An, в знаменателе - содержание FeO, мас.%). Остальные пояснения в тексте.

внутри позднемагматического калишпата (42-27 % An). Бурый Би₄₄ и зеленая Рог₃₉₋₄₃ (см. табл.3,4) кристаллизовались одновременно, но позднее Пл-П. Последовательность выпадения минералов: Пл₈₅ → Пл₅₅₋₄₈ → Рог, Би, Пл₅₅₋₄₈, Ильм → Кв, Кпш, Пл₄₂₋₂₇, Би?, Сф.

Кварцевые монцодориты-П отличаются от вышеописанных пород некоторым укрупнением зернистости и повышенным количеством кварца. В них увеличивается $f_{\text{Рог}} = 47-48\%$ и $f_{\text{Би}} = 49\%$ (см. табл.3,4).

Монцогранодориты-Ш (главная разновидность) - средне-крупнозернистые, иногда порфировидные породы серой или светло-серой окраски. Парагенезис: Пл(30-40 %)+Кпш(25-35 %)+Кв(20-25 %)+Би(10-15 %)+Рог(0-5 %)+Ап(150-200 г/т)+Цир(80-250 г/т)+Сф(700-900 г/т)+Орт(200-900 г/т)+Ильм+Пир. В ряде случаев содержание сфена поднимается до 0,3-0,5 %. В порфировидных выделениях (5-15 %) отмечается только плагиоклаз, который обычно образует гломеросростки с закономерным прорастанием крупных и выклиниванием мелких индивидов (см. рис.7,г). Зональность прямая, редко обратная, с высоким идиоморфизмом оптически видимых зон роста (52-33 % An). Реликтовые ядра редки. Мезостазис имеет гипидиоморфную или монцонитовую структуру, отчетливо распадаясь на два минеральных парагенезиса: ранний (Пл₃₈₋₂₀+Би₅₃+Рог+Ильм) и поздний (Кпш+Кв).

Жильные граниты и аплиты, несмотря на разницу в структуре, имеют сходные петрографические черты. В них Кпш резко преобладает над Пл; из темноцветных минералов остается только Би₅₈ (см. табл.3). Гломеропорфировые выделения плагиоклаза встречаются реже, но при этом они сохраняют высокую кальцевость (55-48% An). Основной объем плагиоклаза отвечает олигоклазу (35-20 % An).

В отличие от южно-аличурских все гранитоиды сереташского комплекса имеют повышенные содержания ортоклаза, что придает им монцонитоидный облик. В парагенезисе темноцветных минералов наряду с биотитом всегда присутствует зеленая роговая обманка актинолит-эденитового ряда. Специализация аксессуариев: ортит-сфеновая, апатит-ильменитовая.

Алджилгинский комплекс. Монцогаббро-I - массивные, крупнозернистые породы, иногда переходящие в пегматоидные габбро-эссекситы. Микроструктуры - субофитовые с элементами монцонитовой и пойкиломонцонитовой. Парагенезис кумулуса (40-60 %):

Таблица 3

Химический состав (мас.%) биотитов из магматических пород Аличурского
и Базардаринского полихронных плутонов

Компо- ненты	3540 ^a	3524	5088	4945	3294	3432	5059 ^a	3676	Al29	Al	A2
	(4)	(I)	(2)	(2)	(2)	(I)	(2)	(2)	(I)	(4)	(2)
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II
SiO ₂	36,06	35,78	36,6	36,5	36,0	36,2I	35,87	36,03	36,80	35,88	36,46
TiO ₂	4,02	4,53	3,7	3,18	4,50	4,4I	3,83	5,40	4,95	5,78	5,44
Al ₂ O ₃	14,79	13,57	14,1	14,18	14,0	14,15	14,94	13,63	14,44	13,13	12,77
FeO	20,6I	21,89	17,6	20,24	20,5I	20,62	21,16	18,30	19,20	20,82	20,53
MnO	0,30	0,47	0,30	0,34	0,39	0,37	0,45	0,2I	0,24	0,22	0,23
MgO	9,73	9,29	12,4I	11,4I	10,03	9,97	8,66	11,67	10,97	9,86	10,32
CaO	0,03	0,02	0,06	-	0,0I	0,03	-	0,02	-	0,0I	0,02
BaO	0,72	0,79	0,20	0,13	0,44	0,18	0,56	1,07	-	0,77	0,73
Na ₂ O	0,13	0,20	0,10	9,33	0,17	0,15	0,17	0,18	0,27	0,26	0,26
K ₂ O	9,07	8,97	9,13	н.о.	9,3I	9,30	8,99	8,84	8,84	8,78	9,07
Сумма	95,46	95,5I	94,20	95,3I	95,36	95,39	94,63	95,35	95,7I	95,5I	95,83
i	54,3	56,9	44,2	49,9	53,4	53,7	57,9	46,7	49,5	54,2	52,8
K _{Al}	20,2	19,0	19,3	19,1	19,5	19,6	21,0	19,0	19,7	18,7	18,0

Компо- ненты	3298	3464 ^a	3475 ^a	3227 ^a	A383	A377	3077	3049	3059 ^b	A55	A56
	(2)	(I)	(2)	(I)	(6)	(I)	(2)	(I)	(2)	(2)	(2)
	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20	2I	22
SiO ₂	35,25	35,54	35,0	36,79	36,29	36,80	36,64	36,6I	36,50	36,03	36,29
TiO ₂	5,58	4,15	5,0	4,63	4,77	4,11	4,03	4,04	4,05	3,89	4,88
Al ₂ O ₃	13,49	12,88	13,38	14,14	13,61	13,71	13,7	14,09	14,06	13,76	13,77
FeO	22,20	24,36	25,72	18,28	18,55	19,39	19,20	19,47	19,52	20,07	20,91
MnO	0,35	0,36	0,53	0,23	0,18	0,28	0,26	0,30	0,27	0,39	0,33
MgO	8,68	7,60	6,43	11,98	11,51	11,06	11,18	11,00	10,84	10,60	9,99
CaO	0,01	0,02	0,02	0,05	0,05	0,01	0,01	0,03	0,03	0,06	0,01
BaO	1,25	0,26	0,51	0,46	0,72	0,25	0,35	0,70	0,30	0,61	0,99
Na ₂ O	0,24	0,17	0,28	0,29	0,18	0,13	0,12	0,19	0,13	0,25	0,29
K ₂ O	8,91	9,10	8,55	8,87	8,94	9,16	9,32	9,53	9,46	8,83	9,07
Сумма	95,96	94,44	95,42	95,72	94,80	94,90	94,81	95,96	95,16	94,49	96,53
f	59,0	64,2	69,2	46,1	47,5	49,6	49,1	49,8	50,2	51,5	54,0
K _{Al}	19,3	18,4	19,3	19,2	18,9	18,9	18,9	19,3	19,4	19,2	19,2

Компо- ненты	4526 (2)	A53 (2)	3452 (2)	AlI8 (2)	344I ^a (2)	5094 (2)	5I30 (4)	4579 (2)	A92 (2)	A90 (2)	A90 ^ж (2)
	23	24	25	26	27	28	29	30	3I	32	33
SiO ₂	35,49	35,90	35,72	35,28	36,25	36,09	34,68	35,66	35,27	35,25	35,94
TiO ₂	4,66	3,35	3,84	3,74	4,08	3,99	3,55	4,25	4,09	3,95	2,99
Al ₂ O ₃	13,65	15,65	16,70	16,9	16,36	15,06	17,00	16,0I	17,II	18,73	17,II
FeO	22,3I	27,0	20,10	19,37	18,43	20,05	19,58	19,25	2I,47	2I,42	16,82
MnO	0,36	0,62	0,35	0,3I	0,3I	0,42	0,26	0,39	0,2I	0,27	0,07
MgO	9,16	4,9I	9,40	9,05	9,55	9,56	9,2I	9,39	7,26	6,46	10,59
CaO	0,02	-	-	0,02	0,03	0,0I	0,02	0,0I	0,03	0,03	-
BaO	0,97	н.о.	0,65	0,74	0,62	0,57	0,32	0,46	н.о.	н.о.	н.о.
Na ₂ O	0,72	0,14	0,27	0,34	0,40	0,17	0,29	0,29	0,34	0,42	0,45
K ₂ O	8,89	8,42	9,04	9,15	9,00	9,3I	9,24	9,0I	8,98	9,34	8,86
Сумма	96,23	95,99	96,07	94,90	95,03	95,23	94,15	94,72	95,63	95,87	92,83
f	57,8	75,6	54,5	54,4	5I,9	54,1	54,4	53,5	62,4	65,1	47,1
K _{Al}	19,0	24,9	22,8	23,5	22,7	20,9	23,6	22,3	24,8	25,1	23,5

Компо- ненты	4-99 (I)	4-92 (I)	4-96 (I)	4-86 (I)	4-82 (I)	3-I (I)	4-I42 (I)	4-29 (I)	7-28 (I)	7-I3 (I)	7-I8 (I)
	34	35	36	37	38	39	40	4I	42	43	44
SiO ₂	34,39	34,84	33,84	34,20	33,34	34,32	35,62	34,18	36,90	37,17	35,04
TiO ₂	3,10	2,25	2,63	2,11	2,58	2,82	2,20	2,74	2,14	0,12	1,30
Al ₂ O ₃	18,64	19,42	19,48	19,98	19,16	19,32	20,30	19,44	21,34	23,04	21,64
FeO	24,05	25,16	25,42	25,36	25,59	26,25	26,46	28,85	22,34	23,08	27,13
MnO	0,64	0,80	0,82	0,94	1,02	0,51	0,90	0,71	1,27	1,10	1,14
MgO	3,74	3,42	2,94	2,40	2,37	3,03	1,50	1,03	0,59	1,00	0,65
CaO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
BaO	-	0,06	-	-	-	0,08	0,05	0,05	0,07	0,02	0,05
Na ₂ O	0,15	0,92	0,20	0,17	0,10	0,30	0,18	0,24	0,24	0,18	0,26
K ₂ O	10,06	10,18	10,16	10,14	9,58	9,46	9,62	9,25	9,16	9,67	9,30
Сумма	94,77	97,05	95,49	95,30	93,74	96,09	96,83	96,49	94,15	95,38	96,51
f	78,2	80,4	82,9	85,6	86,0	82,9	90,8	94,0	95,5	91,8	95,9
K _{Al}	25,8	26,5	27,0	27,7	27,0	26,4	27,7	26,8	29,8	32,5	29,6

Примечание. Привязка проб по комплексам: южно-аличурский (1 - кварцевый диорит I-ой фазы, 2 гранодиорит 2-ой фазы), сере-ташский (3 - монцодиорит I-ой фазы, 4 - кварцевый монцодиорит 2-ой фазы, 5-6 - монцодиориты 3-й фазы, 7 - жильный гранит), акджилгинский (8 - монцогаббро I-ой фазы, 9 - такситовые монцодиориты 2-ой фазы, 10-12 - кварцевые монцониты 4-ой фазы, 13 - жильный гранит, 14 - аллит), базаррыкский (15-17 - монцодиориты и кварцевые монцодиориты 2-ой фазы, 18-20 - кварцевые монцониты 3-ей фазы, 21-23 - монцогранодиориты 4-й фазы, 24 - аляскит 6-ой фазы); акджарский (25-28 - монцогранодиориты I-ой фазы, 29-30 - граниты 2-ой фазы, 31-32 - граниты 3-й фазы, 33 - включение биотита в ксенокристе кордиерита из гранитов 4-й фазы); базардаринский комплекс, ранний ритм (34-38 - лейкограниты 2-ой главной фазы, 39-42 - лейкограниты 3-й фазы, 43-44 - аллиты).

Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР на микрозонде "Самебах-Микро", аналитик О.Н.Майорова, в скобках - число анализов, "н.о." - не определялось, "-" - не обнаружено.

Пл₈₅₋₇₅ + Клп₃₂₋₃₃ (табл.5). Интеркумуляус сформирован в две стадии. Ранней стадии отвечает $\text{Pog}_{34-36} + \text{Пл}_{50-45}$. Оба минерала имеют реакционный характер, обрстая соответственно Клп и Пл-I. Реже они образуют самостоятельные кристаллы. Поздняя стадия: $\text{Би}_{46} + \text{Пл}_{40-30} + \text{Кпш} + \text{Кв}$. Аксессуары: $\text{Ил}(340 \text{ г/т}) + \text{Ал}(140 \text{ г/т}) + \text{Цир}(70 \text{ г/т}) + \text{Орт} + \text{Пир} + \text{Гр}(\text{ед.зн.})$.

М о н ц о д и о р и т ы-I - среднезернистые породы с такситовой текстурой. Их видовой минеральный состав в сравнении с монцогаббро смещен в сторону повышенных содержаний кварца (5-15 %) и ортоклаза (20-25 %). Такситовый облик обусловлен присутствием неравновесных резко зональных фенокристаллов ($\text{Клп}_{29-46} \pm \text{Гип}_{45-50} \pm \text{Пл}_{81-77-50}$) или их сростков, а также неравномерной вкрапленностью (0-2 %) микроксенолитов метапелитового состава (Гип+Шп+Корд+Пл). Позднемагматический парагенезис аналогичен таковому в более поздних монцонитоидах. Необычное сочетание "высокотемпературных базитовых" и "пелитовых" включений в монцогранитной матрице можно объяснить, если рассматривать первые как реликты "капель" базитового расплава, смешавшегося с реоморфическими гранитами, которые сохранили релитовый материал во

Таблица 4

Химический состав (мас.%) роговых обманок из пород Аличурского плутона

Компо- ненты	Сереташский комплекс				Ақжылғынський комплекс					Базаррыкський комплекс		
	I-я фаза		2-я фаза (главная)		I-я фаза		4-я фаза (главная)			2-я фаза (главная)		
	5088		4945		3676		А1(Заң)	А2		3227 ^а	А383	
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	центр	край	центр	центр	край
SiO ₂	44,68	45,08	44,81	44,31	47,71	48,32	47,67	45,70	45,83	50,15	48,68	49,77
TiO ₂	1,07	0,87	1,38	1,45	1,63	1,57	0,43	0,93	1,29	1,00	0,78	0,67
Al ₂ O ₃	8,68	8,15	8,50	8,66	6,44	6,07	5,48	7,04	6,67	4,92	5,69	5,11
FeO	15,98	15,88	17,13	17,43	13,37	14,01	18,46	17,60	17,54	14,67	15,68	15,28
MnO	0,47	0,46	0,53	0,57	0,19	0,26	0,59	0,46	0,42	0,45	0,47	0,46
MgO	11,71	11,92	10,50	10,50	14,24	13,88	11,26	11,23	10,82	13,57	12,70	13,40
CaO	11,83	11,64	11,53	11,54	10,97	10,99	10,82	10,62	10,89	11,00	11,47	11,56
Na ₂ O	1,23	1,09	1,16	1,11	1,25	1,09	1,16	1,63	1,42	0,98	0,85	0,85
K ₂ O	1,10	0,96	1,11	1,12	0,63	0,57	0,56	0,89	0,79	0,46	0,58	0,63
Сумма	96,75	96,05	96,65	96,70	96,44	96,76	96,42	96,10	95,65	97,20	96,90	97,73
f	43,4	43,6	47,8	48,2	34,4	36,2	47,9	46,8	47,6	37,6	40,9	39,0

Таблица 5

Химический состав (мас.%) клинопироксенов из пород Аличурского плутона

Компо- ненты	Аджилгинский комплекс							Базаррыкский комплекс					
	монцогаббро I-й фазы		монцодиориты 2-й фазы				кварцевые монцодиориты 4-й фазы		кварцевые монцодиориты 2-й фазы				
	A47		3049		3077		A1		3059 ⁰		A383		
	центр	центр	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	
SiO ₂	51,7	52,1	52,48	52,80	53,56	53,07	51,86	52,20	53,39	52,87	52,79	53,52	
TiO ₂	0,31	0,30	0,22	0,11	0,05	0,06	0,32	0,27	0,06	0,05	0,03	0,04	
Al ₂ O ₃	1,04	0,93	0,84	0,59	0,11	0,17	1,13	0,96	0,12	0,30	0,19	0,03	
FeO	11,41	11,44	10,86	13,17	11,29	11,98	12,89	13,60	9,30	12,06	10,46	10,00	
MnO	0,40	0,39	0,61	0,86	0,47	0,91	0,40	0,42	0,38	0,82	0,65	0,68	
MgO	13,04	12,95	12,11	11,22	11,69	10,93	12,61	12,29	12,55	10,96	11,74	12,04	
CaO	20,35	20,50	21,62	20,61	22,95	22,24	19,53	19,62	23,54	21,97	23,65	23,97	
Na ₂ O	0,28	0,23	0,21	0,13	0,05	0,06	0,20	0,20	0,06	0,12	0,05	0,05	
K ₂ O	н.о.	н.о.	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	
Сумма	99,13	98,84	98,97	99,50	100,20	99,46	98,93	99,56	99,41	99,16	99,61	100,33	
f	32,9	33,2	33,6	46,4	35,2	38,1	36,4	42,0	29,4	38,2	33,3	31,8	

взвешенном состоянии /I7,28-3I/. Характерной особенностью являются высокие содержания Ильм (360-400 г/т), Орт(270 г/т), Гр(10-20 г/т) и аномально высокие - Ап (0,2-0,5 %).

Кварцевые монцодориты-III сложены Пл(50-60 %)+Кпш(10-15 %)+Кв(5-15 %)+красно-коричневый Би(10-15 %) + бурая Рог(10-15 %) +Клп(0-5 %) + Гип(ед.зн.). Структуры гицидоморфные, часто с элементами катаклаза. Плагноклаз относится к числу наиболее ранних минералов. Он содержит трещиноватые ядра битовнита, в той или иной степени резорбированные поздним лабрадором (см. рис.7,д). Клинопироксен соприкасается только с Пл-П. Его зерна, как правило, реакционно замещаются агрегатом Рог+Би. Главные акцессории: Ал(140-260 г/т)+Цир(150-570г/т)+Сф(≈ 100 г/т).

Кварцевые монциты-IV (главная разновидность) имеют весьма своеобразный облик. Это грубозернистые массивные или порфировидные породы, окрашенные в белые и светло-серые цвета. Состав: Пл(40-45 %)+Кпш(25-35 %)+Кв(10-20 %)+Би(10-15 %)+Гип(3-8 %)+Клп(0-2 %)+Рог(0-2 %)+Ильм+Ап+Цир+Сф+Пир[±]Магн. Специфической особенностью являются неравновесные структуры, сочетающие ранний "базитовый" парагенезис (Пл₈₇₋₇₇+Гл₃₄₋₄₈+Клп₃₆₋₄₂+Би₅₂₋₅₅) и поздний, представленный Би₅₉-Пл₅₄₋₂₀-Кпш-Кв-агрегатом. В резкопорфировидных разностях, иногда наблюдающихся в виде мелких интрузивных тел, неравновесность структуры выражена не только в скачкообразном изменении размеров и степени идиоморфизма зерен, но и в отчетливой резорбции изолированных фенокристаллов раннего парагенезиса.

Плагноклаз имеет длительную историю кристаллизации, что отражено в пятнисто-зональном строении его кристаллов (рис.7,е, ж). Ядра трещиноваты, в редких случаях имеют ситовидный облик, обусловленный объемной пропиткой стеклом кислого (?) состава. Их состав обычно укладывается в интервал 87-82-77 % Ап, но в наиболее крупных выделениях опускается до 58-54 %. Отметим, что по мере раскисления плагноклаза существенно возрастает содержание примесного железа от 0,20 до 0,38 мас.% FeO. Плагноклаз-П корродирует ядра, разъедая их по краям, и проникает в центральные части. Он имеет прямую зональность (54-28 % Ап), а содержание примесного железа на границе "ядро-кайма" резко падает с 0,38 до 0,18 мас. % FeO. С уменьшением аортитовости уровень concentra-

ции железа может сохраняться неизменным (см. рис.7,е), но чаще снижается от 0,15-0,18 до 0,08 мас.% FeO. К наиболее поздней генерации относятся мелкие субидiomорфные зерна (32-20 % An).

Гиперстен ($f = 34-48 \%$, $Al_2O_3 = 1,3-0,3 \%$, табл.6) присутствует в виде крупных, до 0,5-1 см по удлинению, кристаллов, окруженных реакционной короной Би[±]Рог. Процесс замещения выражается в прорастании пироксена мелкими зернами биотита, имеющими одинаковую оптическую ориентировку. Для реакционного биотита характерна обильная сыпь рудных минералов (Ил+Пир). Судя по результатам микронзондового профилирования (см. табл.6), отдельные кристаллы гиперстена имеют слабую зональность с падением железистости ($\Delta f = 3-5 \%$) от центра к краю. Содержания глинозема и кальция при этом остаются практически постоянными. В то же время дисперсия составов гиперстенов от вкрапленника к вкрапленнику (даже в пределах одного образца) существенно превышает их внутреннюю неоднородность, обнаруживая отчетливую отрицательную корреляцию "f-Ca", "f-Al" (рис.8).

Клинопироксен встречается значительно реже гиперстена и близок к нему по идиоморфизму. Химический состав определен только для одного вкрапленника (см. табл.5). Это низкотитанистый субкальциевый салит с железистостью 36-42%. Наряду с изолированными вкрапленниками оба пироксена нередко образуют с плагиоклазом гломеросростки без ясных структурных взаимоотношений между минералами ("метабазитовые глобули").

Бурая роговая обманка имеет исключительно реакционный характер. По составу (см. табл.4) относится к актинолит-эденитовому изоморфному ряду ($f = 46-50 \%$). Биотит представлен двумя генерациями. Ранние выделения образуют как самостоятельные вкрапленники, окруженные каймой опацизации, так и крупночешуйчатые скопления в реакционных зонах, окаймляющих пироксены. По химическому составу (см. табл.3) они близки между собой ($K_{Al} = 17,9-18,9 \%$, $f = 52-55 \%$, $TiO_2 = 5,3-5,9 \text{ мас.}\%$) и сопоставимы только с биотитами из высокотемпературных гранитоидов повышенной щелочности /20,23/. Поздний биотит ($f = 59 \%$, $K_{Al} = 19,3 \%$, $TiO_2 = 5 \text{ мас.}\%$) приурочен к мезостазису породы. Отметим его обогащенность барием ($BaO = 1,2 \text{ мас.}\%$).

Кварц и калишпат ксеноморфны даже по отношению к поздним генерациям биотита и плагиоклаза, вместе с которыми они формиру-

Таблица 6

Химический состав (мас.%) гиперстенов из пород Аличурского плутона

Компо- ненты	Кварцевые монцониты 4-й фазы, акджигинский комплекс						Кварцевые монцодиориты 2-й фазы, базаррыкский комплекс					
	A1		A2		3424 ^a		A377	A383				
	зерно I		зерно I		зерно I		зерно I	зерно I		зерно 2		
	центр	край	центр	край	край I	край 2	центр	центр	край	центр	край	
SiO ₂	52,24	52,11	52,61	52,88	52,44	52,48	53,06	51,51	51,64	52,68	51,62	
TiO ₂	0,24	0,11	0,28	0,32	0,15	0,12	0,25	0,21	0,26	0,19	0,22	
Al ₂ O ₃	0,68	0,42	1,35	1,32	0,36	0,29	1,02	1,14	1,19	1,17	1,39	
FeO	24,84	26,84	29,64	22,52	27,14	27,32	21,33	25,45	26,06	22,17	24,68	
MnO	0,64	0,74	0,51	0,53	0,97	1,13	0,47	0,62	0,71	0,58	0,75	
MgO	19,30	18,71	22,37	19,66	17,93	17,60	21,45	19,08	18,86	21,86	19,16	
CaO	1,3	1,07	1,40	1,55	0,91	0,90	1,18	1,03	1,14	0,89	1,27	
Na ₂ O	1,01	0,17	0,04	0,11	-	-	0,12	-	-	0,05	0,06	
K ₂ O	0,01	0,08	0,01	0,01	0,01	-	0,02	0,01	0,05	-	-	
Сумма	99,26	100,23	99,21	97,90	99,90	99,84	98,89	99,05	99,95	99,58	99,17	
f	41,9	44,6	34,1	39,1	48,0	46,5	35,7	42,8	43,7	36,2	42,0	

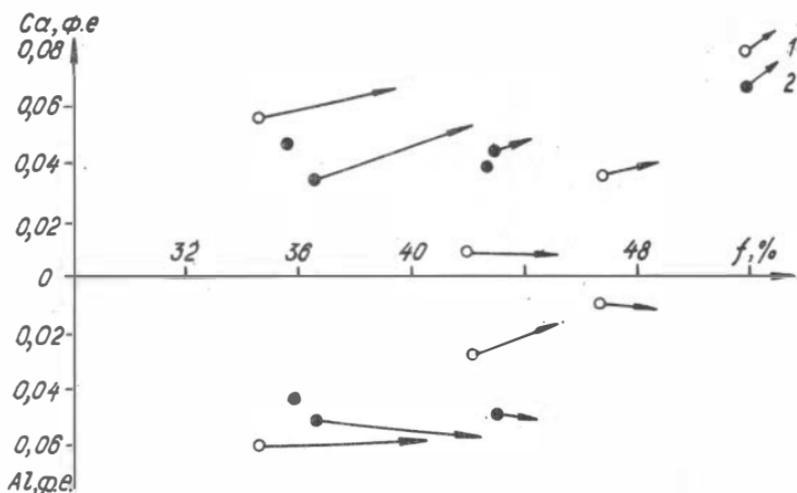


Рис.8. Составы гиперстенов из магматических пород Аличурского плутона:

1 - кварцевые монцодиориты акджилгинского комплекса; 2 - кварцевые монцодиориты базаррыкского комплекса.

ют мезостазис кварцевых монцонитов. Для ортоклаза иногда характерны крупные выделения, пойкилитово включающие остальные порообразующие минералы.

Общая стадийность минералообразования монцонитов может быть представлена следующим рядом: Пл-I, Гип, Клп → Пл-II, Рог, Би-I → Пл-III, Би-II → Кв, Клш.

Монцогранодиориты-V подобны кварцевым монцонитам по видовому минеральному составу и структурным особенностям. В них увеличивается роль позднемагматического парагенезиса главным образом за счет кварца и калишпата. Реликтовые минеральные фазы присутствуют эпизодически.

Жильные граниты - светлоокрашенные мелко-среднезернистые породы с гипидиоморфной структурой. В минеральном составе главная роль принадлежит калишпату и кварцу, что обеспечивает высокую калиевость пород. Единственный темноцветный минерал - низкоглиноземистый биотит ($f = 64 \%$, $K_{Al} = 18 \%$, см. табл.3). Средний номер плагиоклаза - 32-22 % An, в резорбированных ядрах - 45-43 % An.

А п л и т ы имеют аллотриоморфную структуру с редкими порфиrowыми выделениями плагиоклаза (33–25 % An). В их центральных частях иногда сохраняются реликты лабрадоровых ядер (50 % An). Единичные чешуйки биотита имеют максимальную для акджилгинского комплекса $f = 69 \%$, сохраняя при этом низкую глиноземистость и высокую титанистость (см. табл.3).

Базаррыкский комплекс. Монцодиориты-I сходны с последующими кварцевыми монцодиоритами-II, отличаясь более мелкозернистым строением и меланократовым составом. Ниже дается описание кварцевых монцодиоритов как главной разновидности базаррыкского комплекса. Это крупнозернистые массивные породы темно-серого цвета. Микроструктуры – гипсидиоморфные, монцонитовые, иногда порфиrowидные. Минеральный состав: Пл(40–55 %) + Кпш(15–20 %) + Би(15–20 %) + Рог(5–10 %) + Клп(3–8 %) + Гип(0–2 %) + Кв(10–20 %) + Ал + Ильм + Цир + Пир[±] + Орт[±] + Сф.

В порфиrowидных выделениях (~5–10 %) отмечаются зональный плагиоклаз с ядрами битовнит-лабрадора (80–55 % An; FeO = 0,16–0,14 мас.%), клинопироксен ($f = 32–33 \%$, см. табл.5) и гиперстен ($f = 36–42 \%$, см. табл.6). Эти минералы относятся к раннему "базитовому" парагенезису и чаще всего присутствуют в реликтовой форме. Ядра лабрадор-битовнита резорбированы, иногда окружены зоной губчатого строения, пропитанной стеклом (см. рис.7,з). С внешней стороны они бронируются Пл-П. Пироксены явно неравновесны с вмещающей матрицей. Они замещаются буро-зеленой Рог_{37–41} (см. табл.4) и красным Би_{45–48} (см. табл.3). Последние, кроме реакционных кайм, обычно представлены самостоятельными зернами, идиоморфными по отношению к Кв-Кпш-мезостазису. С Пл-П (45–38 % An; FeO = 0,11–0,10 мас. %) они имеют равный идиоморфизм. Общая последовательность кристаллизации: Пл-I, Клп, Гип → Рог, Би, Пл-II → Кв, Кпш.

Кварцевые монцониты-III и монцогранодиориты-IV наследуют минеральные и структурные особенности предшествующих монцодиоритов. В них уменьшается зернистость пород и одновременно увеличивается объем Кв-Кпш-Пл-мезостазиса. Высокотемпературный "базитовый" парагенезис отмечается исключительно редко и только в реликтовой форме.

Минеральный состав кварцевых монцонитов: Пл_{65–30}(30–35 %) + Кпш(30–35 %) + Кв(15–25 %) + Би(8–12 %) + буро-зеленая Рог(0–4 %); мон-

погранодиоритов: Пл₆₂₋₂₈(25-35 %)+Кпш(35-45 %)+Кв(20-30 %) + Би(5-10 %)+Орт(0-2 %). Видовой набор акцессорных минералов остается неизменным, за исключением повышенных содержаний ортита.

Химический состав изучен только для биотитов из монцогранодиоритов IУ-ой фазы (см. табл.3). Они имеют несколько более высокую железистость ($f = 52-58 \%$) при практически том же уровне глиноземистости ($K_{Al} = 19-19,2 \%$). Плаггиоклаз в резорбированных ядрах отвечает основному лабрадору (73,2-62,6 % An; FeO = 0,14-0,11 мас.%), в каймах - зональному лабрадор-андезину (59-28,7 % An; FeO = 0,09-0,08 мас.%).

Монцогранодиориты, граниты и лейкограниты-V-UI резко отличаются от описанных выше пород. В них исчезают известьсодержащие порообразующие минералы (Амф,Кпш), скачкообразно увеличивается зернистость, микроструктуры становятся типично гранитными.

Монцогранодиориты и граниты-V светлого-серые, иногда с желтым оттенком, средне-крупнозернистые порфировидные породы. Минеральный состав: Пл(20-30 %)+Кпш(45-50 %)+Кв(25-30 %)+Би(2-6 %) + Ильм+Ап+Цир+Орт. В порфировидных выделениях присутствуют ортоклаз, реже плаггиоклаз (50-36 % An; FeO = 0,05-0,01 мас.%). В основной массе плаггиоклаз - более натровый (44-31-25 % An; FeO = 0,06-0,04 мас.%).

Лейкограниты и аляскиты-UI розово-желтые массивные породы крупнозернистого строения с гранитной микроструктурой. В них увеличивается содержание Кв (35-40 %) и Кпш (50-60 %), количество Пл резко снижается (10-15 %, 35-20 % An). Биотит представлен единичными зернами. Он плеохроирует от красного до соломенно-желтого цвета и, судя по одному анализу (см. табл.3), имеет весьма высокие $f = 75 \%$ и $K_{Al} = 24,5 \%$. Для пород характерна резкая смена акцессорной специализации: Ап+Цир+Ильм+Мон+Ксен[±]Орт[±]Фл[±]Турм.

Жильные граниты и аплиты сильно варьируют по составу, как правило, наследуя петрографические особенности вмещающих пород.

Ақджарский комплекс. Гранодиориты-I (главная фаза) хорошо узнаются благодаря редкой, но равномерной вкрапленности кордиерита. По химическому составу (см. табл.1) относятся к корунд-нормативным гранитоидам умеренной калиевоности и железистости. Текстура пород массивная, структура - сериально-

порфировая. В порфировых выделениях: Пл+Би. По структурным взаимоотношениям между нами установлено, что наиболее ранние выделения принадлежат битовнит-лабрадору (85-76-66-58 % An; FeO = 0,12-0,02 мас.%), реликты которого отмечаются в центральных частях зональных вкрапленников (см. рис.7,и). Второму этапу отвечал андезин (42-31 % An ; FeO=0,05 мас.%) и биотит (f = 52-54 %, $K_{Al} = 20-23,5$ %, см. табл.3). Позднемагматический парагенезис: Кв+Кпш+Пл₃₀₋₂₂+Корд(псевдоморфозы пенита)+Ап(70-150 г/т)+ Ильм (≤ 40 г/т)+Мон(20-100 г/т)+Цир(50-70 г/т)+Пир±Орт±Гр±Сил±Шп±Гип.

К о р д и е р и т - б и о т и т о в н е г р а н и т ы - I - III близки по структурным особенностям к гранодиоритам. Они также имеют сериально-порфировую структуру с резким идиоморфизмом плагиоклаза (реликтовые ядра - 64-53 % An , каймы - 41-10 % An , см. рис.7, к) и биотита (f = 62-65 %, $K_{Al} = 24-25$ %, см.табл.3) по отношению к мелкозернистому позднемагматическому мезостазису. Видовой набор породообразующих и аксессуарных минералов остается прежним. В отличие от гранодиоритов здесь увеличивается содержание Корд, представленного двумя морфологическими разновидностями. Магматический, как уже отмечалось выше, относится к позднемагматическому парагенезису и слагает зерна плохой огранки, приуроченные к Кв-Пл₄₀₋₁₀-Кпш-матрице. Они свободны от включений других минералов и имеют железистость f = 37-39 % (обр.А92,табл.7). Для ксеногенного Корд характерны отчетливые признаки растворения. Его зерна имеют округлую форму и окружены тонкой реакционной Би-Му-каймой. В сравнении с магматическим Корд они имеют низкую f = 28-29 % (табл.7) и, кроме того, содержат включения значительно более магнезиального биотита (f = 46-48 %). В количественном отношении ксеногенный Корд резко преобладает.

К ксенокристам, очевидно, относятся и другие высокоглинозёмистые минералы, присутствующие в гранитоидах ақджарского комплекса. Чаще всего они диагностируются в протолочках (от ед. знаков до 100-200 г/т), но иногда отмечаются в шлифах. Гранат представлен зернами неправильной формы (0,5-1,5 мм) с явными следами растворения. Судя по одному химическому анализу ($SiO_2 = 37,26$; $Al_2O_3 = 21,58$; FeO = 33,93; MnO = 1,47; MgO = 5,10; CaO = 0,80; Сумма = 100,14 мас.%; f = 79 %, автор пробы В.С.Лутков), он относится к пиральспиту. Темно-зеленая шпинель и иголки силли-

Химический состав (мас.%) кордиерита
из гранитоидов акджарского комплекса,
Аличурский массив (Южный Памир)

Компо- ненты	А92		А133		А90	
	центр	край	центр	центр	центр	край
SiO ₂	48,89	48,74	47,05	46,90	48,39	48,21
Al ₂ O ₃	32,90	32,78	32,00	31,79	32,71	33,25
FeO	8,67	8,90	10,50	10,67	6,57	6,89
MnO	0,15	0,25	0,36	0,32	0,11	0,10
MgO	8,27	7,80	7,13	6,84	9,52	9,46
Na ₂ O	0,33	0,54	0,43	0,32	0,38	0,31
Сумма	99,21	99,01	97,47	96,84	97,68	98,22
f	37,0	39,0	45,2	46,7	28,0	29,0

Примечание. Обр.А92 - магматогенный кордиерит из гранитов 3-й фазы; обр.А133 - магматогенный кордиерит из жильного гранита; обр.А90 - ксенокрист кордиерита из гранитов 3-й фазы.

манита присутствуют в виде бронированных мелких включений в псевдоморфозах пенита по Корд, а также внутри биотита и калишпата.

Кроме ксенокристов, гранитоиды акджарского комплекса содержат мелкие (от 2-5 до 10-15 см в поперечнике) округлой формы ксенолиты метаосадочных пород. По структурным особенностям среди них выделяются обогащенные калием и рубидием метасоматиты по алмосиликатным породам ("слюдиты") и Корд-Би-метапелиты с характерной порфиробластической структурой роговиков. Происхождение ксенокристов кордиерита в гранитоидах, очевидно, связано с дезинтеграцией метапелитовых роговиков, что удается непосредственно наблюдать в шлифах / 6/.

Разнозернистые жильные граниты, аплиты и пегматиты проявлены эпизодически. Они имеют близкий минеральный состав и отличаются только структурой. Сквозные темноцветные минералы - Би+Корд. Кристаллы кордиерита (f = 45 %, см. табл. 7) достигают 2-5 мм, имеют несовершенную огранку с ясно выраженным идиоморфизмом по отношению к калишпату и кварцу. В некоторых разностях появляется мусковит (до 2-3 %) и турмалин (2-5 %).

Базардаринский комплекс, ранний ритм. Г р а н и т ы-I имеют средне-крупнозернистое порфиroidное строение с отчетливыми выделениями калишпата (0,5-2,0 см) и округлой формы зернами кварца (0,5-1,0 см). Микроструктуры - гилидиоморфные и аллотриоморфные. Состав: Кв(25-35 %)+Пл₃₀₋₅(25-35 %)+Кпш(25-35 %)+Би (5-8 %). Видовой набор акцессорных минералов типичен для литий-фтористых гранитов и охарактеризован в статье /I/. Отметим только повышенные содержания Ап, Фл, Топ и пониженные Цир, Мон, Ильм.

Л е й к о г р а н и т ы-II (главная разновидность) - крупнозернистые неравнозернистые, часто порфиroidные породы, сложенные парагенезисом Кв (30-40 %)+Пл₃₅₋₅(18-30 %)+Кпш(25-40 %)+Би₈₅₋₇₇(2-8 %)±Корд (единичные псевдоморфозы пенита). Структуры - гранитовые. Повсеместно развит постмагматический фенгит-мусковит, замещающий полевые шпаты и биотит. Акцессорная специализация не отличается от гранитов-I.

Л е й к о г р а н и т ы-III близки по петрографическим особенностям к гранитам-II. Они сохраняют порфиroidный облик, но отличаются более мелкозернистым строением и широким развитием вторичного фенгит-мусковита, в том числе и в виде крупных (до 0,5-1 см) порфиробластических кристаллов. Микроструктуры варьируют от гранитной до аллитовой.

Аплиты обнаруживают близкое структурно-петрографическое сходство с ультраредкометалльными топаз-протолитионитовыми гранитами позднего ритма, которым посвящена статья /4/. Здесь они не рассматриваются.

Редкометалльные пегматиты относятся к слабо дифференцированному типу, имеющему мелкоблоковое строение (размер отдельных минеральных индивидов I-10 см). Состав породообразующих минералов: Му+Пл₁₁₋₉+Кпш+Кв. Из акцессорных минералов характерны топазы, в меньшей мере гранат, турмалин. По данным /I/, эти пегматиты являются производными гранитов главной фазы.

Петрохимия и геохимия

Особенности химического состава магматических пород Аличурского и Базардаринского полухронных плутонов отражены в табл. I, где приведены средние данные по представительным выборкам част-

ных анализов по каждому комплексу, а также по отдельным интрузивным фазам.

По классификации Э.П.Изоха /10/ южно-аличурский комплекс относится к калинатовой завершенной бимодальной интрузивной серии, где содержания щелочей сближены по всему ряду кремнекислотности и только в жильных гранитах отчетливо проявлена их калиевая специализация. Общая щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) варьирует в пределах 4,5–7,2 мас.% (за исключением жильных производных), что соответствует петрохимическим сериям нормального известково-щелочного ряда. По уровню содержания литофильных элементов-примесей (Li, Be, Sn и др.) гранитоиды отвечают геохимическому типу палингенных известково-щелочных /2I/ или стандартных гранитов /II/. В то же время обращают на себя внимание пониженные содержания $\text{Rb} = 75\text{--}100$ г/т и соответственно низкие Rb/Sr -отношения (рис.9), что более характерно для гранитоидов андезитового ряда. Геохимическая специализация наиболее отчетливо выражена в отношении литофильных элементов-примесей (см. табл.1).

Сереташский комплекс относится к непрерывной квазиоднородной калиевой интрузивной серии, в которой K_2O преобладает над Na_2O (в мас.%) во всем ряду кремнекислотности. Сумма щелочей возрастает с 5,7–6,5 мас.% в кварцевых монцодиоритах и монцогранодиоритах до 8–9 мас.% в жильных гранитах и аллитах (см. рис.2). Учитывая резкое преобладание монцогранодиоритов (см. рис.3), всю ассоциацию следует рассматривать как субщелочную петрохимическую серию. Данные по редким и редкоземельным (РЗЭ) элементам (см. статью О.Н.Туркиной и др. в наст. сб./ указывают на двойственную природу гранитоидов, имеющих, с одной стороны, типичное для латитов распределение РЗЭ /22/, с другой – явную обогащенность редкими литофильными элементами.

Акджилгинский монцобабро-монцонитоидный комплекс гетерогенен по своим вещественным признакам (см. рис.4). В его составе отчетливо выделяются низкоглиноземистые субщелочные базиты (шошоновый тип) и монцонитоидный дифференцированный ряд (латитовый тип), имеющих линейный тренд изменения концентраций петрогенных и редких элементов. Обращает на себя внимание скачкообразное изменение вещественных признаков при глубинной контаминации субщелочных базитов метапелитовым материалом. Это выражается не только в резком возрастании содержания Al_2O_3 (см. рис.3) или

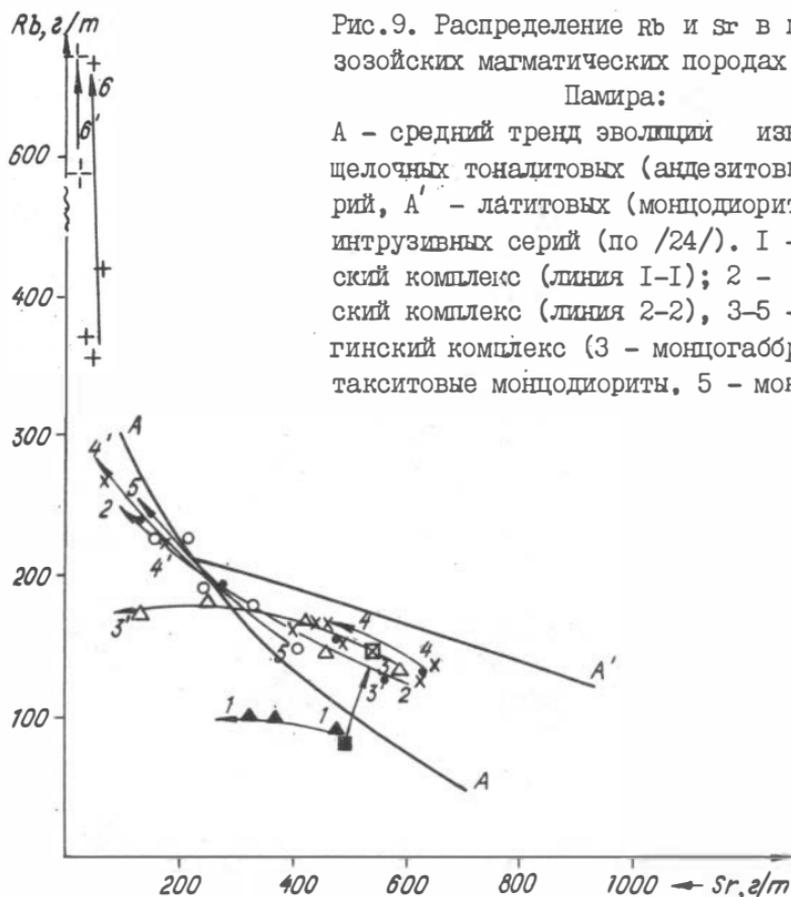


Рис.9. Распределение Rb и Sr в позднемезозойских магматических породах Южного Памира:

A - средний тренд эволюции известково-щелочных тоналитовых (андезитовых) серий, A' - латитовых (монцодиоритовых) интрузивных серий (по /24/). I - аличурский комплекс (линия I-I); 2 - сереташский комплекс (линия 2-2), 3-5 - акджилгинский комплекс (3 - монцогаббро, 4 - такситовые монцодиориты, 5 - монцонитоиды);

6 - базаррыкский комплекс (линия 4-4 - эволюция составов монцодиоритов и монцонитов, линия 4'-4' - монцогранодиоритов и гранитов); 7 - акджарский комплекс (линия 5-5); 8-9 - базардаринский комплекс (линия 6-6 - ранний ритм, линия 6' - поздний ритм).

Rb/Sr-отношения (см. рис.9), но и в увеличении концентраций Ba и Sr - элементов-индикаторов латитовых расплавов /22/.

Базаррыкский комплекс относится к типичной калиевой монцодиорит-монцонит-гранитной (латитовой) интрузивной серии, в кото-

рой концентрации K_2O , Rb и Rb/Sr-отношение линейно возрастают от ранних к поздним фазам (см. рис.2,9). Намеченные тренды имеют прерывистый характер, что выражается в разрывах вещественного состава между монцодиоритовой (фазы 1,2), монцонитовой (фазы 3, 4) и гранитной (фазы 5,6) породными группами (см. рис.3). Эти разрывы, вероятнее всего, связаны с существенной автономностью расплавов, поступавших из разноглубинных магматических камер как промежуточного характера (для латитов), так и корово-анактек-тического (для гранит-лейкогранитов). Скачкообразное изменение концентраций редких и редкоземельных элементов (см. статью О.Н.Туркиной и др. в наст. сб.) не противоречит этому выводу.

Ақджарский комплекс по типу щелочности (см. рис.2), поведению Rb и Sr (см. рис.9), а также уровням концентрации редких элементов обнаруживает отчетливую преемственность с гранитами предшествующего комплекса. Его отличительной особенностью является несколько пониженная сумма щелочей главным образом за счет калия.

Отмеченная выше преемственность в редкоэлементном составе пород является важной особенностью позднемезозойского магматизма. Наиболее отчетливо это видно на диаграмме Rb-Sr (см.рис.9), где вариации составов сереташского, ақджилгинского, базаррыкского и ақджарского комплексов образуют единый тренд, расположенный между линией эволюции известково-щелочной (А) и латитовой (A_T) магматических систем. Исключением являются гранитоиды кжно-аличурского и базардаринского комплексов. Первые имеют составы, относящиеся к типичным трендам эволюции палингенных известково-щелочных серий, вторые - редкометалльно-плюмазитовых литий-фтористого профиля.

Принципиальное отличие гранитов базардаринского комплекса отчетливо проявляется по всем вещественным параметрам. Они относятся к короткой унимодальной завершенной калиевой гранит-лейкогранитной ассоциации (см. рис.2,3), уровень накопления редких элементов в которой (ИНК, по /12/ возрастает на порядок в сравнении с предшествующими магматитами. По этому параметру (ИНК = 8-12 кларков) граниты раннего ритма базардаринского комплекса относятся к редкометалльному классу, а граниты заключительных фаз (поздний ритм) - к ультраредкометалльному классу. В них ИНК возрастает до 37-50 кларков /5/.

В гранитах раннего ритма основной вклад в ИНК обеспечивает оловом (4–7 кларков). В позднем ритме, кроме олова, резко возрастают содержания фтора (≥ 5 кларков), лития (≥ 4 кларков), вольфрама (≥ 8 кларков) и других редких элементов. Весьма низкие концентрации в породах позднего ритма стронция (3,8–30 г/т) и бария (6,9–55 г/т), а также их одновременное снижение указывает, что накопление редких элементов, вероятнее всего, носило первично-магматический характер.

Петрогенезис

По систематике Б.Чапелла и А.Уайта /27/, гранитоиды Аличурского и Базардаринского полихронных плутонов распадаются на два самостоятельных генетических типа: I-граниты, обладающие диопсиднормативным химическим составом и содержащие в пороодообразующей или акцессорной форме известьсодержащие минералы (Клп^{\pm} Амф^{\pm} Сф^{\pm} Орт), и S-граниты, имеющие корунднормативный состав и, как следствие, содержащие в своих минеральных парагенезисах Би^{\pm} Корд^{\pm} Гр^{\pm} Топ . Первые явно преобладают ($S_{\text{общ}} \geq 70\%$); к ним относятся все магматические породы кжно-аличурского, сереташского, акджилгинского, а также большая часть базаррыкского комплексов. Вторые представлены гранит-лейкогранитами базаррыкского, кордиеритовыми гранодиорит-гранитами акджарского и литий-фтористыми лейкогранитами базардаринского комплексов. Подобное сочетание в пределах единых магматогенных структур гранитоидов различного генезиса – широко распространенное явление, особенно часто наблюдающееся в складчатых поясах, сформированных в условиях "зрелой" континентальной коры /7,8,29 и др./. В геотектоническом плане полихронные плутоны, совмещающие I- и S-граниты, обычно приурочены к утолщениям земной коры, возникшим в связи с устойчивыми поднятиями, или к областям скупивания и покровообразования. Как и в рассматриваемом случае, они характеризуются чрезвычайно сложным геологическим строением, указывающим на сосуществование разноглубинных магматических очагов, связанных между собой и с верхними горизонтами коры едиными магомонтролирующими структурами.

При расшифровке общей картины формирования гетерогенных по-

лихронных плутонов обычно привлекаются три петрогенетических модели.

Модель вертикальной миграции очагов, согласно которой два или более разноглубинных очага (мантийный и коровые) существуют и развиваются независимо, а их связь обусловлена только энергетическим источником. При этом I-граниты объясняются либо глубокой дифференциацией материнской магмы базитового или андезитового составов /24/, либо рассматриваются как самостоятельные продукты частичного плавления метабазитового или смешанного субстрата в нижних горизонтах земной коры /6, 10/.

Модель синтексиса /8, 17, 28/ допускает неоднократное смешение в сообщающихся каналах и промежуточных камерах базитового и кремнекислого (S-тип) расплавов, что приводит к появлению всего спектра I-гранитов.

Модель паратексиса /7/, в данном случае означает просачивание базитового или андезитового расплава через метапелитовый субстрат с изменением собственного состава в сторону повышения кремнекислотности и снижения щелочности. Это обеспечивает возникновение полного эволюционного ряда: базиты (андезиты) —> I-граниты —> S-граниты.

Рассмотрим основные петрогенетические следствия, вытекающие из анализа фактического материала и свидетельствующие в пользу той или иной модели.

I. Эволюция позднемезозойского магматизма Южного Памира отчетливо распадается на три цикла. Первому отвечает южно-аличтурский комплекс, сложенный калинатровой кварцдиорит-гранодиорит-гранитной известково-щелочной серией, и следующий за ним сереташский комплекс, представленный уже калиевой монцодиорит-монцогранодиорит-гранитной субщелочной серией. Те и другие относятся к I-гранитам. Они известны только в более глубоко эродированной Аличтурской зоне Юго-Западного Памира (Аличтурский, Койтезекский, Лянгарский и др. плутоны), но в "верхний структурный этаж" Юго-Восточного Памира не проходят. Судя по морфологии массивов, это крупные пластообразные тела, возраст которых проблематичен. Второму циклу отвечает сложная мультиплетная монцогаббро-монцодиорит-монцонит-гранитная серия, включающая акджилгинский, базарыкский и акджарский комплексы. Её формирование происходило в относительно узкой (~ 10 км) линейной зоне северо-восточного

простираются на границе нижнего – верхнего мела. Магматиты второго цикла обнаруживают тесную пространственную сопряженность и имеют сквозной характер распространения как на глубинных уровнях Аличурской зоны Юго-Западного Памира, так и на менее глубинных – Юго-Восточного Памира. Переход от раннего к позднему циклу фиксируется резким нарушением гомодромности (появление монцогаббро). В составе второго цикла участвуют мантийные шшонитовые магмы, граниты I- и S-типа. Третий цикл представлен литий-фтористыми гранитами базардаринского комплекса. Они известны только в "верхнем структурном этаже" Юго-Восточного Памира и пространственно приурочены к крайней Северо-Восточной оконечности интрузивного пояса, сложенного магматитами предшествующего цикла. По всем признакам – это S-граниты.

2. Характер изменения щелочности расплавов можно проследить по особенностям изменения составов биотита, который является сквозным типоморфным минералом для всех магматических пород (см. табл.3). На диаграмме А.А.Маракушева и И.А.Тарарина (рис.10) биотиты южно-аличурского комплекса сосредоточены в поле III, которое отвечает гранитоидам нормальной щелочности, сереташского и акджилгинского – в поле IV, т.е. гранитоидов повышенной щелочности. Для базаррыкского комплекса вновь намечается снижение общей щелочности (поля IV → III). Биотиты акджарского комплекса, как и следовало ожидать, попадают в поле II – низкощелочных гранитов. Еще более низкощелочной характер (поле I) имеют биотиты базардаринского комплекса. Таким образом, намечается сначала возрастание общей щелочности расплавов, достигающей максимума в начале II цикла (акджилгинский комплекс), затем постепенное снижение. Намечается грубая обратная корреляция между общей щелочностью ассоциаций и долей предельно кремнекислых пород в их составе.

3. Анализ графиков распределения SiO_2 (см. рис.3) показывает наличие как унимодальных ассоциаций, так и полимодальных, состоящих из двух или трех породных групп. По А.Ф.Белому /2/, каждая породная группа или комплекс в случае унимодального распределения является производной существенно автономного расплава. Если это предположение верно, то в формировании Аличурского и Базардаринского плутонов участвовало несколько типов магматических расплавов, которые по их минералого-петрографическим и

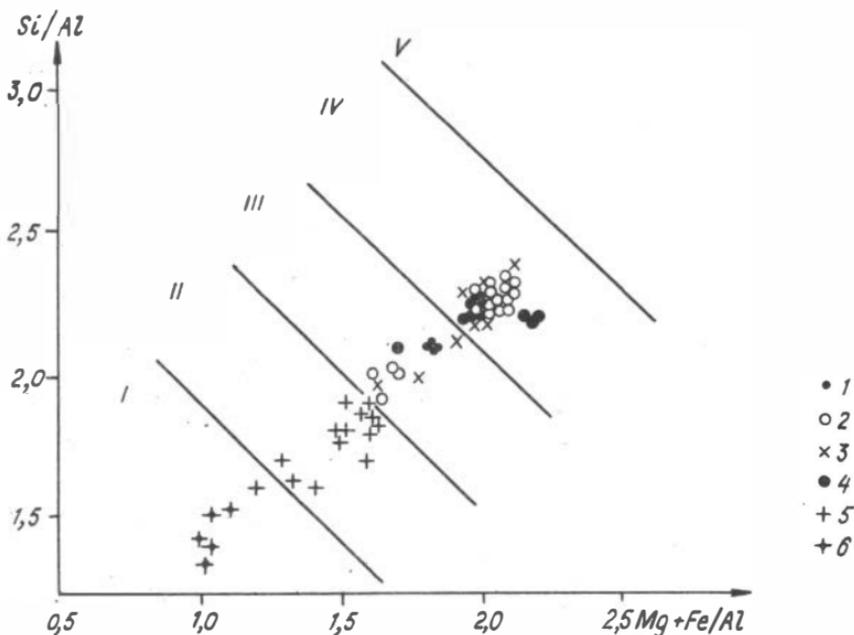


Рис. 10. Составы биотитов из позднемезозойских магматических пород Южного Памира на диаграмме А.А.Маракушева и И.А.Тарарина/20/: I - южно-аличурский; 2 - сереташский; 3 - акджилгинский; 4 - базаррыкский; 5 - акджарский; 6 - базардаринский (ранний ритм). I-V - поля составов биотитов из гранитоидов различной щёлочности (I-мусковит- и кордиерит-биотитовые граниты, II-биотитовые и гранат-биотитовые граниты, III-биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, IV-щелочные граниты, чарнокиты, сиениты; V-щелочные граниты, граниты - рапакиви).

петрогеохимическим признакам могут быть интерпретированы следующим образом* (от ранних к поздним):



* Здесь и далее - условные сокращения для различных типов магм, принятые в данной статье: I_S - диопсиднормативный палингенный известково-щелочной, M - шононитовый, I_M - латитовый, S_I - корунднормативный палингенно-известково-щелочной, S_S - палингенный редкометалльный пломазитовый. При расчленении на типы использованы классификации /17,21,28/. В верхнем индексе - сокращенное название комплекса: ja - южно-аличурский, s - сереташский, ak - акджилгинский, br - базаррыкский, ad - акджарский, bd - базардаринский.

второй цикл - $M^{ak} \rightarrow I_M^{ak} \rightarrow I_M^{br} \rightarrow S_I^{br} \rightarrow S_I^{ad}$;
 третий цикл - S_S^{bd} .

Обращает на себя внимание чрезвычайное сходство по уровню концентрации литофильных и сидерофильных элементов-примесей од- нотипных породных групп (и соответствующих им расплавов) в раз- новозрастных комплексах, например, монцодиоритовая и монцонито- вая породные группы (I_M) в акджилгинском и базаррыкском комплек- сах, гранитоидная (S_I) в базаррыкском и акджарском комплек- сах. Этот факт свидетельствует, что, по крайней мере, для второ- го цикла разноглубинные очаги существовали одновременно и, оче- видно, взаимодействовали между собой путем смешения расплавов в промежуточных очагах и подводящих каналах (см. статью А.В.Титова в наст. сб.).

4. Одним из важных признаков смешения гетерогенных распла- вов обычно считают совмещение в I_M, I_S и S_I -гранитоидах (или их вулканитах) раннего высокотемпературного "базитового" и позднего средне-низкотемпературного "гранитного" минеральных парагенези- сов, а также зонально-пятнистый характер плагиоклаза /I7,25,28, 30,3I/. Учитывая дискуссионность этих доказательств /6/, рас- смотрим фактический материал по особенностям плагиоклазов в позднемезозойских I-гранитоидах Южного Памира.

Микроскопические наблюдения показали, что во всех гранитои- дах I_M, I_S и S_I -типов присутствует лабрадор-битовнит, представ- ленный резорбированными и трещиноватыми ядрами внутри фенокрис- таллов и субфенокристаллов более поздних генераций плагиоклаза. Образование таких ядер традиционно связывается с коррозийным воздействием вмещающего расплава. В ряде случаев это удается доказать прямыми наблюдениями, когда вокруг ядер отмечается зона губчатого строения, пропитанная стеклом (см. рис.7).

Состав ядер, как правило, варьирует в узких пределах (89- 70 % An), но иногда опускается до 60-48 % An. Зональность всег- да прямая с увеличением содержания альбитовой молекулы к краевым частям ядер. Наряду с раскислением плагиоклаза в некоторых наи- более сохранившихся ядрах (см., например, рис.7е,з) отмечается возрастание концентраций примесного железа. При переходе к внеш- ним зонам, окаймляющим ядра, кальциевость плагиоклаза скачкооб- разно снижается, причем одновременно начинают падать и концент- рации примесного железа. Важно отметить, что противоположные

тренды, связывающие основность плагиоклаза и концентрации в нем железа, проявлены не только в единичных кристаллах, но и в целом при нанесении на соответствующий график всей выборки анализов (рис. II, III-V). Аналогичный тренд обогащения железом при уменьшении основности плагиоклазов в настоящее время установлен только для базальтовых расплавов /9,13,26/.

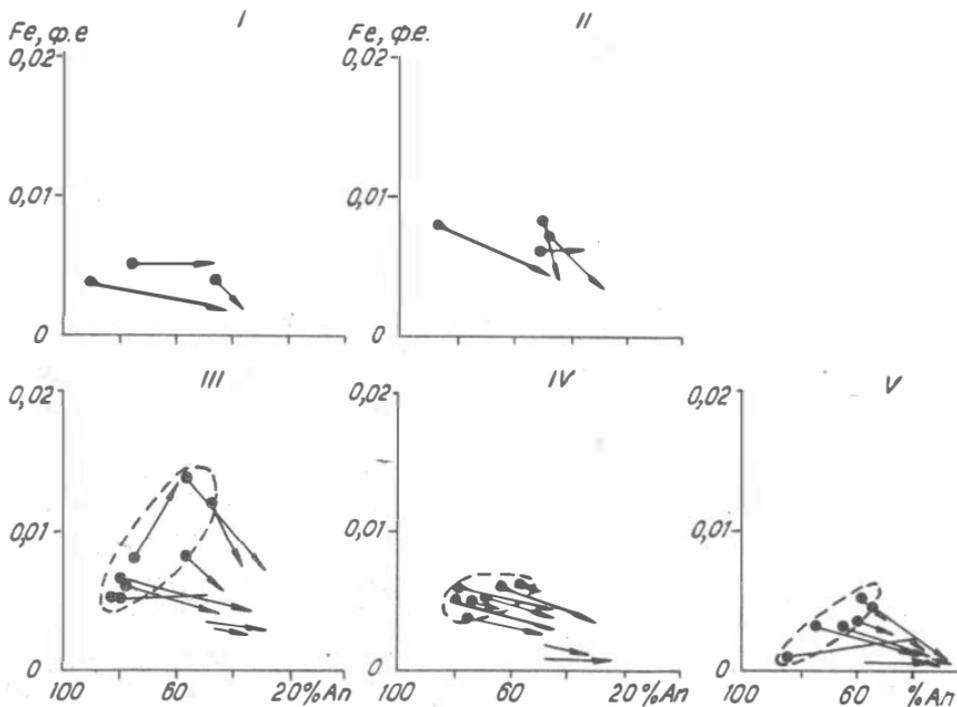


Рис. II. Зависимость основности плагиоклаза и концентраций в нем железа (формульные единицы) для магматических пород Аличурского плутона:

I - южно-аличурский, II - сереташский, III - акджилгинский, IV - базаррыкский, V - акджарский. Залитый кружок - резорбированные ядра, стрелка - изменение состава от центра к периферии плагиоклазов (рис. 7). Прерывистым контуром обведены поля составов ранней генерации плагиоклазов.

Более детальный анализ выявляет следующие особенности плагиоклазов. "Базитовый" тренд наиболее отчетливо выражен для гранитоидов второго цикла, при этом наблюдается некоторое снижение содержаний примесного железа при переходе от акджилгинских I_M -монцитонитоидов к базаррыкским и далее акджарским S_I -гранитоидам (см. рис. II, Ш-У). Для гранитоидов раннего цикла, по имеющимся данным (см. рис. II, I-II), "базитовый" тренд не характерен или плохо выражен. Поскольку "базитовая" природа ядер плагиоклаза здесь не вызывает сомнений, можно предположить, что доля базитового расплава была минимальной или ядра имеют ксеногенную природу и являются, как предполагает П.В.Ермолов /6/, реститами смешанного метапелит-метабазитового субстрата, претерпевшего частичный анатексис. Последний вариант, учитывая распределение редких и редкоземельных элементов (см. статью О.Н.Туркиной и др. в наст. сб.), наиболее приемлем для южно-аличурских I-гранитоидов.

В гранитах третьего цикла (базардаринский комплекс) кальциевые ядра плагиоклаза вообще отсутствуют, что не противоречит предположению об их корово-анатектической природе (S_S -тип).

Подводя итог, сформулируем принципиальную схему формирования позднемезозойской магматической колонны Южного Памира.

Первый магматический цикл связан с поступлением на уровень становления двух крупных порций "андезитового" расплава, сначала нормальной щелочности, затем - повышенной (южно-аличурский — сереташский комплексы). Имеющийся фактический материал не позволяет однозначно решить вопрос об уровне зарождения этих расплавов. Из существующих альтернативных гипотез: фракционирование базальтовой магмы, плавление обводненного мантийного материала в условиях субдукции, плавление смешанного метабазит-метапелитового нижнекорового субстрата в условиях коллизии, — последний механизм является наиболее вероятным. В пользу этого свидетельствует обогащенность пород редкими литофильными элементами, отсутствие (даже в виде глубинных ксенолитов) инициальных базитов, резко восстановительные условия кристаллизации гранитоидов (безмагнетитовая фация), что исключает возможность первоначальной дифференциации базальтовой магмы по боуэновскому тренду фракционирования. В то же время не исключено, что мантийный базитовый резервуар уже существовал под экранирующей зоной гранитообразования.

Второй цикл начался с внедрения шошонитовой магмы, испытавшей глубинную контаминацию метапелитовым материалом. Последовавшие вслед за шошонитовыми порции латитовых расплавов (акджилгинский и базаррыкский комплексы) имеют наиболее яркие черты совмещения базитовой и гранитной составляющей. Последующая эволюция магматизма связана не только с дифференциацией шошонитовых и латитовых расплавов, но и с возникновением в надочаговой зоне комплекса высокотемпературных мигматит-гранитов. Активное смешение в различной степени отдифференцированных порций мантийных магм с вторичными расплавами S-гранитов привело к формированию сначала базаррыкских, а затем акджарских гранитоидов. Присутствие в последних, с одной стороны, "базитового" парагенезиса, с другой — ксенокристов метаморфических минералов (Корд, Гр, Шп) подтверждает подобное предположение. И, наконец, литий-фтористые граниты базардаринского комплекса, завершающие эволюцию магматической колонны, являются продуктами кристаллизации чисто корового анатектического очага. Формирование этого очага во фронтальной (гипсометрически наименее глубокой) части магмообразующей линейной зоны происходило уже на регрессивной стадии её существования, на что указывает существование межгранитного дайкового комплекса, отделяющего редкометалльные граниты от всех предшествующих магматитов.

Литература

1. Акелин Н.А., Лучицкая А.И., Идрисова Л.В. Минералого-геохимические особенности редкометалльных гранитов на примере Базардаринского массива // Сов. геология. 1971. № 8. С.40-54.

2. Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г. Вулканические формации: Новосибирск: Наука, 1982. 281 с.

3. Владимирова А.Г., Каргополов С.А., Мальж М.М. и др. Петрология мигматит-гранитов низких давлений (на примере гунтского комплекса Южного Памира). Новосибирск, 1989. 39 с. (Препр. ИГиГ СО АН СССР; № 5).

4. Владимирова А.Г., Крук Н.Н., Чупин В.П. и др. Топаз-пропитонитовые граниты и онгониты Базардаринского рудного района (Юго-Восточный Памир) // Геология и геофизика. 1991. (В печати).

5. Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Беляева Р.Т. и др. Оловольфрамоносные редкометалльные граниты Юго-Восточного Памира // Геология и геофизики, 1990. (В печати).
6. Глубинные включения в гранитоидах складчатых областей / Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Каргополов С.А., Малых М.М. Новосибирск: Наука, 1990. 166 с.
7. Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 235 с.
8. Добрецов Г.Л., Добрецов Н.Л. Возможная модель магматического процесса // Геология и геофизика, 1974. № 5. С.130-138.
9. Есин С.В. Петрология кайнозойских базальтоидных формаций средней части Восточного Сихотэ-Алиня: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин.наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. 18 с.
10. Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 137 с.
11. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Нагибина М.С. Геохимические типы редкометалльных гранитоидов, их распространенность и условия становления // Редкометалльные граниты Монголии. М.: Наука, 1971. С.208-215.
12. Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. М.: Наука. 1985. 302 с.
13. Леснов Ф.П., Щербакова М.Я., Лысаков В.С., Королюк В.Н. Кристаллохимическая примесь железа в основных плагиоклазах и вопросы их типоморфизма // XI съезд Международной Минералогической ассоциации: тез. докл. Т.1. Новосибирск, 1978. 119 с.
14. Месхи А.М., Магматические комплексы зоны Юго-Восточного Памира // Материалы по геологии Памира. Душанбе, 1964. С.195-213.
15. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая / Под ред. Баратова Р.Б., Могаровского В.В., Луткова В.С. Душанбе: Дониш, 1978. 343 с.
16. Пономарева А.П. Приконтактные явления магматического этапа в гранитоидных интрузивах: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 1988. 31 с.
17. Попов В.С. О происхождении I-гранитоидов // Гранитоиды - индикаторы глубинного строения земной коры. Новосибирск: Наука, 1985. С.14-26.
18. Расчленение стратифицированных и интрузивных образова-

ний Таджикистана / Под ред. Баратова Р.Б., Дьячкова Ю.А., Чернера Э.С. Дунашбе: Дониш, 1976. 268 с.

19. Сусин О.А., Верхотуров В.Е. О глубинной морфологии гранитоидных массивов Южного Памира // Сов. геология, 1985. № 8. С.113-120.

20. Тарарин И.А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М.: Наука, 1971. 142 с.

21. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с:

22. Таусон Л.В. и др. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 213 с.

23. Ушакова Е.Н. Биотиты магматических пород. Новосибирск: Наука, 1980. 328 с.

24. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.

25. Bacon C.R. Magmatic inclusions in silitic and intermediate volcanic rocks // J.Geophys. Res. 1986. Vol.91. P.6091-6112.

26. Bence A.E., Papike J.J., Aynso R.A. e.a. Petrology of submarine basalts from the Central Carribeas: DSDP Lead 15 // J.Geophys. Res. 1975. Vol.80. N 35. P.4775-4804.

27. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting types of granites // Pacific Geol. 1974. Vol.8, N 2. P.173-174.

28. Didier J., Dutho J.L., Lameyre J. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1982. Vol.14, N 1-2. P.125-132.

29. Poli G., Ghezzeo C., Contricelli S. Geochemistry of granitic rocks from the Hercynian Sardinia-Corsica batholith: Implication of magma genesis // Lithos. 1989. Vol.23. P.247-266.

30. Vernon R.H. Restite, Xenoliths and Microgranitoid Enclaves in Granites // J. and Proc., Royal Soc. of New South Wales. 1983. Vol.116, N 1. P.77-103.

31. Vernon R.H. Microgranitoid enclaves in granitic - Globule of hybrid magma quenched in a plutonic environment // Nature. 1984. Vol.309. P.438-439.

О.М.Туркина, А.Г.Владимиров, В.А.Бобров,
А.И.Туркин

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЙ СОСТАВ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДОВ
АЛИЧУРСКОГО ПОЛИХРОННОГО ПЛУТОНА
(Южный Памир).

Данная статья посвящена геохимическому исследованию меловых магматитов Южного Памира, объединяющих гранитоиды известково-щелочного и монцонитоидного рядов. Детальная геолого-петрографическая и минералого-петрохимическая характеристика этих пород приведена в статье А.Г.Владимирова и Р.Т.Беляевой (см. наст.сб.). Результаты определения петрогенных окислов и редких элементов, обсуждаемые ниже, приведены в этой же статье, а редкоземельных элементов - в таблице. Они охватывают весь спектр меловых интрузивных пород, известных в пределах Аличурского полихронного плутона.

Редкоземельные элементы определены инструментальным нейтронно-активационным анализом В.А.Бобровым и Ю.Г.Шипицыным. Анализ выполнен с использованием научно-исследовательского реактора НИИ ЯФ ТПИ. Интегральный поток тепловых нейтронов $5 \cdot 10^{17} \text{ см}^{-2}$. Спектрометрические измерения проводились как в измерительном центре НИИ ЯФ ТПИ, так и в ИГиГ на анализаторах "Nokia", In-96, на детекторах жесткого γ -излучения ДГДК-60 и GSRS объемом 114 см^3 (фирма "Шломберже") и детекторе рентгеновского диапазона GSFX-20 (фирма "Шломберже"). Методические приемы анализа выдержаны в соответствии с изложенным в статьях /2,6,7,13/. При расчетах концентраций элементов использовались данные по стандартным образцам СТД-1А, СТ-1А, СТ-3, СТ-1А, СТ-2, СА-1, приведенные в сводках /8/ и /1/. Содержания лантаноидов нормированы по рекомендованным данным для хондрита /16/.

Типизация гранитоидов по редкоэлементному
и редкоземельному составам

Для всех изученных гранитоидов установлено асимметричное распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) с плавным уменьше-

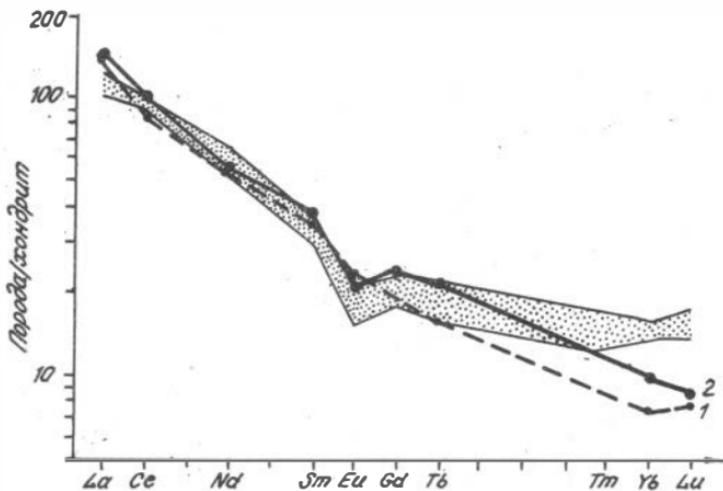


Рис.1. Распределение РЗЭ в кварцевых диоритах (1) и гранодиоритах (2) южно-аличурского комплекса. Крапом здесь и далее показана область составов постархейских глинистых сланцев по /12/.

нием содержания от La к Lu без европиевой аномалии или со слабым европиевым минимумом.

Южно-аличурский комплекс. В его составе преобладают гранодиориты. Кварцевые диориты и гранодиориты главной фазы (рис.1) близки по спектрам РЗЭ к постархейским глинистым сланцам /12/, но характеризуются повышенным La/Yb отношением (21-26) в связи с относительным обеднением тяжелыми лантаноидами. В них повышены содержания Li и Be, т.е. собственно гранитофильных элементов. По редкоземельному составу южно-аличурские гранитоиды сопоставимы с известково-щелочными гранитами /9/. Несколько повышенное значение $Sr+Ba/Li+Rb = 8,0-9,8$ определяется их диорит-гранодиоритовым составом и калинатровым типом щелочности.

Сереташский комплекс. Ранние фазы этого комплекса представлены монцодиоритами (рис.2), удивительно близкими по характеру спектров и содержаниям лантаноидов к кварцевым латитам Забайкалья /10/. Они имеют максимальное La/Yb отношение (30) и повышенное общее содержание РЗЭ (245 г/т). Монцодио-

Содержания редкоземельных элементов и тория (г/т) в породах Аличурского полихронного плутона

Компо- ненты	3540а	3524	4945	A-47	3676	3049	3298а	A-I	A-38I	3227а	A-379	A-II5	3070
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
La	42,0	44,0	63,0	30,4	34,0	55,5	55,0	45,0	47,9	29,0	37,0	27,2	32,0
Ce	70,0	80,0	111,0	66,5	64,0	85,5	90,0	83,8	87,2	51,5	69,3	53,2	56,0
Nd	31,5	33,6	50,0	35,4	31,5	36,0	43,0	39,4	32,9	28,0	29,3	27,6	24,0
Sm	7,0	7,6	8,4	9,0	7,5	7,8	8,5	8,2	8,0	6,0	7,2	7,5	6,0
Eu	1,75	1,57	1,62	2,10	1,40	1,87	1,70	1,77	1,72	1,50	2,47	2,15	1,50
Gd	не опр.	6,2	7,5	5,3	6,5	8,1	6,4	6,3	6,5	6,4	5,5	6,1	не опр.
Tb	0,76	1,0	0,93	0,91	1,13	1,2	1,06	0,99	1,1	1,07	0,9	0,84	1,0
Tm	не опр.	не опр.	0,4	0,5	0,5	0,5	не опр.	0,4	0,5	не опр.	0,5	0,5	не опр.
Yb	1,6	2,1	2,1	2,2	3,2	2,5	3,0	2,6	2,6	2,5	2,4	2,6	2,7
Lu	0,25	0,28	0,34	0,35	0,43	0,38	0,43	0,36	0,36	0,35	0,33	0,36	0,32
Th	11,0	15,2	20,7	10,4	7,0	16,4	18,2	23,1	20,3	7,3	14,8	10,8	13,0
La/Yb	26,2	20,9	30,7	13,7	10,6	21,7	18,3	17,1	18,4	11,6	15,1	10,3	11,8
ΣРЗЗ	160,1	176,3	244,8	152,7	149,7	198,9	209,1	189,9	188,8	126,4	154,9	128,1	129,6

Компо- ненты	30I6	3I27	34I5	A-II7	A-I33	A-90	3-45a	6-38	6-42	5-276	6-I	5-28	3-44
	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20	2I	22	23	24	25	26
La	43,0	5I,0	42,0	44,4	35,5	45,0	43,5	58,5	40,0	50,0	36,6	I3,6	IO,0
Ce	64,0	84,5	66,0	9I,6	74,6	95,0	75,0	90,0	65,0	80,0	59,0	2I,0	I3,5
Nd	33,0	38,0	36,0	34,3	37,6	38,0	29,0	39,0	29,0	27,0	25,0	IO,2	7,I
Sm	6,I	8,0	7,0	7,6	7,5	8,9	6,6	7,5	5,9	6,I	5,6	2,4	2,2
Ba	I,I0	I,07	0,60	I,64	I,49	I,44	I,55	I,43	I,08	I,3I	0,70	0,27	0,23
Gd	5,5	6,I	6,0	4,8	4,7	4,9	5,9	не опр.	4,6	5,2	4,5	3,0	не опр.
Tb	0,97	0,7	I,2	0,8	0,84	0,85	I,05	0,84	0,65	0,95	0,7	0,52	0,2I
Tm	не опр.	0,2	не опр.	0,3	0,4	0,25	не опр.	не опр.	не опр.	0,3	0,4	не опр.	не опр.
Yb	2,4	I,3	2,8	2,I	2,0	I,3	2,2	2,0	I,3	I,9	2,5	I,8	I,0
Lu	0,37	0,I9	0,4I	0,26	0,25	0,I7	0,33	0,25	0,I8	0,25	0,36	0,24	0,I4
Th	I6,0	25,5	27,5	29,3	I5,4	3I,0	I6,9	23,I	22,3	24,6	20,7	3I,8	I,8
La/Yb	I7,9	38,0	I4,0	2I,5	I7,8	34,3	I9,7	29,2	3I,8	30,7	I4,6	7,5	IO,0
ΣPЭЭ	I56,4	I90,8	I52,2	I87,7	I64,9	I95,8	I65,I	205,4	I47,7	I72,7	I35,0	53,0	36,0

Примечание. Комплексы: южно-аличурский: I - кварцевый диорит, 2 - гранодиорит; сереташский: 3 - кварцевый монцодиорит; акджилгинский: 4-5 - монцогабро, 6 - такситовые монцодиориты, 7-8 - кварцевые монцодиориты, 9 - кварцевые монцониты; базаррыкский: IO - монцодиориты, II-I2 - кварцевые монцодиориты, I3 - кварцевый монцонит, I4 - монцогранодиорит, I5 - монцогранодиорит, I6 - лейкогранит; акджарский: I7-I8 - гранодиориты, I9 - гранит; акджарский (в пределах Базардаринского плутона): 20-22 - гранодиориты, 23-24 - граниты, 25 - лейкогранит, 26 - аплит. Пробы с индексом А и с порядковыми номерами 20-26 из коллекции А.Г.Владимирова, остальные - Р.Т.Белыевой. Не опр. - не определялся.

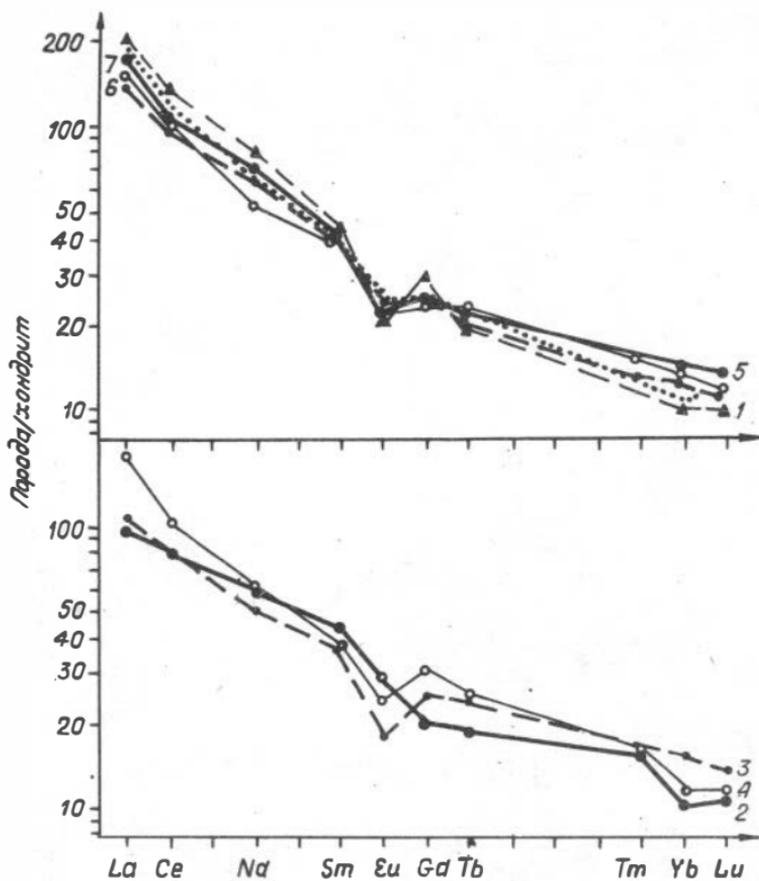


Рис.2. Распределение РЗЭ в породах сереташского и акджилгинского комплексов:

I - кварцевый монцодиорит сереташского комплекса; 2-7 - акджилгинский комплекс: 2-3 - монцогаббро, 4 - такситовый монцодиорит, 5-6 - кварцевые монцодиориты, 7 - кварцевый монцонит. Точками здесь и далее показаны спектры РЗЭ для латита и кварцевого латита по /II/.

риты обогащены Ba и Sr и в меньшей мере Cr и V относительно южно-аличурских известково-щелочных гранитов. Величина $Sr+Ba/Li+Rb$ снижается от монцодиоритов (I0-I2) к монцогранодиоритам

(6) главной фазы. Последние по этому параметру сопоставимы с гранитами известково-щелочного ряда /9/.

Акджилгинский комплекс включает в себя две породные группы: базитовую и монцонитовую. Монцонаббро (см. рис.2) заметно отличаются от кварцевых монцонитов главной фазы пониженным содержанием РЗЭ (150 г/т) и La/Yb отношением (I0-I4). Монцонитоиды (3-5 фазы) имеют распределение редкоземельных элементов совершенно идентичное кварцевым латитам /I0/, а по содержаниям других микроэлементов являются аналогами пород ранних фаз сереташского комплекса. Снижение концентраций Ba, Sr, V, Cr до уровня гранитов стандартного типа установлено только в породах заключительных фаз.

Базаррыкский комплекс представлен монцонитовой и кислой породными группами. В сравнении с вулканитами латитовых серий монцонитоиды этого комплекса обеднены легкими и средними лантаноидами и тяготеют к спектрам метапелитов (рис.3). Относительное обогащение Ba и Sr проявляется главным образом в монцодиоритах первой и второй фаз. В целом сравнение монцонитоидов трех комплексов с составами вулканитов латитового ряда /I0/ отчетливо выявляет "нетипичность" их редкоэлементных характеристик: пониженные содержания Ba, Sr, V, Cr и повышенные Li и Rb, что сближает их с палингенными известково-щелочными гранитами /9/. Бiotитовые граниты и лейкограниты по содержаниям микроэлементов являются аналогами гранитов следующего акджарского комплекса и будут рассмотрены ниже.

Акджарский комплекс включает ряд пород от гранодиоритов (главная фаза) до жильных лейкогранитов и аллитов. Как и в южно-аличурском комплексе, граниты акджарского и базаррыкского комплексов (рис.3,4) обнаруживают унаследованность в характере спектров РЗЭ от постаршеийских глинистых сланцев /II/. Величина индикаторного отношения $\frac{Ba+Sr}{Li+Rb} = 4-7$ свидетельствует о их принадлежности к стандартному геохимическому типу гранитов.

Граниты акджарского и базаррыкского комплексов выделяются заметно повышенным содержанием Th (15-30 г/т) в сравнении с южно-аличурскими (II-15 г/т).

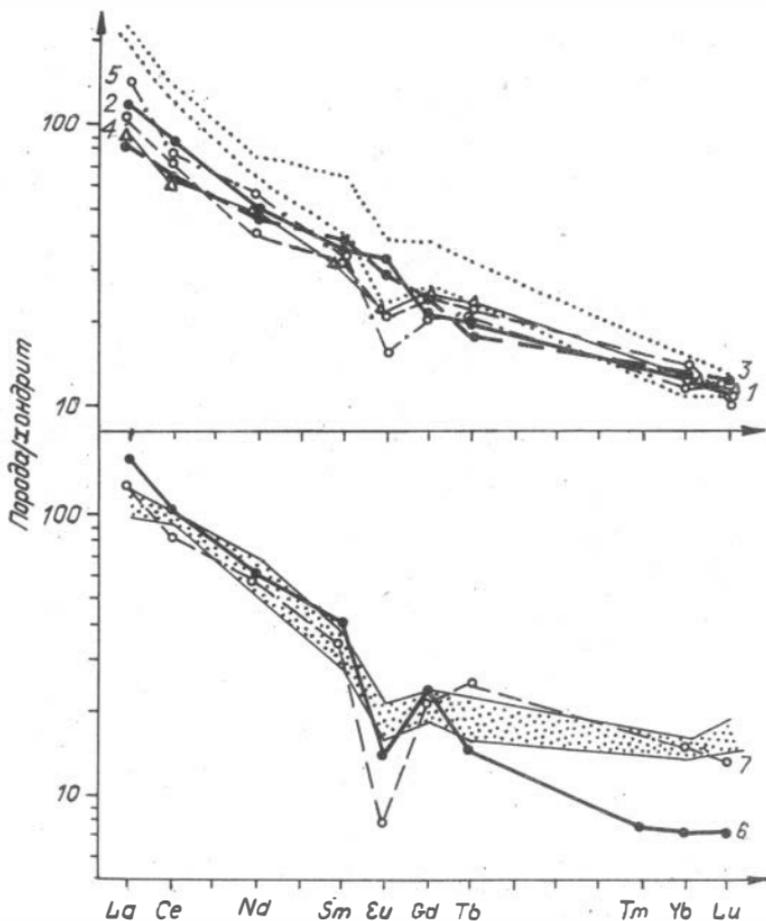


Рис.3. Распределение РЗЭ в монцониитоидах и гранитах базарыкского комплекса:
 1 – монцодиорит; 2–3 – кварцевые монцодиориты; 4 – кварцевый монзонит; 5–6 – монцогранодиориты; 7 – лейкогранит.

Тренды концентраций микроэлементов

Только для гранитоидов южно-аличурского комплекса можно выявить четкую направленность в изменении концентраций РЗЭ от первой к главной фазе: слабый рост содержаний лантаноидов с преиму-

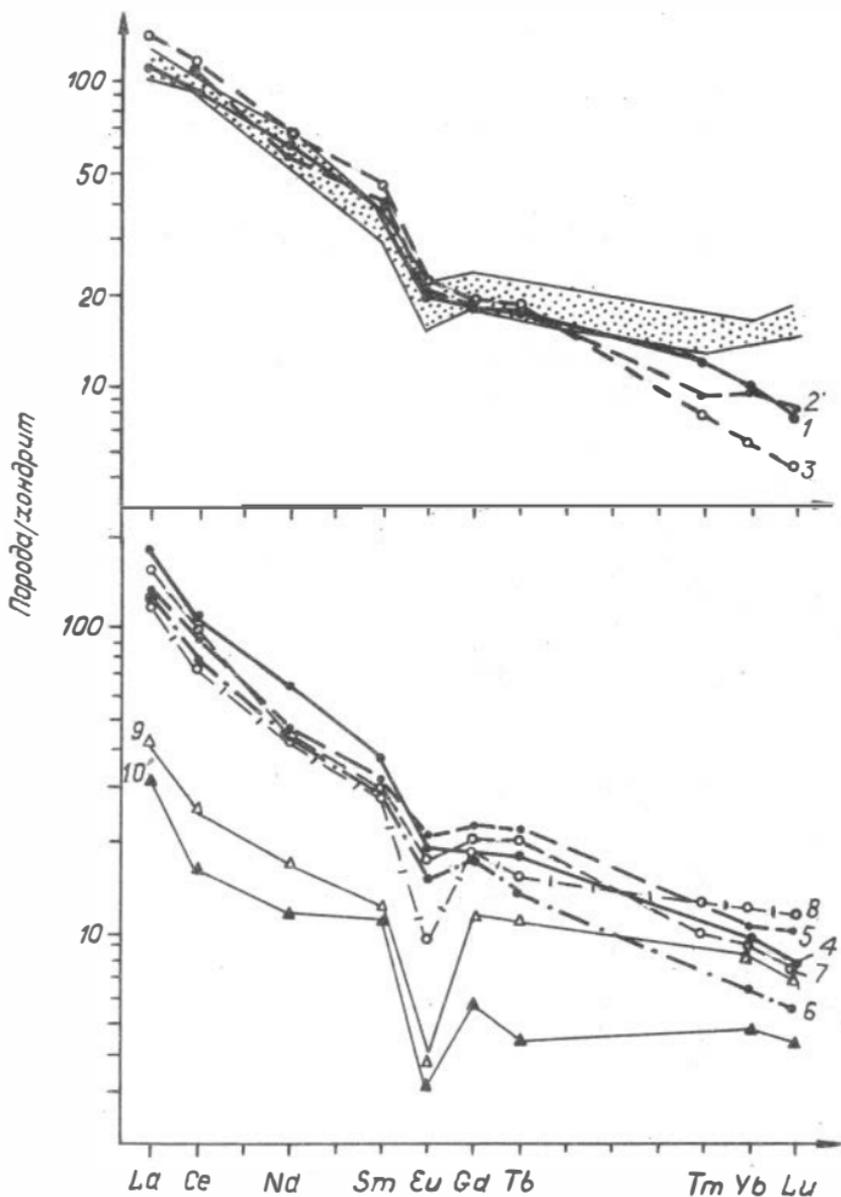


Рис.4. Распределение РЗЭ в гранитоидах акджарского комплекса.

Аличурский массив: 1-2 - гранодиориты, 3 - гранит;
 Базардаринский массив: 4-6 - гранодиориты, 7-8 - граниты, 9 - жильный гранит, 10 - аплит.

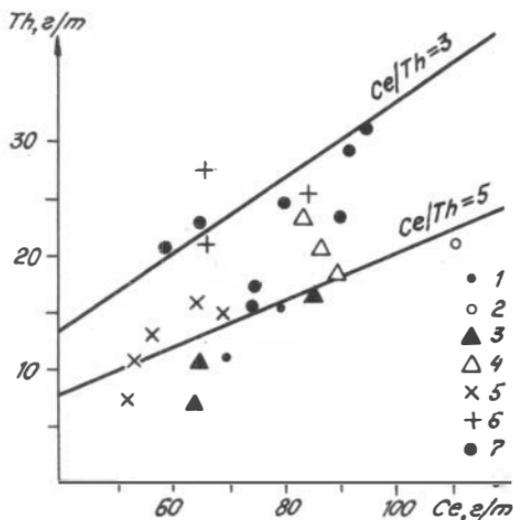
щественным накоплением тяжелых и появлением на заключительной стадии европиевого минимума.

Общей тенденцией поведения редкоземельных элементов в пределах других комплексов (от ранних фаз к поздним) является практически постоянный уровень РЗЭ, за исключением жильных гранитов и аплитов, а также появление и усиление европиевого минимума с ростом кремнекислотности и калиевости пород. Например, в акджилгинском комплексе содержания РЗЭ с учетом дисперсии остаются практически постоянными от кварцевых монцонитов четвертой (главной) к монцогранодиоритам пятой фазы при отчетливом изменении содержаний других компонентов, особенно контрастном для MgO I, 94-I, I2 % и Ca I070-840 г/т. Это справедливо и для монцонитоидов первой-четвертой фаз базаррыкского комплекса. В то же время в пределах этого комплекса (см. рис.3) наблюдается резкий скачок в характере распределения лантаноидов (падение содержания иттриевых редких земель) при переходе к кислой породной группе (пятая фаза) и последующее отчетливое фракционирование РЗЭ к лейкогранитам шестой фазы, что выражается в уменьшении La/Yb отношения и в росте дефицита Eu . Одновременно происходит резкое увеличение содержания Th от монцонитоидов к породам пятой-шестой фаз. Прямая корреляция между торием и легкими лантаноидами демонстрируется рис.5. На нем отчетливо видно, что при довольно узких вариациях содержаний Ce и Th в монцонитоидах каждого комплекса, они отчетливо различаются между собой, и имеет место уменьшение концентраций этих компонентов от сереташского к акджилгинскому и далее к базаррыкскому комплексам. Величина Ce/Th остается практически неизменной (~5), что свидетельствует о едином комплексе основных минералов-носителей этих элементов в монцонитоидах. Резкое изменение содержаний Ce и Th в кислой породной группе базаррыкского комплекса сопровождается уменьшением их отношения, что фиксирует смену минералов-носителей. Это понижение обнаруживается и в большинстве гранитоидов акджарского комплекса, для которых характерен более широкий диапазон концентраций этих компонентов и прямая их зависимость.

На примере акджарского комплекса установлено также резкое снижение содержания Σ РЗЭ в жильных гранитах и аплитах, главным образом за счет легких лантаноидов. Для последних установлено низкое La/Yb отношение (7,5-10,0) и резкий дефицит Eu .

Рис.5. Соотношение Th и Ce в породах Аличурского плутона.

Комплексы: южно-аличурский (1); сереташский (2); акджилгинский: монцогаббро (3), монцонитоиды (4); базарыкский: монцонитоиды (5), граниты (6); акджарский (7).



Дополнительную информацию дает изучение трендов концентраций других микроэлементов.

К числу общих черт можно отнести устойчивое увеличение концентраций Rb с ростом содержания K. Их тесная связь подтверждается высокими и всегда значимыми коэффициентами парной корреляции ($r = 0,55-0,82$) (рис.6). В жильных гранитах и аллитах иногда наблюдается более слабое накопление Rb или даже снижение его концентраций.

Литий не обнаруживает устойчивой связи ни с одним из компонентов (Rb, F, K, Mg), и для него не существует общей направленности в изменении концентраций (см. рис.6). В одних комплексах имеет место значимая положительная связь Li с Mg ($r = 0,51$) (акджилгинский) или с F ($r = 0,33$) (акджарский), в других (южно-аличурский, сереташский), напротив, намечается накопление лития в дифференциальной последовательности пород и резкое снижение его концентраций в жильных гранитах.

Для Ba и Sr наблюдается синхронное снижение концентраций с ростом кремнекислотности пород (см. рис.6). Выявлена также значимая положительная корреляция Sr и Ca ($r = 0,56-0,84$), особенно сильная в монцонитоидах ($r = 0,72-0,84$), что свидетельствует о том, что поведение Sr обусловлено преимущественно фракциониро-

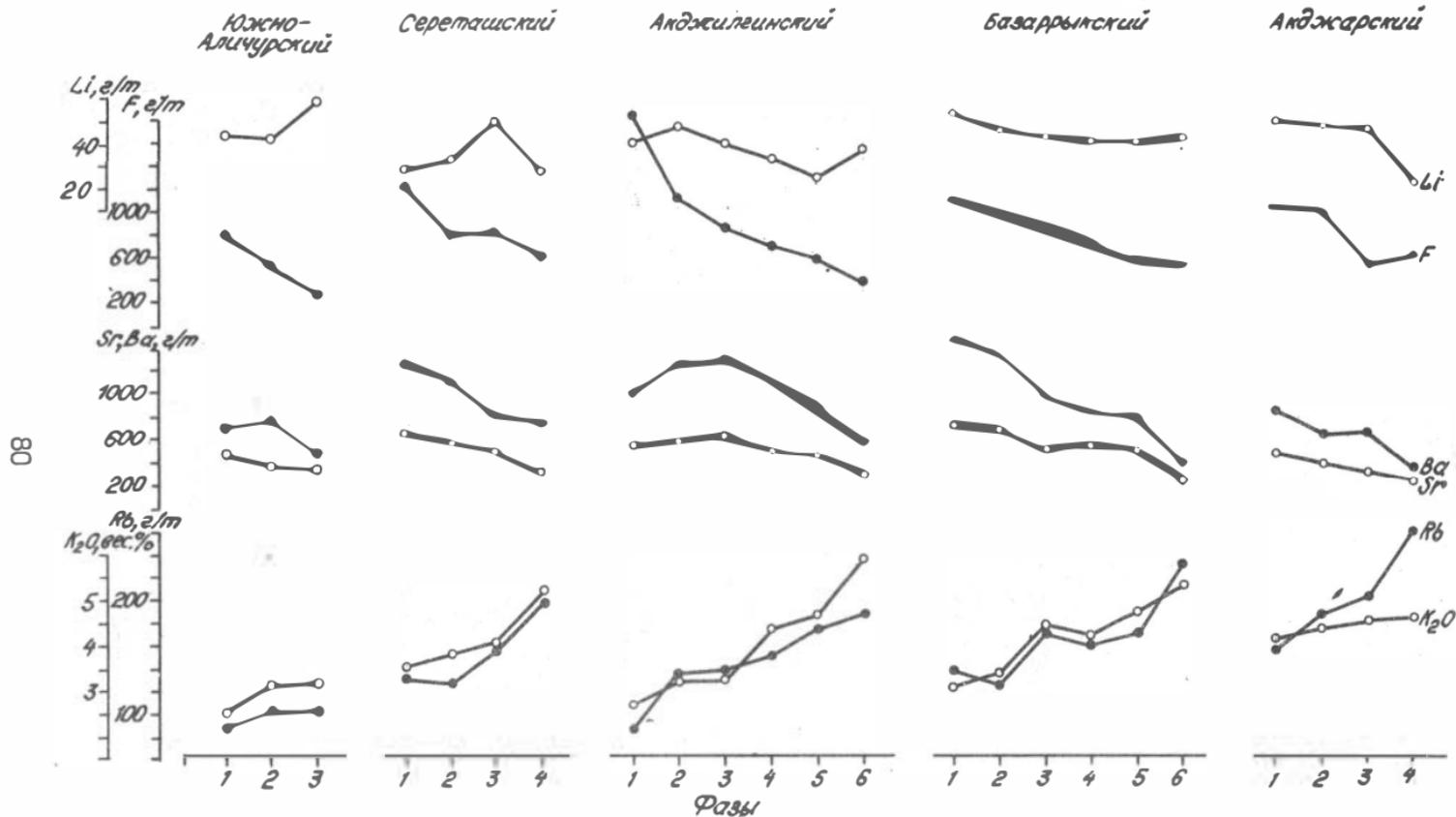


Рис.6. Вариационные кривые средних содержаний редких элементов в породах Аличурского плутона.

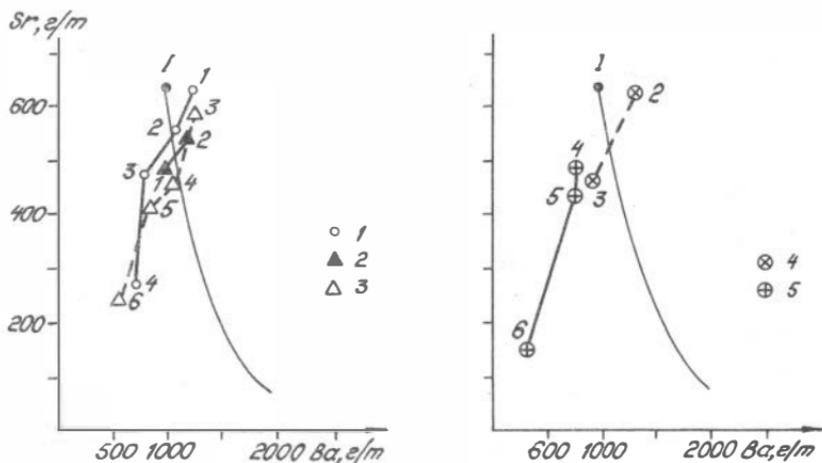


Рис.7. Тренды концентраций Ba и Sr в породах Аличурского плутона.

Комплексы: сереташский (I); акджилгинский: монцогаббро (2), монцититоиды (3); базарыкский: монцититоиды (4), граниты (5); I - расчетная кривая распределения концентраций Ba и Sr в расплавах латитовой серии по /II/.

ванием главных породообразующих минеральных фаз полевых шпатов. В отличие от известково-щелочных серий /3/ в гранитоидах Аличурского плутона установлена обратная зависимость Ba и K ($r = -0,5-0,74$) и тесная положительная связь Ba с F ($r = 0,39-0,66$).

Для последовательности пород от кварцевых монцитодиоритов до монцитогранодиоритов сереташского, акджилгинского и базарыкского комплексов наблюдаются единые тренды концентраций K, Rb, Sr, Ba, F, Cr, V и других элементов, что подтверждается значимыми величинами парных коэффициентов корреляции (Sr-Ca, Sr-Ba, Ba-F, K-Rb, Cr-Mg). Это свидетельствует об унаследованности составов пород этого ряда.

В базарыкском комплексе выделяются два независимых тренда концентраций Ba и Sr (рис.7), соответствующих монцититовой и кислой породной группам. Обособленность этих породных групп проявляется и по другим элементам (K, Rb, Li, F) в виде перегибов

или изменения углов наклона их вариационных кривых (см. рис.6). По аналогичным признакам обособляются щелочно-базитовая и монцонитовая группы в акджилгинском комплексе.

Обсуждение результатов

Основные выводы, полученные по результатам анализа распределения редких и редкоземельных элементов, сводятся к следующим положениям: 1) наличие двух групп магматических пород – производных различных по составу исходных магм: известково-щелочной (граниты южно-аличурского, акджарского и базаррыкского комплексов) и шшонит-латитовой; 2) наличие в акджилгинском комплексе двух породных групп: базитовой и монцонитовой, а в базаррыкском – монцонитовой и гранитной; 3) унаследованность составов и единство трендов микроэлементов для монцонитоидов сереташского, акджилгинского и базаррыкского комплексов; 4) близость редкоэлементных составов гранитов базаррыкского и акджарского комплексов. Особое внимание обращает на себя двойственная природа монцонитоидов Аличурского плутона, которые совмещают черты мантийных и коровых /9/ расплавов. В частности, установленный для них асимметричный тип распределения РЗЭ считается характерным для палингенных известково-щелочных гранитов /4,21/. Его обычно объясняют фракционированием РЗЭ в процессе плавления метапелитов /5,19,26/. Однако подобные асимметричные спектры лантаноидов с повышенным La/Yb отношением присущи породам латитового ряда /10/, средне-кислым породам шшонитовых ассоциаций /18/, а также монцонитоидам смешанного корово-мантийного источника /17/. Отметим также, что на диаграмме $La/Yb - \Sigma РЗЭ$ (рис.8) подавляющее большинство фигуративных точек попадает на пересечение тренда континентальных толеитов – щелочных базальтов с полем осадочных пород, что считается характерным для гранитоидов, образующихся в результате синтексиса /25/.

Устойчивость содержаний РЗЭ в изученных рядах монцонитоидов и гранитов сильно отличает их от латитовых серий Забайкалья /10/ и Перу /20/; для которых характерно уменьшение концентраций редкоземельных элементов, главным образом за счет цериевой группы, к более кремнекислым породным членам. Такие тренды концентраций

лантаноидов обычно объясняют дифференциацией единого расплава. В нашем случае изменения концентраций Sr и Ba (см. рис.7) в породах сереташского, акджилгинского и базарыкского комплексов не

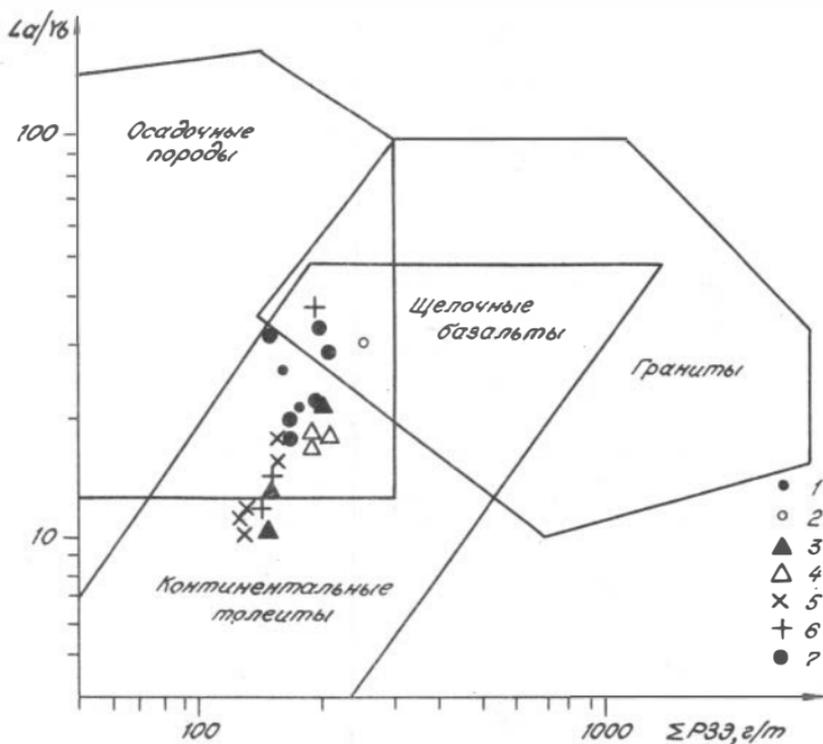


Рис.8. Диаграмма $La/Yb - \Sigma PЗЭ$ для пород Аличурского плутона. Усл. обозн. см. рис.5.

согласуются с направлением расчетной кривой фракционной кристаллизации латитового расплава /10/. В качестве альтернативного механизма, объясняющего такие соотношения микроэлементов, предлагается модель смешения латитовых и кислых палингенных расплавов с последующей дифференциацией гибридных магм. Вместе с тем отмечается, что на распределение Ba в расплавах латитовой серии большое влияние оказывает фтор /10/, закономерное обеднение которым в нашем случае может являться одной из причин падения содержания Ba. Тесная связь Ba и F подтверждается также ко-

эффицентами парной корреляции. Другой причиной, объясняющей снижение концентраций Ba, может быть фракционирование биотита, для которого по данным работы /10/ $K_{Ba} = 3-13,6$. При значениях K_{Ba} в биотите порядка 8-13 и содержании биотита более 10 % суммарный коэффициент распределения будет больше единицы и следовательно будет происходить обеднение барием в дифференцированной серии пород.

Петрогенезис

Прежде чем перейти к обсуждению петрогенетических моделей, еще раз подчеркнем принципиальное различие двух типов магматических расплавов (известково-щелочного и латитового), участвовавших в формировании Аличурского плутона. Для каждого из этих типов ниже будут рассмотрены различные варианты петрогенетических моделей с позиций их соответствия особенностям распределения и поведения редких и редкоземельных элементов.

Гранитоиды известково-щелочного ряда

М о д е л ь ф р а к ц и о н н о й к р и с т а л л и з а ц и и. Её проверка показала невозможность получения в качестве последовательных продуктов дифференциации: 1) кварцевых диоритов и гранодиоритов южно-аличурского и 2) гранодиоритов и гранитов акджарского комплексов. В пользу этого свидетельствует, исходя из /22/, слабое изменение концентраций Ba. В качестве конечных дифференциатов исходного расплава, отвечающего по составу гранодиоритам главной фазы, могут рассматриваться только жильные лейкограниты и аллиты акджарского комплекса с характерным низким Ga/Yb отношением. Фракционная кристаллизация при ведущей роли аксессуарных минералов (ортит) продуцирует остаточные расплавы, значительно обедненные легкими лантаноидами и торием. Это следует и из представлений о совместимом поведении цериевых редких земель в кислых расплавах /24/.

М о д е л ь п а р ц и а л ь н о г о п л а в л е н и я. Сходство спектров РЗЭ гранитоидов с постархейскими глинистыми

сланцами /II/ указывает на принципиальную возможность их формирования путем плавления метapelитов с соответствующими содержаниями лантаноидов. Как показывают расчеты, для условий равновесия твердой и жидкой фазы (до удаления последней) расплавы с содержаниями R3Э, установленными в гранитоидах Аличурского плутона, могут быть получены при разных степенях плавления метapelитов (40–45 %). Реститы в этом случае должны быть представлены плагиоклазом, гранатом и биотитом в соотношении 20:4:76 и небольшим количеством монацита. Данные по коэффициентам распределения редких элементов заимствованы из работ /I4,23/.

Калинатовые граниты южно-аличурского и калиевые граниты акджарского и базаррыжского комплексов при сходстве спектров лантаноидов заметно различаются по содержаниям других редких элементов – Th, Rb. Нам известны и другие примеры гранитоидов, формирующихся, судя по характеру распределения R3Э, предположительно из одного и того же субстрата; при этом калиевые граниты оказываются систематически обогащенными Th и Rb в сравнении с калинатовыми /I2/. Можно предположить, что это связано с различием коэффициентов распределения этих элементов для кислых расплавов разного типа щелочности. Однако нельзя исключить возможность выплавления двух типов гранитов из субстратов различного минерального состава.

Гранитоиды монцонитового ряда

Модель фракционной кристаллизации шошонитового расплава. Происхождение латитов дискуссионно и связывается, как правило, с фракционной кристаллизацией оливина, клиношироксена и плагиоклаза из щелочнобазальтовых шошонитовых магм. Образование последних, в свою очередь, объясняют низкими степенями плавления метасоматически измененных мантийных перидотитов /I8/.

Для монцогаббро-монцодиоритов первых двух фаз акджилгинского комплекса первичным мог быть шошонитовый расплав. Но породы собственно монцонитового ряда, вероятнее всего, не являются дифференциатами такого расплава. Отсутствие связи между породами базитовой и монцонитовой групп однозначно доказывается независи-

мыми разнонаправленными трендами концентраций редких элементов (Ba, Sr, Rb, K). Например, становятся незначимыми коэффициенты парной корреляции Sr-Ca, Ba-F в общей последовательности пород от монцогаббро до монцогранодиоритов.

Независимость базитов и монцонитов подтверждается также модельными расчетами, выполненными в работе /15/, где показано, что кварцевые монцониты не могут быть получены при фракционной кристаллизации базальтового расплава.

Модель фракционной кристаллизации латитового расплава. Возможность образования наблюдаемых рядов монцонитоидов и гранитов в процессе кристаллизационной дифференциации рассмотрена на примере акджилгинского комплекса. Расчеты проводились для условий равновесной фракционной кристаллизации, описываемой в работе /15/ уравнением

$$\frac{C_L}{C_0} = \frac{1}{F' + D(1-F')},$$

где C_0 и C_L - концентрации в исходном и остаточном расплавах, F' - количество остаточного расплава, D - суммарный коэффициент распределения. Оценка реальных суммарных коэффициентов распределения сделана в соответствии с уравнением $D = \sum_i K_{pi} X_i$, где K_{pi} - коэффициент распределения i минерала, X_i - доля i минерала. Теоретический общий коэффициент распределения для равновесной кристаллизации равен $D = C_S/C_L$, где C_S - концентрация компонента в твердой, а C_L - в жидкой фазах.

Реальные соотношения концентраций элементов (Ce, Yb, Sr, Ba) в паре кварцевые монцониты - монцогранодиориты возможны при общих коэффициентах распределения порядка 1,0-1,3 (количество остаточного расплава равно 10%). Реальные D , рассчитанные по минеральным составам пород, соответственно равны $D_{Ce} = 0,56$; $D_{Yb} = 0,61$; $D_{Sr} = 2,3$; $D_{Ba} > 10$. Для последовательности кварцевые монцодиориты - кварцевые монцониты общие коэффициенты распределения должны составлять $D_{Sr} = 1,1$; $D_{Ba} = 1,3$, а реальные находятся в пределах 1,5-1,7.

Таким образом, имея исходный расплав, приближающийся по составу к кварцевым монцонитам главной фазы, невозможно получить более кремнекислые породы с наблюдаемыми содержаниями редких элементов путем кристаллизационного фракционирования. Более вы-

сокие коэффициенты распределения по Се могут быть получены в случае присутствия ортита, но для реализации теоретических величин D_{Ce} необходимо содержание ортита порядка 0,08–0,09 %. Реальные содержания ортита значительно меньше. Даже в породах сереташского комплекса, максимально обогащенных ортитом, его концентрации составляют в среднем только 0,04 %. Следовательно, необходимо влияние каких-либо иных факторов, определяющих наблюдаемые распределения концентраций редких и редкоземельных элементов.

Что касается более меланократовых кварцевых монцодиоритов, то по имеющимся оценкам для Sr и Ba они могли бы являться ранними кристаллизатами монцонитового (латитового) расплава. Однако эта гипотеза не подтверждается моделированием по редкоземельным элементам. Исходный расплав в таком случае должен быть обогащен легкими лантаноидами в 1,5–2 раза по сравнению с составом имеющихся кварцевых монцонитов.

Модель синтексиса. Представляется, что наблюдаемые очень слабые изменения концентраций редкоземельных элементов, более значительные Sr и особенно сильные Ba, могут быть интерпретированы только в рамках модели смешения латитового и палингенного гранитного расплава. Производные таких магм отчетливо фиксируются главным образом повышенными концентрациями Ba, поскольку только по этому параметру мы имеем максимальную разницу содержаний для латитовых и палингенных кислых магм. Изменения концентраций редких элементов в ряду кварцевые монцодиориты – кварцевые монцониты объясняются разными пропорциями смешения латитового и кремнекислого расплава.

Породы более кислого состава (монцогранодиориты и граниты) в качестве материнского имеют существенно палингенный кислый расплав. Это доказывается, с одной стороны, тем, что они не могут быть получены, как показано выше, путем фракционирования монцонитового расплава, а с другой – тем, что они фактически утрачивают характерные для монцонитоидов высокие содержания бария и стронция. Участие в их формировании латитовых магм проявляется лишь в наличии реликтового минерального парагенезиса (см. статью А.Г.Владиминова и др. в наст. сб.) и некоторой унаследованности редкоэлементного состава пород.

Таким образом, можно констатировать участие в формировании Аличурского полихронного плутона четырех типов расплава: кали-

натрового известково-щелочного, шшонитового, латитового и палингенного калиевого известково-щелочного.

Общая модель синтексиса имеет ряд особенностей в породах каждого комплекса. В сереташском только породы ранних фаз являются производными "гибридизированных" латитовых расплавов, а монцогранодиориты главной фазы, судя по микроэлементному составу, — продукты кристаллизации палингенного корового расплава. На основании сложного характера трендов концентраций редких элементов в базаррыкском комплексе для каждой интрузивной фазы можно выделить независимые на уровне становления расплавы, представляющие различные пропорции смешения двух исходных магм. Ряд монцонитоидов завершается собственными жильными гранитами с относительно повышенными содержаниями Ва. Автономность собственно коровых палингенных гранитов базаррыкского комплекса (фазы 5–6) отчетливо проявляется в смене характера распределения РЗЭ, скачкообразном росте содержаний Th. Уменьшение La/Yb отношения и усиление европиевого минимума в ряду гранит-лейкогранит интерпретируются в рамках кристаллизационной дифференциации при значительной роли фракционирования акцессорных минералов (монацит).

В заключение авторы выражают благодарность Р.Т.Беляевой за возможность использования при геохимических исследованиях коллекции образцов по Аличурскому плутону.

Литература

1. Бобров В.А. Предисловие // Редкоземельные элементы в магматических породах. Новосибирск, 1988. С.3–5.
2. Бобров В.А., Кудряшова А.Ф., Пархоменко В.С., Тарасов Л.С. Инструментальный нейтронно-активационный анализ реголита "Луны-24", облученного надкадмиевыми нейтронами // Полупроводниковая спектрометрия в геологии и геохимии. Новосибирск, 1983. С.59–79.
3. Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 195 с.
4. Коваленко В.И., Коваль П.В., Конусова В.В. и др. К геохимии редкоземельных элементов в интрузивных породах известково-щелочной серии // Геохимия. 1983. № 2. С.172–188.

5. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А. Типы распределения редкоземельных элементов и петрогенезис гранитоидов // Докл. АН СССР. 1989. Т.305, № 2. С.425-429.
6. Пархоменко В.С. Определение микроэлементов стандартных образцов горных пород // Физические методы анализа в геохимии. Новосибирск, 1978. С.23-26.
7. Пономарчук В.А. К методике инструментального нейтронно-активационного анализа минералов // Полупроводниковая спектроскопия в геологии и геохимии. Новосибирск, 1983. С.70-80.
8. Стандартные образцы химического состава природных минеральных веществ: Метод. рекомендации / Составитель Н.В.Арнаутов. Новосибирск, 1987. 203 с.
9. Таусон Л.В. Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1979. 36 с.
10. Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 215 с.
11. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
12. Туркина О.М. Геохимия радиоактивных элементов верхне-протерозойских гранитоидов (заангарская часть Енисейского кряжа): Автореф. дис. ... канд.геол.-мин.наук. Новосибирск, 1988. 16 с.
13. Шипицын Ю.Г., Ломоносова Е.И., Шестель С.Т. Оценка ошибки результата единичного измерения в инструментальном нейтронно-активационном анализе // Нейтронно-активационный и рентгено-радиометрический анализ в геологии. Новосибирск, 1988. С.50-58.
14. Arth J.G. Behavior of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications // J.Res. US Geol.Survey. 1976. Vol.4., N 1. P.41-47.
15. Arth J.G., Hanson G.N. Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1975. Vol.39, N 3. P.325-362.
16. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam e.a., 1984. P.63-114.
17. Chaogun Y. The genetic types of the granitoids in South China // Geology of Granites and Their Metallogenic Relations. Beijing, 1984. P.253-276.

18. Cullers R.L., Graf J.L. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam e.a., 1984. P.237-274.

19. Cullers R.L., Graf J.L. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks - ore petrogenesis // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam e.a., 1984. P.275-316.

20. Dostal J., Dupuy C., Lefevre C. Rare earth elements distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from southern Peru // Lithos. 1977. Vol.10, N 3. P.173-183.

21. Emmermann R., Daieva L., Schneider J. Petrologic significance of rare earths distribution in granites // Contrib. Mineral. Petrol. 1975. Vol.52. P.267-283.

22. Hanson G.N. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition // Earth Planet. Sci. Letter. 1978. Vol.38, N 1. P.26-43.

23. Henderson P. General geochemical properties and abundances of the rare earth elements // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam e.a., 1984. P.1-32.

24. Miller C.F., Mittlefehldt D.W. Depletion of light rare earth elements in felsic magmas // Geology. 1982. Vol.10, N 3. P.129-133.

25. Xiaozeng B., Jinquan L. The granitoids and their evolution in Fujian province // Geology of Granites and Their Metallogenetic Relations. Beijing, 1984. P.103-122.

26. Zhonggang W. The REE distribution patterns of granitoids // Geology of Granites and Their Metallogenetic Relations. Beijing, 1984. P.787-796.

О ЯВЛЕНИЯХ ГИБРИДИЗМА В ПОСЛЕГРАНИТОВЫХ ДАЙКАХ
АЛИЧУРСКОГО ПОЛИХРОННОГО ПЛУТОНА
(Южный Памир)

Формирование Аличурского полихронного плутона связано с эволюцией сложного (многоактного) магматизма, проявившегося в обстановке меловой тектономагматической активизации зрелой континентальной коры Южного Памира /3, см. статью А.Г.Владимирова и др. в наст. сб./ . Эволюция магматизма определялась сменой во времени каликатровых известково-щелочных гранитоидов калиевыми — сначала монцитонитоидного профиля, затем с высокоглиноземистыми минералами. Такой тип магматизма заставляет предполагать значительные различия в составе, происхождении и особенностях эволюции магмогенерирующих очагов плутона. При исследовании изверженных серий подобного типа главными механизмами генерации магм различного состава считают процесс фракционирования кристалл/жидкость или контаминацию корового материала глубинными базальтовыми или латитовыми расплавами. В то же время детальные геохимические исследования свидетельствуют о невозможности полностью объяснить наблюдаемую картину с помощью того или другого механизма /7/.

Изучая послегранитовые дайки Аличурского плутона, удалось непосредственно доказать взаимодействие различных по составу магм из разноглубинных очагов. В основу работы положены методы термобарогеохимии, позволившие получить информацию о физико-химических условиях кристаллизации и смешения первичных расплавов. Ниже рассматриваются результаты этих исследований.

Геология. В качестве объекта исследования были выбраны две контрастные по составу (диорит-порфирит и гранодиорит-порфир) дайки, расположенные на правом борту р.Бахмалджилга (сай Кумуруски). По данным Р.Т.Беляевой, они прорывают кварцевые монцитониты третьей фазы базаррыкского комплекса. Мощность даек 2-2,5 м, протяженность более 100 м, ориентировка субширотная. Судя по их составу и геологической позиции, они относятся к послегранитовому комплексу, завершающему формирование Аличурского полихронного плутона.

Петрография. Дайка диорит-порфиритов (обр. А146, табл. I)

Содержание петрогенных окислов (мас.%)
в послегранитовых дайках Аличурского плутона
(Южный Памир)

Компоненты	Дайка А146 диорит-порфириты	Дайка А145 гранодиорит-порфиры
SiO ₂	59,26	68,62
TiO ₂	0,92	0,45
Al ₂ O ₃	14,20	15,33
ΣFeO	5,06	3,24
MnO	0,14	0,12
MgO	3,43	1,27
CaO	3,70	0,99
Na ₂ O	2,26	4,20
K ₂ O	4,87	4,09
П.п.п.	5,61	1,72
P ₂ O ₅	0,47	0,14
Сумма	99,92	99,95

является основным объектом исследования. Порода подвержена сильно постмагматическому изменению, что затрудняет определение её первичного петрографического состава. Основная масса превращена в хлорит-серицитовый агрегат. Среди вкрапленников преобладают зерна кварца неправильной или овальной формы, содержащие хорошо заметные расплавные включения и окруженные мощной реакционной каймой (рис. I). Количество кварца достигает 2-5 объем %. Реже во вкрапленниках встречаются резорбированные зерна плагиоклаза, а также граната, достигающие 3 см в диаметре. Как правило, зерна граната окружены широкой реакционной каймой, превращенной в хлоритовый агрегат. Встречаются зерна, практически полностью уничтоженные этими каймами. Наряду с мономинеральными вкрапленниками отмечены агрегаты граната и магматического (есть расплавные включения) кварца размером до 1-2 см. Соотношение кварца и граната в них 1:4, индукционные поверхности между ними не наблюдались. Эти агрегаты также были неравновесны по отношению к расплаву и в настоящее время окружены реакционной каймой. Очень

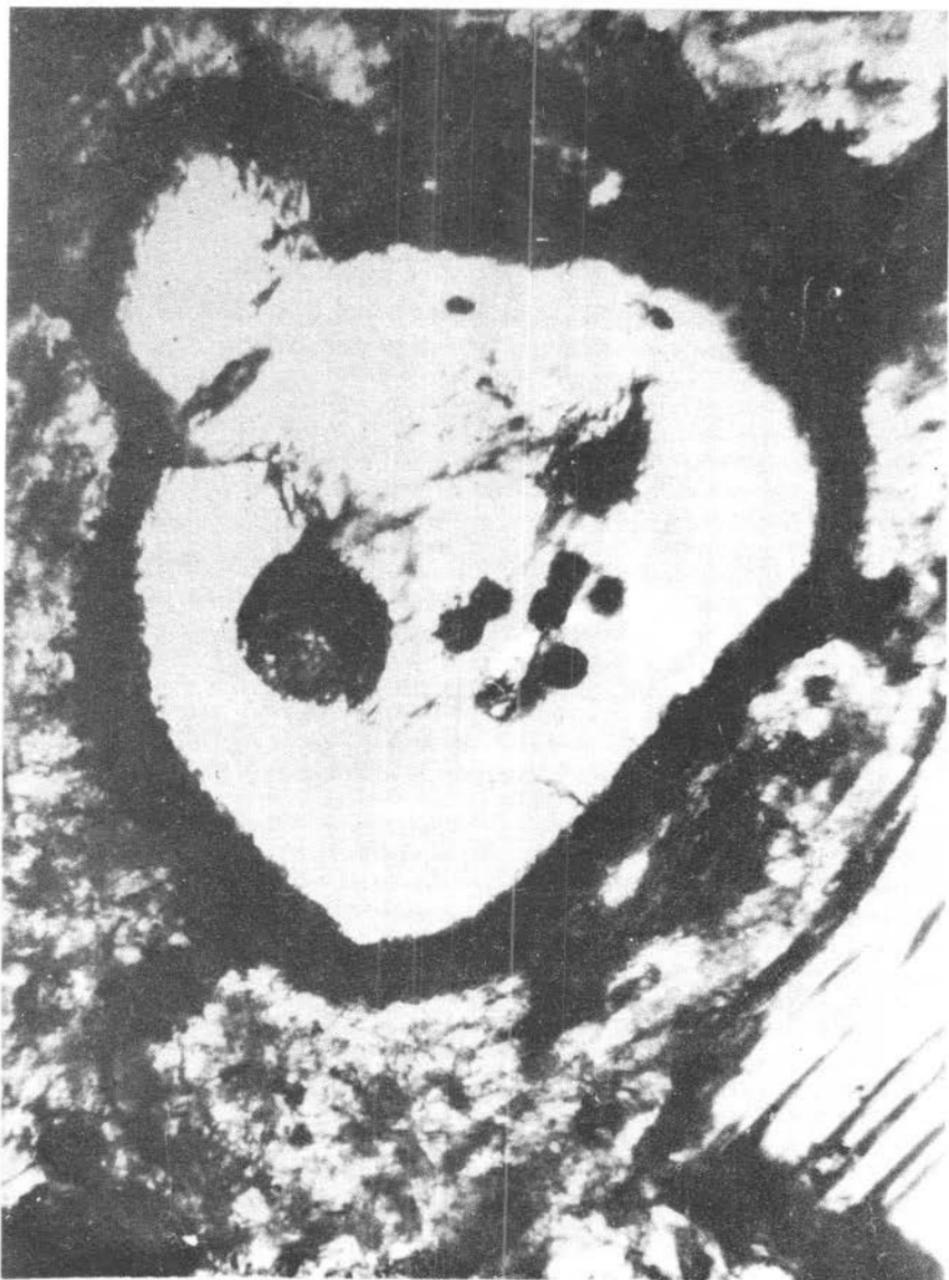


Рис. I. Вкрапленник кварца в диорит-порфирите. Видны реакционная кайма вокруг зерна и расплавные включения внутри.

редко среди вкрапленников встречаются псевдоморфозы биотита по пироксену (?) и крупные порфиробласты силлиманита, в краевой зоне которых развита тонкая вкрапленность зеленой шпинели.

Дайка гранодиорит-порфира (обр. А145, табл. I) характеризуется обычным для пород этого класса обликом. Из её особенностей отметим только наличие редких мелких зерен розового граната, не имеющих признаков взаимодействия с расплавом.

Термобарогеохимия. В большинстве зерен кварца из диорит-порфирита были обнаружены расплавные включения (РВ). Их исследование проводилось по методике, изложенной в работе В.П. Чупина и О.Н. Косухина /5/. Выбирались группы наиболее мелких включений, обеспечивающих предел видимости иммерсионного объектива, размером 1–2 мкм. Температуры гомогенизации ($T_{\text{ГОМ}}$) определялись путем поэтапного нагревания и "закалки" препаратов. Вопрос о "нормальности" изучаемых включений, как правило, решался просто, так как опыты проводились с большим количеством мелких включений, фазовые изменения в которых происходили одновременно. Группы изученных РВ находились как в центре зерен, так и в краевых частях, при этом зонального распределения $T_{\text{ГОМ}}$ не наблюдалось. Результаты определения $T_{\text{ГОМ}}$ представлены в виде гистограммы (рис. 2). Абсолютное большинство полученных значений лежит в интервале $T_{\text{ГОМ}} = 720\text{--}740\text{ }^{\circ}\text{C}$, гораздо реже встречались зерна с более высокими $T_{\text{ГОМ}}$ 830–800 и 780–790 $^{\circ}\text{C}$.

При прогревании кварца из кварц-гранатовых агрегатов установлены две группы $T_{\text{ГОМ}}$ – 750–720 и 1000 $^{\circ}\text{C}$. Нужно отметить, что зерна с высокими $T_{\text{ГОМ}}$ включений имеют мощные (до 50–100 мкм) реакционные каймы, в то время как некоторое количество зерен с низкими значениями $T_{\text{ГОМ}}$ имеют слабые каймы или не имеют их совсем.

По периметру зерен низкотемпературного кварца часто наблюдается зона сингенетичных расплавных и флюидных включений (рис. 3). Иногда она оказывается уничтоженной развитием более поздней реакционной каймы. Важно отметить неоднородный состав флюидных включений из этих зон. В частности, среди них были обнаружены включения с очень большим наполнением, с небольшим и с кристалликами солей. Другими словами, вышеописанные периферийные зоны вокруг вкрапленников кварца фиксируют вскипание расплава и расслоение флюидной составляющей на существенно солевую и бессолевую.

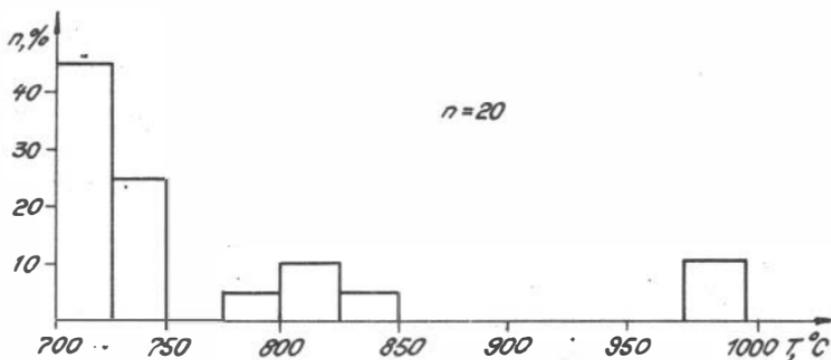


Рис.2. Гистограмма распределения значений $T_{ГОМ}$ расплавленных включений в кварце дайки диорит-порфиритов.

вую компоненты, что, по некоторым оценкам, возможно в гранитных системах при низких давлениях, ≤ 2 кбар /4/.

Обращает на себя внимание отсутствие постепенного перехода от зон вскипания как к центральным частям кварцевых зерен, так и к их краевым контурам. Ширина зон вскипания ограничивается 30-60 мкм. Несколько замеров $T_{ГОМ}$ расплавленных включений из центральных частей кварцевых зерен и расположенных в них зон вскипания показали практически полное совпадение $T_{ГОМ} = 720-750$ °С.

Кроме РВ и зон вскипания во вкрапленниках кварца обнаружены также резорбированные включения плагиоклаза округлой формы (40-60 % An). Такие зерна встречаются как отдельно, так и с группами расплавленных включений.

Несколько крупных (10-15 мкм) РВ из низко- и высокотемпературных зерен кварца были проанализированы на микрозонде. Перед анализом включения прогревались до достижения состояния "расплава + газовый пузырек", затем закалялись. Результаты анализов стекол приведены в табл.2.

Изучение РВ в кварце из дайки гранодиорит-порфира выявило только одну группу значений $T_{ГОМ} = 730-750$ °С.

Особенности состава гранатов. Зерна гранатов из описываемых даек обладают рядом характерных черт. По данным микрозондового анализа (табл.3), все они оказались практически незональными пиральспитами. Различия в содержаниях компонентов между центром и

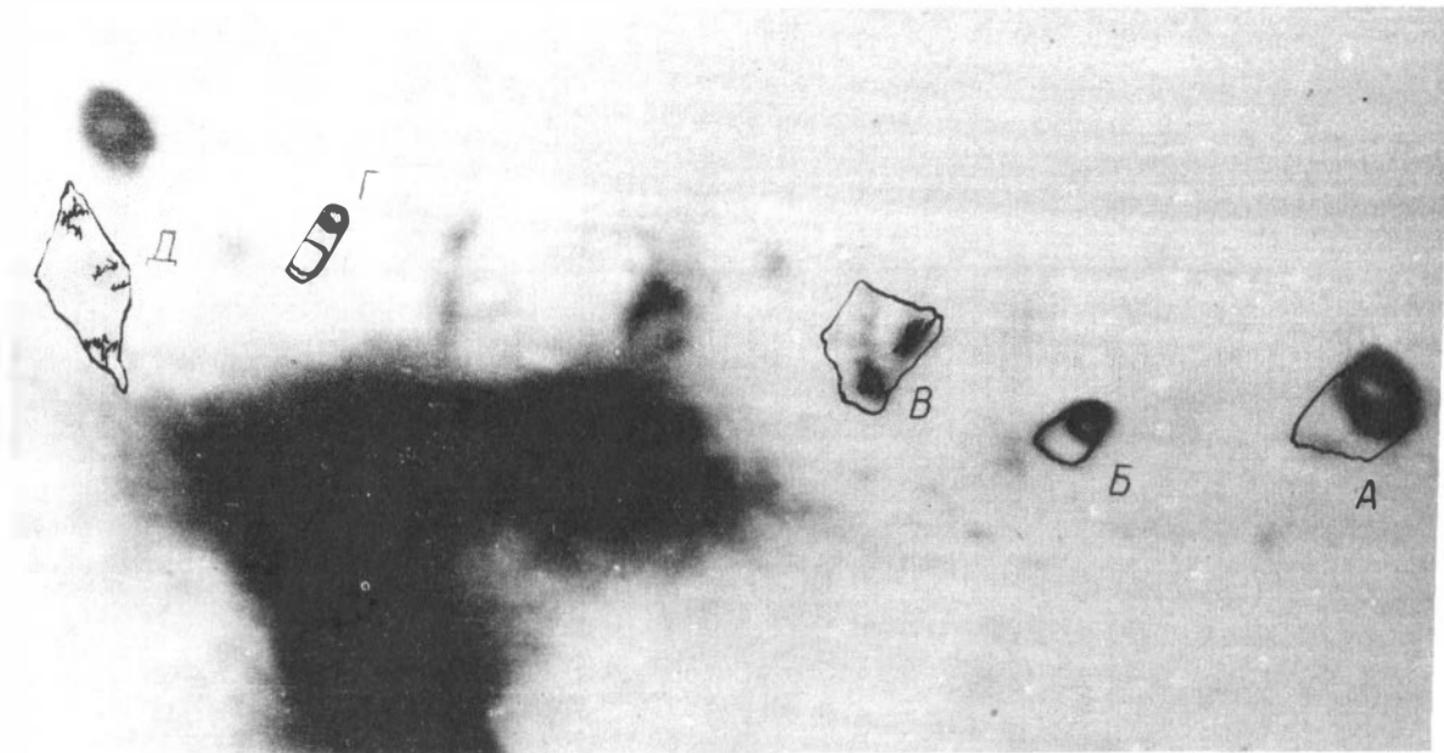


Рис.3. Зона из сингенетических расплавных и флюидных включений, развитая в периферийной части некоторых зерен кварца из дайки диорит-порфирита.

А и Б - газовой-жидкие включения с различным наполнением; Г - газовой-жидкое с кристалликом соли; В и Д - расплавные. Размер включений около 10 мкм.

Результаты микрозондовых анализов стекол
расплавных включений в кварце дайки диоритовых порфиритов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	72,35	75,64	74,30	72,87	70,92	74,39	66,77
TiO ₂	0,22	0,13	0,21	0,07	0,07	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	13,42	12,75	12,95	13,58	14,24	11,83	15,04
ΣFeO	1,51	1,28	1,70	0,89	0,81	0,84	1,61
MgO	0,37	0,31	0,47	0,17	0,23	0,14	0,31
CaO	0,90	0,50	0,54	0,42	0,63	0,27	0,93
Na ₂ O	1,07	2,15	1,72	2,31	3,82	2,01	2,91
K ₂ O	4,84	4,77	5,04	5,31	5,69	4,71	5,81
Сумма	94,98	97,73	97,33	95,62	96,48	94,31	93,43

Примечание: 1-3 - стекла ПВ в кварце из кварц-гранатовых агрегатов с высокой магнезиальностью граната, $T_{\text{ГОМ}} = 1000^{\circ}\text{C}$; 4-6 - стекла ПВ в изолированных ксенокристаллах кварца, $T_{\text{ГОМ}}$ не установлена; 7 - изолированный ксенокристалл, $T_{\text{ГОМ}} = 730^{\circ}\text{C}$. Анализы выполнены на микрозонде "Camebax-Micro" в ИГиГ СО АН СССР, аналитик О.Н.Майорова.

краевыми частями отдельных зерен не превышает 0,5 мас.%. В то же время состав различных зерен сильно варьирует по содержанию пиропового (20-40 мол.%) и алмандинового (80-60 мол.%) компонентов. Содержания гроссуляра и спессартина всегда минимальны и не превышает 5 мол.%.

Гранат из кварц-гранатовых агрегатов также характеризуется отмеченными выше особенностями. Взаимоотношения кварца и граната в этих агрегатах, как правило, неясны, хотя встречались зерна граната, в которых явно магматический кварц отлагался по трещинам (рис.4). Обнаружено, что с повышением температур гомогенизации включений в кварце повышается магнезиальность ассоциирующего с этим кварцем граната. Так, в агрегатах с $T_{\text{ГОМ}}$ включений в кварце 720-750 °C содержание пиропового минала в гранате составляет 20-25 мол.%, а в ассоциации с высокотемпературным (1000 °C) кварцем гранат содержит уже около 40 мол.% пироба.

Химический (мас.%) и компонентный (мол.%) составы
зерен граната из даек диорит-порфири
и гранодиорит-порфира

Номер зерна	CaO	MgO	FeO	MnO	Пир	Спес	Грос	Альм
Дайка гранодиорит-порфира (AI45)								
I Ц	1,37	5,86	31,90	1,49	19,6	3,4	3,6	73,4
К	1,39	5,78	32,11	1,52	19,3	3,5	3,7	73,8
2 Ц	1,03	5,88	32,12	1,55	19,7	3,5	2,8	73,8
3 Ц	0,82	6,21	31,91	1,66	20,8	3,8	2,2	73,3
Дайка диорит-порфири (AI46)								
I Ц	1,67	10,0	27,90	0,90	36,7	1,9	4,4	57,0
К	1,64	9,4	27,79	1,15	35,1	2,4	4,4	58,1
2 Ц	1,76	9,64	28,72	0,98	35,0	2,0	4,6	58,4
К	1,68	10,0	28,43	0,92	36,2	1,9	4,4	57,5
3 Ц	1,44	8,03	29,79	1,41	30,2	3,0	3,9	62,9
К	1,58	7,98	30,06	1,38	29,8	2,9	4,2	63,1
4 Ц	1,25	9,55	28,88	0,86	35,2	1,8	3,3	59,7
К	1,24	9,52	29,24	0,74	35,0	1,5	3,3	60,2
5 Ц	0,96	9,30	29,57	0,93	34,3	1,9	2,5	61,3
К	1,61	8,99	29,22	0,95	33,2	2,0	4,3	60,5
6 Ц	1,28	9,78	29,47	0,76	35,4	1,6	3,3	59,7
К	1,29	9,94	29,18	0,72	36,0	1,5	3,4	59,2
7 Ц	1,07	9,85	27,97	1,17	36,6	2,5	2,9	58,0
К	1,13	9,68	28,05	1,33	35,9	2,8	3,0	58,3
8 Ц	1,68	9,62	27,78	1,12	35,6	2,3	4,5	57,8
К	1,63	10,0	27,36	0,94	37,1	2,0	4,3	56,6
9 Ц	0,89	6,13	33,61	1,51	23,2	3,2	2,4	71,2
К	0,96	6,26	33,63	1,47	23,5	3,1	2,6	70,8
10 Ц	0,89	8,20	31,50	1,06	31,2	2,2	2,4	65,2
К	0,95	8,11	31,45	1,09	30,0	2,3	2,5	65,2
11 Ц	1,07	6,93	32,57	1,98	25,6	4,2	2,8	67,4
К	1,31	9,53	29,61	1,03	34,5	2,1	3,4	60,0
12 Ц	0,84	6,41	31,07	2,67	21,4	6,2	2,3	71,5
13 Ц	0,76	6,40	31,87	1,41	21,4	3,2	2,0	73,3
14 Ц	1,49	9,38	26,58	1,16	31,4	2,7	3,9	61,1

Номер зерна	CaO	MgO	FeO	MnO	Пир	Спес	Грос	Альм
I5 Ц	1,19	9,08	27,22	0,97	30,4	2,2	3,1	62,6
I6 Ц	1,65	8,69	27,30	1,05	29,1	2,4	4,4	63,3
I7 Ц	1,66	10,1	26,35	1,12	33,9	2,5	4,4	60,6

Примечание. Ц - центральные, К - краевые части зерен. Зерно II обнаруживает слабую прогрессивную зональность. Анализы выполнены на микросонде "Camebax-Mikro" в ИГиГ СО АН СССР, аналитик О.Н.Майорова. Пир - пироп, Спес - спессартин, Грос - гроссуляр, Альм - альмандин (мол.%).

Обсуждение результатов

Происхождение вкрапленников кварца. По данным химического анализа (см. табл. I), дайка диорит-порфирита содержит около 59 мас.% SiO_2 , и в ней присутствуют достаточно крупные фенокристаллы кварца. В то же время, по экспериментальным данным [2], кварц не может быть ликвидусной фазой при содержании SiO_2 в расплаве меньше 63 ± 2 мас.% в сухой системе, а при насыщении водой котектика Кв+Пи(Гр) смещается на 75 мас.% SiO_2 . Поэтому очевидно, что вкрапленники кварца являются ксеногенным материалом, что подтверждается также наличием реакционных кайм вокруг них. Зная о магматической природе большинства вкрапленников кварца, можно предположить два механизма попадания их в основной расплав: дезинтеграцию гранитного материала по мере подъема основной магмы и смешение основной магмы с кислым расплавом, из которого кристаллизовался кварц. Первому предположению противоречит полное отсутствие в изученной дайке обломков или хотя бы агрегатов зерен гранитных пород - кварц встречается либо отдельно, либо в ассоциации с гранатом. Второе предположение более вероятно. В его пользу свидетельствуют результаты микросондового анализа стекол РВ, согласно которым кварц кристаллизовался из кремнекислых расплавов, сильно отличающихся по составу от вмещающей дайки диорит-порфирита. Эти расплавы характеризуются высокой калиевостью

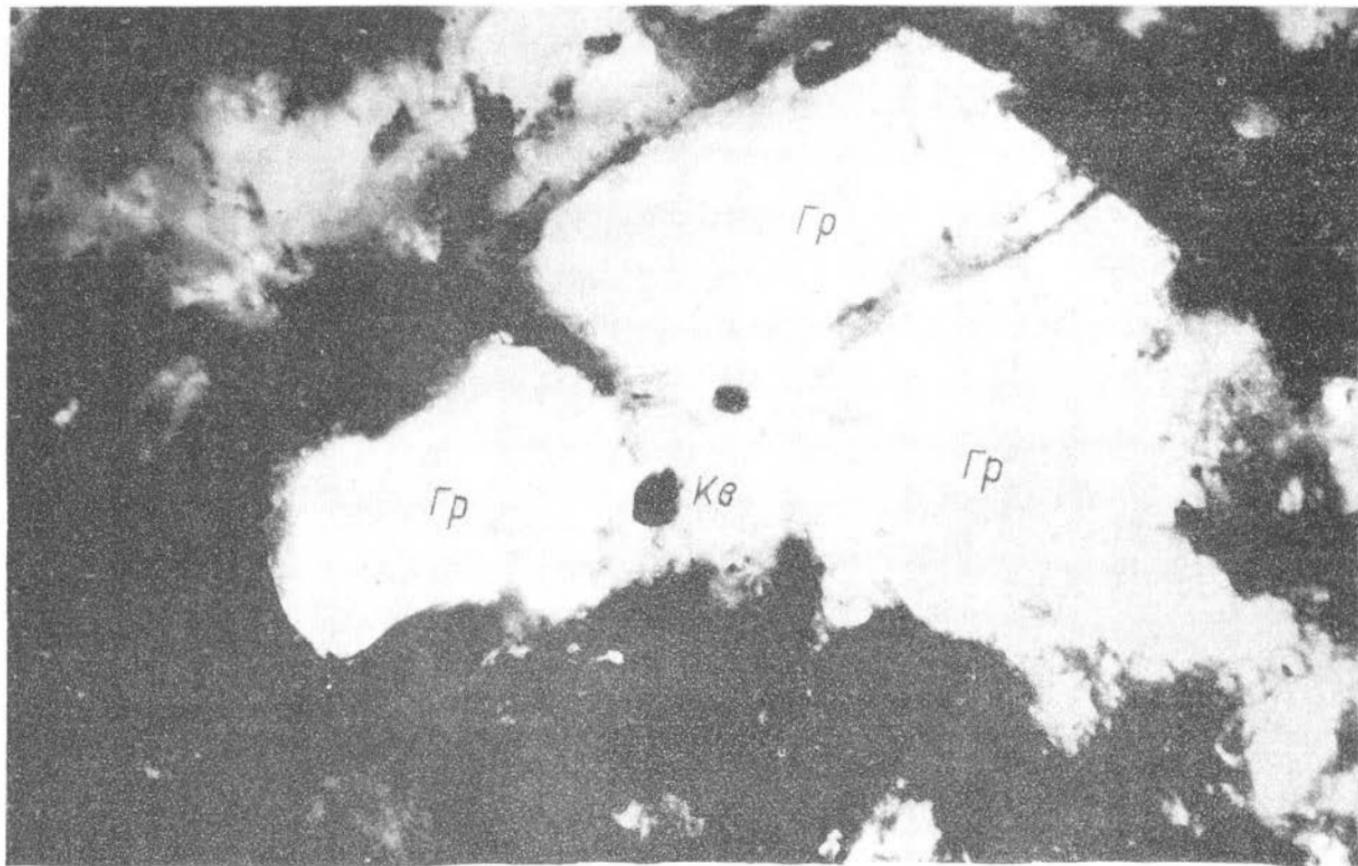


Рис.4. Раздробленное зерно граната, по трещинам в котором произошло отложение кварца. В кварце видно два расплавных включения.

и минимальными концентрациями фемических компонентов. В целом они близки к эвтектике гранитной системы. Особое внимание обращает на себя близость стекол из низкотемпературных ксенокристов кварца в дайке диорит-порфирита к валовому составу дайки гранодиорит-порфира (см. табл. I, 2).

Происхождение вкрапленников граната. На рис. 5 показаны составы гранатов из описываемых даек в сравнении с составами экспериментально полученных магматических гранатов /6/. По содержанию кальциевого компонента изученные гранаты резко отличаются не только от ликвидусных гранатов андезитовой системы, но и от гранатов более кислых дацитовых систем. Наиболее близко их состав отвечает гранатам из метапелитов.

В то же время сильный разброс составов гранатов по магнезиальности при отсутствии зональности прямо указывает на существенную разницу в условиях образования отдельных вкрапленников. К сожалению, прямого ответа на вопрос о генезисе граната получить не удастся, поскольку в магмогенных гранатах явно выраженная зональность, как правило, не обнаруживается; а в метаморфогенных - относительно быстро уничтожается в результате диффузии при воздействии температур порядка 600-640 °C и выше /1/.

При визуальном просмотре в некоторых зернах граната были обнаружены включения, похожие на расплавы, однако однозначно диагностировать их не удалось из-за потемнения и растрескивания граната при нагревании.

В целом вопрос о том, имеют ли изученные гранаты магматическую природу (в этом случае по содержанию CaO очевидно, что они кристаллизовались из "пелитовых" расплавов) или являются тугоплавким реститовым остатком от плавления метаморфических толщ, на имеющемся фактическом материале не решается. Наиболее вероятно, что дайка диорит-порфирита содержит гранат и магмогенной, и метаморфогенной природы.

Оценка P - T-параметров образования кварц-гранатовых агрегатов в диорит-порфирите. Отмеченная выше устойчивая корреляция между составом граната и $T_{\text{Гом}}$ включений в кварце в кварц-гранатовых агрегатах свидетельствует о наличии в ксеногенном материале дайки диорит-порфирита нескольких разнофациальных минеральных парагенезисов. Используя результаты микронзондовых анализов стекол РВ в кварце и составов гранатов из этих агрегатов (рис. 6),

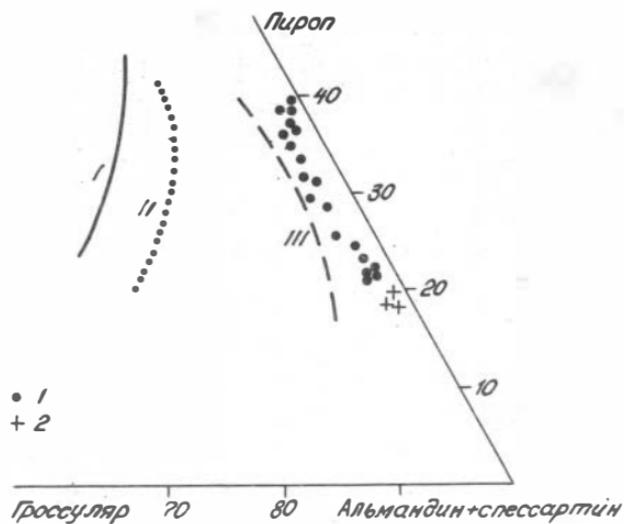


Рис. 5. Составы гранатов из изученных даек в сравнении с экспериментальными данными:

I - гранаты из дайки диорит-порфирита; 2 - гранаты из дайки гранодиорит-порфира. Минимальные содержания гроссулярового компонента в гранатах,

кристаллизующихся на ликвидусе: I - андезитовых расплавов; II - дацитовых расплавов; III - пелитовых расплавов /7/.

удалось оценить давление, при котором данный гранат был бы равновесен с расплавом /6/. Вариант нахождения не в гранате, а в ассоциирующем кварце представляется для такой оценки даже более подходящим, так как не могло происходить обратного обмена компонентами между включениями расплава и материнским гранатом на регрессивной стадии. Значения K_D , рассчитанные для 2 пар "гранат-расплав", соответствуют давлению 10 кбар при температуре 1000 °C (см. рис. 6).

Происхождение зон вскипания в фенокристаллах низкотемпературного кварца. Резкость зон вскипания, большая их насыщенность включениями, а также равенство температур гомогенизации РВ (720-740 °C) в центре зерен и во вскипевших зонах прямо указывают на то, что вскипание расплава произошло не из-за снижения температуры, а из-за резкого падения давления в системе. Об этом же свидетельствует о вышеописанное расслоение флюида; что возможно только при низких давлениях. Поскольку на зоны кипения часто накладываются реакционные каймы, можно предположить, что вскипание кислого расплава произошло непосредственно перед смешением магм.

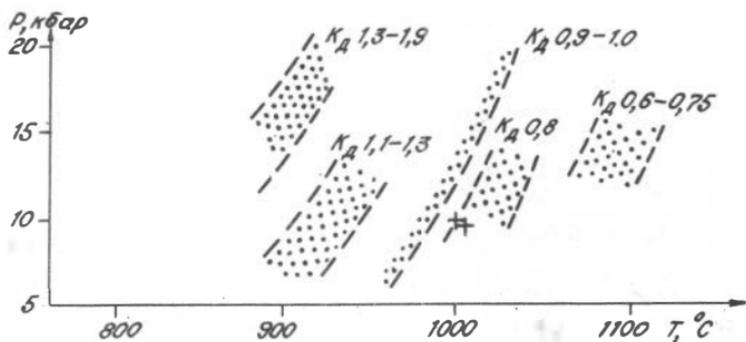


Рис.6. Зависимость коэффициента распределения железа между окологликидусным гранатом и расплавом от давления и температуры для "пелитовой" системы

$$K_D = \frac{X_{\text{Гр}}^{\text{Fe}}(1 - X_{\text{распл.}}^{\text{Fe}})}{X_{\text{распл.}}^{\text{Fe}}(1 - X_{\text{Гр}}^{\text{Fe}})}$$

где $X^{\text{Fe}} = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$. Крест - значения K_D , рассчитанные для двух пар гранат-расплав из кварц-гранатовых агрегатов дайки диорит-порфирита: первая пара - анализ I (стекло) - анализ I4 (гранат); вторая пара - анализ 2(стекло) - анализ I5 (гранат), по данным табл.2, 3.

Общая модель образования послегранитовых даек Аличурского плутона может быть изложена следующим образом. Под влиянием контактового (?) метаморфизма над глубинным очагом базитовой магмы образовалась колонна анатектических очагов кислых расплавов, имеющих различные P - T-параметры в зависимости от уровня их глубинности. На регрессивном этапе в этих очагах началась кристаллизация кварца; одновременно кварц обрастал зерна реститового граната. Произшедшие тектонические подвижки привели к внедрению базитовой магмы в нижние анатектические очаги, смешению магм и интенсивной реакции кварца с вновь образованным расплавом. Зерна кварца, вынесенные с этого уровня глубинности (P ~ 10 кбар, T ~ 1000 °C), сохранились лишь в составе кварц-гранатовых агрегатов. Затем произошел процесс последовательного многоактного синтексиса поднимающейся по разлому базитовой магмы и кислых анатекти-

ческих расплавов, расположенных на разных уровнях глубинности. В последних уже шла кристаллизация более низкотемпературного кварца и, возможно, граната. Нарушение герметичности малоглубинных анатектических камер вызвало резкий сброс давления в системе и вскипание расплава, зафиксированное в зонах кипения. При достижении уже контаминированной магмой этого уровня опять произошел процесс смешения и наложения реакционных кайм на зоны вскипания. Общий масштаб контаминации оценить довольно трудно. Можно лишь предполагать, что похожие процессы могли играть значительную роль при формировании всей интрузивной серии Аличурского плутона.

Гранодиорит-порфировая дайка А145 представляет собой, видимо, поднявшийся по разлому неглубокого заложения расплав, принадлежащий одному из верхних анатектических очагов.

* * *

1. В магмогенерирующей зоне Аличурского полихронного плутона существовало, по крайней мере, два типа автономных расплавов: базитовые и кремнекислые.

2. Судя по составу граната, а также присутствию ксенокристов силлиманита, кремнекислые расплавы имели анатектическое происхождение и образовались путем частичного плавления метапелитовой толщи. По уровню генерации среди них можно выделить глубокие ($P_{\text{общ}} \sim 10$ кбар) и малоглубинные ($P_{\text{общ}} \approx 2$ кбар).

3. Ведущим процессом при формировании даек диорит-порфиров является неоднократная контаминация базитовыми расплавами метапелитов, сопровождавшаяся смешением с анатектическими кремнекислыми выплавками. Можно предположить, что процессы контаминации и смешения играли важную роль и при становлении всей магматической колонны Аличурского полихронного плутона.

Литература

1. Авченко О.В. Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. М.: Наука, 1982. 96 с.
2. Попов В.С. Вкрапленники кварца в меланократовых изверженных породах и их петрологическое значение // Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва, 1981. ч.60, вып.5. С.533-545.
3. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая // Под ред. Р.Б.Баратова. Душанбе: Дониш, 1978. 343 с.
4. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 230 с.
5. Чупин В.П., Косухин О.Н. Диагностика и методика изучения расплавленных включений в минералах гранитоидов и пегматитов // Геология и геофизика. 1982. № 10. С.66-72.
6. Green T. Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T-indicator // Contribs. Mineral. and Petrol. 1977. Vol.65, N 1. P.59-68.
7. Poli G., Ghesso, C., Conticelli S. Geochemistry of granitic rocks from the Hercynian Sardinia-Corsica batholith: Implication for magma genesis // Lithos. 1989. Vol.23. P.247-266.

А.С.Лебедев, П.Э.Изох, Н.А.Балакирева

О ТИПОМОРФИЗМЕ ТУРМАЛИНОВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ БАШГУМБЕЗСКОГО И БАЗАРДАРИНСКОГО КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПАМИРА

Как было установлено ранее /5/, олово-вольфрамоносные граниты Юго-Восточного Памира в значительной мере различаются по уровню содержания бора, фтора и хлора, которые определяют поведение рудных компонентов в постмагматических процессах. На основании комплексного исследования гранитных интрузий этого района А.Г.Владимиров и др. /3/ выделяют высокоборные редкометалльные плазмативные граниты башгумбездского комплекса с убогой вольфра-

мовой минерализацией и высокофтористые плюмазитовые граниты базардаринского комплекса, с которыми связаны многочисленные рудопроявления касситерит-кварцевой формации.

Основной задачей данного исследования являлось изучение особенностей состава и структуры турмалинов из пород интрузивных комплексов "борной" и "фтористой" специализации с целью дальнейшего исследования типоморфных особенностей турмалина для оценки рудоносности гранитоидов этого района.

Исходные материалы. Турмалины башгумбезского комплекса (табл.1) представлены серией образцов из пород шести интрузивных фаз, детально охарактеризованных в структурном и вещественном отношении /2/. Турмалин К-93 выделен из кварцсодержащих биотитовых диоритов первой фазы, 3068 - из адамеллитов второй фазы. Турмалин 1920 и 3180 взяты из кордиерит-двуслюдяных гранитов третьей и четвертой фаз; 3239 - из двуслюдяных гранитов пятой фазы, 3250 и 3-1956 - соответственно из аплитов и пегматитов шестой интрузивной фазы. Турмалин 5-120 взят из шпирового обособления в гранитах главной фазы Бозтеринского массива, входящего в состав башгумбезского комплекса. Одновременно были отобраны совместно находящиеся с ним биотиты, описанные под аналогичными номерами (табл.2).

Турмалины базардаринского комплекса представлены серией образцов 3-103а, 3-III, 3-124, 3-125, 3-135, 4-153, 8-546 из аплитов, аплит-пегматитов и пегматитов в высокофтористых гранитах района месторождения Трезубец, с бедной борной минерализацией, а также образцами 5-91б и 5-98 из гранитов района Элису (сай Озерное), более обогащенных бором.

Акцессорный турмалин из гранитов башгумбезского комплекса представлен призматическими сростками игольчатых кристаллов, часто приуроченных к кристаллам полевого шпата, кварца, реже биотита, без признаков явного метасоматического взаимодействия между ними. Турмалины жильной серии являются достаточно крупными выделениями (более 1 мм) в виде отдельных сростков, шпировых обособлений и жил, в которых они ассоциируют с кварцем, полевыми шпатами, светлыми слодами. Такие выделения турмалина обычно связывают с метасоматическими процессами, обусловленными деятельностью остаточных растворов, обогащенных летучими компонентами /6/.

Химический состав (мас.%) и параметры элементарной ячейки турмалинов
базардинского и башгумбеского комплексов

Компо- ненты	3-103а	3-III	3-124	3-125	3-135	4-153	5-91б	5-98	8-54б	3068	1920	3180	3239	3250	3-195б	5-120б
Al ₂ O ₃	32,55	32,02	32,69	32,93	32,20	33,00	32,41	33,34	33,08	35,81	35,54	35,70	34,97	35,80	35,68	36,05
SiO ₂	34,19	35,81	35,03	35,07	35,17	34,65	35,06	34,94	34,95	36,65	36,52	36,53	35,99	35,26	36,46	36,26
TiO ₂	0,44	0,38	0,44	0,41	0,41	0,44	0,49	0,27	0,37	0,57	0,35	0,59	0,42	0,37	0,36	0,37
FeO	15,22	14,06	16,77	16,70	14,59	14,88	14,86	14,86	14,61	9,37	8,62	9,84	10,35	10,93	9,69	11,87
MgO	0,63	0,65	0,19	0,42	1,15	0,51	0,74	0,29	0,41	4,14	4,40	4,09	3,53	2,80	3,84	2,31
MnO	0,30	0,28	0,34	0,27	0,27	0,30	0,36	0,41	0,32	0,08	0,09	0,12	0,28	0,16	0,12	0,09
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	-	0,02	-	0,04	0,01
CaO	0,07	0,01	0,03	0,06	0,03	0,07	0,05	0,09	0,13	0,21	0,24	0,31	0,20	0,15	0,19	0,03
Li ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	1,89	1,88	1,94	1,85	1,83	1,74	1,84	2,08	1,92	2,13	2,19	2,29	2,21	2,08	2,07	1,69
K ₂ O	0,09	0,05	0,08	0,03	0,11	0,06	0,16	0,04	0,08	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03
B ₂ O ₃	10,97	10,75	10,16	9,94	10,19	10,59	9,92	9,94	10,15	-	-	-	-	-	-	-
F ₂	0,65	0,24	0,66	0,82	-	0,48	0,58	0,26	0,32	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	1,44	1,78	1,71	1,56	1,63	1,58	1,55	1,63	1,61	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	98,46	97,93	100,06	100,08	97,61	98,33	98,06	98,20	97,98	89,01	88,01	89,52	88,01	87,59	88,49	88,71
a ₀ (Å)	16,025	16,013	16,026	16,022	16,012	16,016	16,017	16,024	16,004	15,975	15,968	-	15,982	15,996	15,975	-
c ₀ (Å)	7,161	7,170	7,161	7,167	7,167	7,163	7,170	7,161	7,162	7,153	7,154	-	7,159	7,167	7,161	-
Ф о р м у л ь н ы е к о э ф ф и ц и е н т ы																
Al	6,63	6,52	6,53	6,54	6,50	6,68	6,55	6,72	6,70	6,78	6,79	6,75	6,74	6,94	6,80	6,89
Si	5,91	6,19	5,94	5,91	6,02	5,95	6,01	5,98	6,00	5,89	5,92	5,86	5,89	5,80	5,90	5,88
Ti	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06	0,03	0,05	0,07	0,04	0,07	0,05	0,05	0,04	0,05
Fe	2,20	2,03	2,38	2,35	2,09	2,14	2,13	2,13	2,10	1,26	1,17	1,32	1,42	1,50	1,31	1,61
Mg	0,16	0,17	0,05	0,11	0,29	0,13	0,19	0,07	0,10	0,99	1,06	0,98	0,86	0,69	0,93	0,56
Mn	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05	0,01	0,01	0,02	0,04	0,02	0,02	0,01
Сумма	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00

Примечание. Анализы 3068, 1920, 3180, 3239, 3-195б, 5-120б, 3250 выполнены на микрозонде (без определения Li, в. ф., П.п.п.).

Химический состав (мас.%) биотитов башгумбезского комплекса

Компо- ненты	K-93	3068	1920	3180	3239	3250
SiO ₂	35,4I	36,36	36,28	37,8I	38,92	36,59
TiO ₂	2,58	3,54	2,5I	I,57	I,78	2,03
Al ₂ O ₃	18,82	20,2I	18,63	2I,67	22,I2	20,70
Cr ₂ O ₃	-	0,02	-	0,03	-	-
FeO	22,59	2I,80	22,58	20,60	I9,40	I9,83
MnO	0,45	0,42	0,44	0,89	0,47	0,53
MgO	5,66	5,8I	6,02	4,70	3,22	5,37
CaO	0,04	0,02	0,04	0,02	0,0I	0,03
Na ₂ O	0,28	0,23	0,I9	0,25	0,II	0,25
K ₂ O	9,72	9,79	9,45	9,85	9,9I	9,53
Сумма	95,55	98,20	96,I4	97,39	95,94	94,86
Формульные коэффициенты						
Si	2,83	2,82	2,88	2,95	3,09	2,92
Ti	0,I5	0,2I	0,I5	0,09	0,II	0,I2
Al	I,77	I,85	I,74	I,99	2,07	I,95
Fe	I,5I	I,42	I,50	I,34	I,29	I,32
Mn	0,03	0,03	0,03	0,06	0,03	0,04
Mg	0,67	0,67	0,7I	0,55	0,38	0,64
Na	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,04
K	0,99	0,97	0,96	0,98	I,0I	0,97
Сумма	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00

Методы исследования турмалина. Химический анализ всех образцов турмалина и биотита выполнен на микрозонде "Camebax-Micro" с использованием в качестве эталона природного шерла и драгита /7/. Кроме того, для ряда турмалинов Базардаринского массива, которые удалось выделить в необходимом количестве, был выполнен полный химический анализ.

Определения Li, Na, K, Cs, Ca, Mg, Mn, Cr проводились методом атомной абсорбции на приборе Perkin-Elmer-400. Кремний, титан, железо и фтор определялись спектроскопическим методом на

фоторефрактометре Pye Unicam, Sp-6-500. Алюминий анализировался титриметрическим методом, бор - объемным титрованием борной кислоты щелочью в присутствии фенолфталеина и маннита.

Параметры элементарной ячейки определялись по пикам I22 и 05I, предложенным А.Г.Афонинной и др. /I/. Съёмка проводилась на дифрактометре ДРОН-3,0. излучение $\text{Cu}_K\alpha$, графитовый монохроматор, на отраженном пучке со скоростью $2\theta = 1/4$ град/мин и отметкой через $0,1^\circ$. Точность определения параметров элементарной ячейки турмалина этим методом составляет $\pm 0,01 \text{ \AA}$.

Результаты и их обработка. В табл. I и 2 представлены данные по составу изученных кристаллов турмалина и биотита, а также параметры элементарной ячейки турмалинов. Составы изученных турмалинов отражает диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-FeO}$ (рис. I), а связь между параметрами элементарной ячейки на модифицированной /9/ диаграмме Эппрехта (рис. 2).

Турмалины базардаринского комплекса весьма однородны как по составу, так и по структурным характеристикам. Они содержат значительное количество фтора, практически не содержат лития и являются типичными членами шерл-дравитового ряда, резко обогащенными шерловой составляющей.

Турмалины башгумбезского комплекса тоже слабо дифференцированы по составу. Однако можно отметить, что содержание в них MgO в первых трех интрузивных фазах (4,1-4,4 мас. %) выше, чем в 5-ой и 6-ой (2,3-3,5 мас. %) MgO . Они отличаются по отношению к турмалинам базардаринского комплекса, повышенным содержанием магния и алюминия, а обогащенность их глиноземом подтверждается заметным отклонением большинства точек турмалинов от ряда дравит-шерл в сторону эльбаитового минала. Самыми близкими по составу к турмалинам базардаринского комплекса являются наименее магnezиальные и наиболее железистые турмалины 3250 из аллита шестой интрузивной фазы башгумбезского комплекса и турмалин 5-120 из гранитов главной фазы Бозтеринского массива.

На рис. 3 показано распределение магния и железа между совместно находящимися турмалином и биотитом в породах из интрузивных фаз башгумбезского комплекса. Изотермы на диаграмме приведены по данным экспериментального изучения температурной зависимости коэффициента распределения магния и железа между совместно кристаллизующимися турмалином и биотитом /10/.

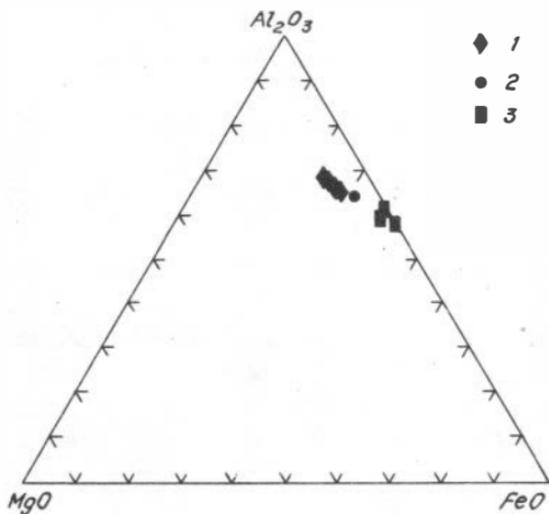


Рис.1. Состав турмалинов башгумбезского (1), бозтеринского (2) и базардаринского (3) массивов.

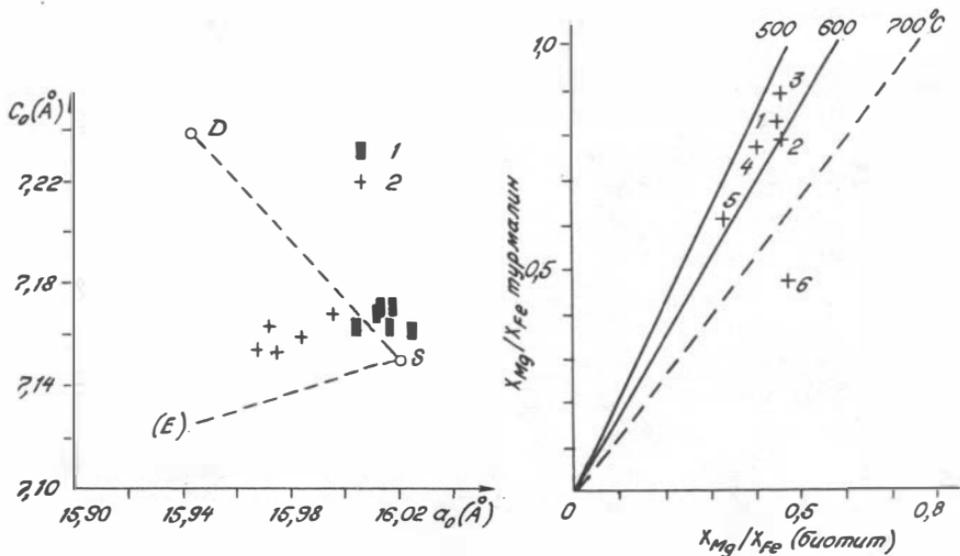


Рис.2. Соотношение параметров элементарной ячейки турмалинов башгумбезского (1) и базардаринского (2) комплексов.

Рис.3. Распределение Mg-Fe между турмалином и биотитом из интрузивных фаз (1-6) башгумбезского комплекса:
1) К-93; 2) 3068; 3) 1920; 4) 3239; 5) 3180; 6) 3250.

Обсуждение результатов. Отсутствие следов реакционного взаимодействия между турмалином и биотитом в гранитах башгумбезского комплекса позволяет предполагать, что эта ассоциация образовалась при достаточно высоких температурах в условиях равновесного распределения компонентов между фазами. На основании диаграммы фазового соответствия турмалина и биотита, представленной на рис.3, можно оценить минимальную температуру формирования турмалиновой минерализации в первой — пятой фазах в интервале 500–600 °С. Пара из аплита шестой фазы на диаграмме значительно отклоняется в высокотемпературную область, однако для окончательного вывода о высокотемпературном характере образования этой пары требуются дополнительные анализы и доказательства того, что это не случай замещения турмалином первично-магматического биотита.

Имеющиеся сейчас экспериментальные данные /4/ показывают, что в условиях низкой активности ионов двухвалентного железа и магния в растворе для образования турмалина требуется значительно более высокая концентрация бора, чем в условиях высокой активности этих компонентов. Поэтому принадлежность турмалина к членам ряда дравит-шерл или эльбаит-шерл является важным типоморфным признаком этого минерала, характеризующим относительную активность бора и двухвалентного железа в системе. В частности, недонасыщенность турмалинов башгумбезского комплекса железом и магнием относительно членов шерл-дравитового ряда, несмотря на присутствие биотита, подтверждает то, что их кристаллизация происходила в достаточно высокотемпературных и относительно "сухих" системах, где роль H_2O , фтора и хлора была весьма ограничена. Напротив, высокая насыщенность железом турмалинов базардаринского комплекса может свидетельствовать о том, что их формирование происходило в присутствии значительного количества летучих компонентов и двухвалентного железа. Такое явление вообще типично для шерло-мусковитовых пегматитов, отличающихся обилием летучих: H_2O , Cl, F, B, которые активно мобилизуют железо из первичных минералов, способствуя образованию мусковита вместо биотита /8/. Активность бора при этом буферизируется моновариантной реакцией образования шерла. О высокой буферной емкости остаточных растворов базардаринского комплекса в отношении двухвалентного железа может свидетельствовать тот факт, что увеличение

борной минерализации на участке Элису (сай Озерное) заметно не отразилось на составе образовавшегося турмалина. Наличие значительного количества фтора в турмалинах базардаринского комплекса еще раз подтверждает важную роль этого компонента наряду с хлором и водой /3/ в экстракции рудных компонентов и формировании олово-вольфрамового оруденения в этом районе.

* *
*
*

Турмалины из высокофтористых редкометалльных гранитов базардаринского комплекса являются типичными представителями шерло-дравитовой серии с незначительным содержанием дравитового минала. Высокая насыщенность турмалина двухвалентным железом и отсутствие ассоциаций с биотитом указывает на то, что их кристаллизация происходила при высокой активности летучих компонентов и, в частности, фтора, при подчиненном поведении бора.

Турмалины из высокоборных редкометалльных гранитов башгумбезского комплекса заметно обогащены глиноземом относительно шерло-дравитового ряда. Их недонасыщенность железом и магнием в присутствии биотита и характер распределения этих компонентов между биотитом и турмалином подтверждает, что кристаллизация этой ассоциации происходила при температурах не менее 500–650 °С в относительно "сухой" системе, обогащенной бором. Отличать турмалины представленных групп удобно по параметрам элементарной ячейки.

Литература

1. Афолина А.Г., Макагон В.М., Богданова Л.А. и др. Параметры элементарных ячеек турмалинов разного состава // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1980. Вып. I. С.105–112.

2. Владимиров А.Г., Беляева Р.Т., Верхотуров В.Е. и др. Петрология кордиеритовых гранитов Башгумбезского массива (Южный Памир). Новосибирск: Наука, 1987. 96 с.

3. Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Беляева Р.Т. и др. Олово-

вольфрамоносные редкометалльные граниты Юго-Восточного Памира // Геология и геофизика, 1990. (В печати).

4. Лебедев А.С., Каргальцев С.В. Синтез и свойства турмалинов ряда Al-Mg-(Na) и Al-Fe-(Na) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1988. С.58-75.

5. Могаровский В.В. Геохимия редких элементов интрузивных пород Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1987. 295 с.

6. Отрощенко В.Д., Дусматов В.Д., Хорват В.А. и др. Турмалин Тянь-Шаня и Памира (Средняя Азия) // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1971. Вып.6. С.680-690.

7. Павлюченко В.С., Лебедев А.С., Каргальцев С.В. О методике определения параметров элементарной ячейки турмалинов различного состава // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Рост и свойства кристаллов. Новосибирск: Наука, 1988. С.166-172.

8. Щербина В.В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972. 295 с.

9. Donnay G. and Barton R.Jr. Refinement of the crystal structure of elbaite and mechanism of tourmaline solid solution // Tshermaks Mineralogische and Petrographische Mitteilungen. 1972. N 18. P.273-285.

10. Lebedev A.S., Balakireva N.A. Mg-Fe partitioning between tourmaline, olivine and Biotite // Abstracts of 15 th General Meeting of MMA, Beijing, 1990. (В печати).

В.Г.Рубанов, В.П.Логачев

ТИПОВЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ОБСТАНОВКИ ЛОКАЛИЗАЦИИ
ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В БАЗАРДАРИНСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ
(Юго-Восточный Памир)

Для Памирского региона практическую значимость имеют редкометалльные месторождения, генетически и пространственно связанные с проявлением позднемезозойского интрузивного магматизма. Наиболее изученным в этом отношении является Базардаринский интрузивный массив. Все проявления редкометалльной минерализации,

сконцентрированные в интрузивной и надинтрузивной части этого плутона и предположительно имеющие генетическую связь с его постмагматической деятельностью, объединяются в Базардаринский рудный район. Специализация на олово этого рудного района и Памира в целом показана многими исследованиями. В частности, выявлена обогатенность всех пород разреза, включая представителей верхней мантии и коры, оловом, бором и литием /6/. В интрузивных породах Базардаринского района содержания олова в 2-5 раз превышают кларковые значения /3/. Основным концентратом этого элемента являются слюды - биотит, мусковит, протолитионит. Еще выше содержания олова в альбитизированных и грейзенизированных разностях; в них же высокие значения щелочей, фтора (в 2-6 раз выше кларка) и вольфрама (в 3-8 раз).

Базардаринский рудный район входит в состав Памирского оловоносного пояса, который, в свою очередь, является крайней западной частью Индонезийско-Малайско-Бирманского оловоносного пояса мезозойского возраста /5/. В региональном плане Памирский оловоносный пояс соответствует структурно-формационной зоне Юго-Восточного Памира, сформированной в киммерийскую тектономагматическую фазу. Некоторые исследователи рассматривают его как олово-вольфрам-полиметаллический Южно-Памирский рудный пояс или в качестве самостоятельной альпийской металлогенической провинции Южного Памира /1/.

С геотектонических позиций Базардаринский рудный район представляет собой антиклинорный блок, ядерная часть которого сложена рудоносным массивом гранитоидов базардаринского комплекса. Проявления полезных ископаемых в его пределах имеют генетическую и парагенетическую связь с гранитами, что подтверждается совпадением грубой концентрической латеральной зональности минеральных типов оруденения с контурами массива (рис. I).

Стратифицированные отложения представлены терригенными, вулканогенными и карбонатными породами, возраст которых охватывает интервал от нижнего карбона до триаса. Эти образования принадлежат одному структурно-формационному этажу - каменноугольно-триасовому, основанием которого является докембрийский фундамент. В современном эрозионном срезе образования фундамента обнажаются южнее площади рудного района.

Каменноугольно-триасовый этаж разделен на два структурных

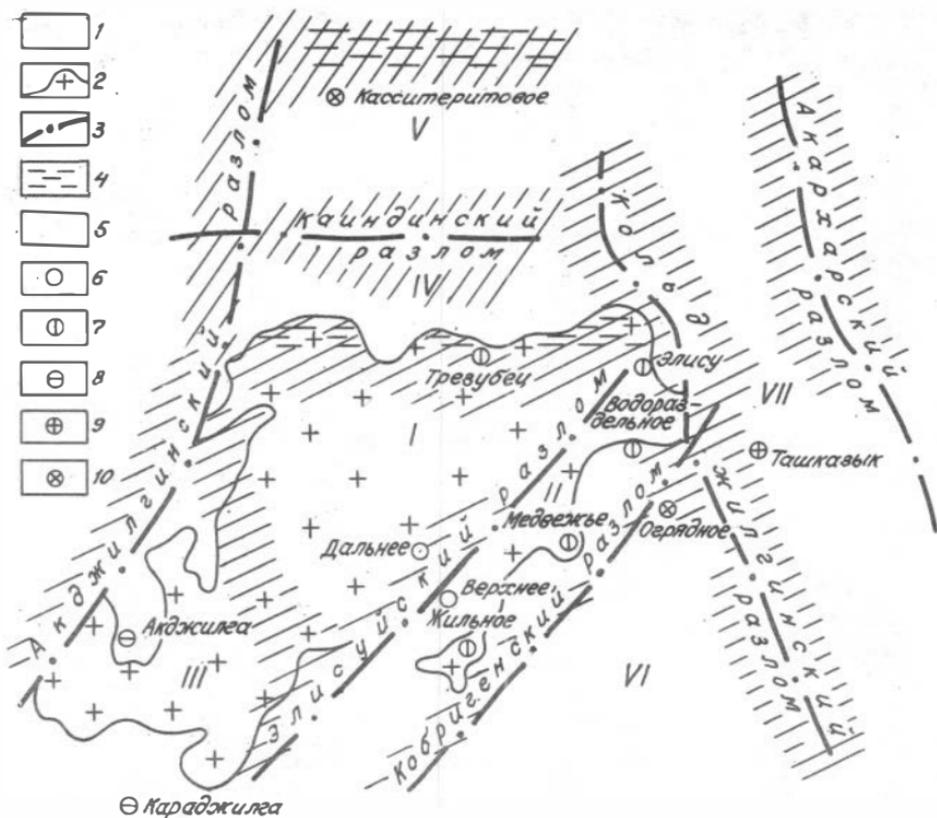


Рис. I. Схема размещения разновысотных блоков в Базардаринском районе.

Римские цифры - однородные геологические блоки, выделенные по петроплотностным свойствам (I - Центральный, II - Элисуыйский, III - Аджилгинский, IV - Трезубец, V - Шелибельский, VI - Кобригенский, VII - Акархарский).

I - осадочные терригенные, вулканогенные и карбонатные породы надинтрузивной зоны; 2 - контур выхода на дневную поверхность гранитоидов оловоносного магматического комплекса; 3 - разрывные нарушения первого порядка; 4 - зоны дробления; 5 - внутриблоковые разломы фундамента; 6-10 - минеральные типы олово-вольфрам-редкометалльной формации (6 - топаз-слюдисто-кварцевый, 7 - слудисто-полевошпат-кварцевый, 8 - сульфидно-хлорит-кварцевый, в скарнах, 9 - сульфидно-хлорит-кварцевый, 10 - кварц-сульфидный).

яруса: нижний – каменноугольно–раннепермский и верхний – верхнепермский–триасовый. В составе нижнего яруса участвуют терригенная песчано–глинисто–алевролитовая, известняково–терригенная и вулканогенно–известняково–терригенная формации общей мощностью до 3000 м. В разрезе верхнего яруса присутствуют вулканогенно–терригенно–известняковая, известняковая, известняково–кремнистая и песчано–глинисто–алевролитовая формации мощностью 1300 м. Между отложениями ярусов фиксируется угловое несогласие, а также резкое различие в морфологии меридиональных складчатых структур: интенсивно смятые, сжатые, изоклинальные, опрокинутые складки нижнего и спокойные пологие складки верхнего ярусов.

В южной части района, в зоне сочленения Юго–Восточного и Юго–Западного Памира, обнажены породы юрского этажа, представленные карбонатной формацией при подчиненном значении песчано–глинистой составляющей. Его отложения смяты в субширотные складки.

Интрузивные породы занимают 40 % площади и представлены двумя комплексами: базардаринским и акджарским (см. статью А.Г.Владимирова и др. в наст. сб.). Образование первого носят сложнодифференцированный характер и слагают значительный по масштабам массив. Он представляет собой штокообразное тело со вскрытой эрозией сравнительно пологой, неровной апикальной поверхностью (рис.2). Площадь массива составляет 140 км². Глубина эрозионного вреза в пониженных частях рельефа достигает 2 км. В плане он слегка вытянут в широтном направлении и ограничен разрывами северо–восточного, субмеридионального и субширотного направления (см. рис.1). Останцы осадочных пород и провесы кровли свидетельствуют о том, что эрозией вскрыта только апикальная часть массива. По геофизическим данным /7/ предполагается наличие нескольких магмоподводящих каналов, обусловивших образование самостоятельных магматических камер. Объединение этих камер (выступов) происходит на глубине 3–6 км. Пологие погружения кровли массива отмечаются в его северной части. Здесь мощность осадочного чехла колеблется от 0 до 2 км. В надинтрузивной части песчаносланцевые отложения ороговикованы, а карбонатные породы скарнированы. Ширина ореола контактового метаморфизма определяется степенью погружения кровли и колеблется (в плане) от 750 до 1700 м.

Базардаринский массив сложен, в основном, крупнозернистыми

биотитовыми и двуслюдяными, а также мелкозернистыми мусковитовыми гранитами. В качестве самостоятельной интрузивной фазы, завершающей эволюцию гранитоидного магматизма, в последнее время выделены ультраредкометалльные топаз-протолитионитовые граниты и онгониты /2/. Широко проявлены процессы альбитизации, микроклинизации. По вещественной характеристике все разновидности гранитов относятся к классу литий-фтористых пламазитовых гранитов.

Породы акджарского комплекса фиксируются в южной части рудного района. По составу отвечают биотитовым (+кордиерит) гранодиорит-гранитам. В содержаниях выше кларковых (1,5-2 раза) присутствуют олово, цинк, свинец, кобальт, вольфрам.

На блок-диаграмме (см. рис.2) в восточной части района показан мелкий шток, прорывающий тело гранитов базардаринского комплекса. Он выделен на основании геофизических данных /8/ и отнесен, предположительно, к палеогеновой кыр-кызылрабатской вулканоплутонической ассоциации (см. статью М.А.Туркина и М.М.Безуглова в наст. сб.).

Складчатой структурой первого порядка в пределах структурно-формационной зоны Юго-Восточного Памира считается мегасинклиний, простирающийся с северо-запада на юго-восток. Воздымание и выклинивание структуры фиксируется в северо-западном направлении; в юго-восточном - мегасинклиний расширяется и с погружением уходит за пределы СССР. Внутри этой структуры выделяются антиклинии и синклинии второго порядка. С наиболее крупным из них - Базардаринским антиклинием - совпадает одноименный рудный район. Антиклиний расположен в северо-западной части структуры I порядка, где четко выражено его центриклинальное замыкание. Наиболее характерной особенностью Базардаринского антиклиния является: 1) несовпадение плана простираения его оси с простираением складчатых форм второго порядка, сложенных породами каменноугольно-триасового этажа; 2) несовпадение дислокаций каменноугольно-триасовых и несогласно перекрывающих их юрских отложений с резким отличием последних по интенсивности смятия. Ось антиклиния простирается в широтном направлении, а складки каменноугольно-триасового этажа - в субмеридиональном с подковообразной выпуклостью к северо-западу. В современном рельефе антиклиний представляет собой не линейно вытянутую структуру, а крупное купольное поднятие. Ось антиклиния соответствует осе-

вой линии новейшего поднятия, образующего в современном рельефе Базардаринский хребет.

Разрывные нарушения первого порядка в пределах района имеют северо-восточную, субмеридиональную и широтную ориентировку. К первой группе относятся Акджилгинский, Элисуйский и Кобригченский разломы (см. рис. I). Мощными (до 200 м) зонами дробления и трещиноватости представлены субмеридиональные разрывы — Акархарский и Кольджилгинский. Разломы широтной ориентировки фиксируются в северной части района (Каиндинский и др.). Все эти разрывные структуры кинематически представляют собой взбросо-сдвиги.

Проявления оловянной минерализации всеми исследователями отнесены к различным минеральным типам единой редкометалльной вольфрамоловянной формации. Смена минеральных типов оруденения зависит от их пространственного положения относительно кровли массива как по горизонтали, так и по вертикали (см. рис. I, 2). В общем виде эта последовательность выражена следующими минеральными типами: топаз-слюдисто-кварцевым, слюдисто-полевошпат-кварцевым, кварцевым, сульфидно-хлорит-кварцевым и кварц-сульфидным. Детальное геологическое описание и особенности зонального размещения перечисленных типов оруденения даны в работе В. П. Логачева и Г. С. Аверьянова /3/. Здесь же отметим только, что указанная выше зональность оруденения подтверждается многими признаками, в первую очередь, кристалломорфологическими особенностями касситерита /5, 6/. Значительные закономерные изменения происходят также в минералого-геохимических характеристиках рудопроявлений. В частности, по мере удаления от контакта с гранитами в касситеритах снижается содержание вольфрама, ниобия, тантала, индия, а увеличивается количество титана, железа, магния, ванадия, скандия, серебра; отмечается более тесная связь олова и серебра /4/.

Все вышеперечисленные признаки свидетельствуют о проявлении в Базардаринском районе главного фактора в размещении рудопроявлений — магматического. Однако вещественная дифференциация гранитов, блоковое строение массива, волнистый характер кровли, высокая степень сложности общей формы и отдельных частей массива

не позволяют на сегодняшний день использовать магматической фактор при решении конкретных прогнозных задач.*

В связи с этим авторами проведена попытка типизации однородных геолого-структурных позиций, наиболее благоприятных для локализации оруденения в масштабе рудных полей и месторождений. При этом использованы следующие критерии:

- принадлежность к одному тектоническому блоку, ограниченному разломами фундамента;
- величина эрозионного среза апикальной части массива;
- характер кровли;
- взаимное расположение элементов залегания пород осадочного чехла и контакта гранитов;
- интенсивность проявления складчатой и разрывной тектоники в надынтрузивной зоне;
- литологический состав осадочных пород.

Выделение блоков в пределах рудного района проведено по результатам геофизических работ /7/. Резкие границы разноплотностных частей фундамента приняты за межблоковые глубинные разломы, поверхностным отражением которых служат разрывные структуры первого порядка и протяженные зоны дробления. Результаты типизации тектонических блоков, их границ и характеристика оруденения приведены в таблице. Анализируя её и блок-диаграмму (см. рис.2) приходим к выводу, что блоки, расположенные в обрамлении купола, приподняты по отношению к ядерной части.

Анализ остальных критериев типизации геолого-структурных позиций показал их подчиненность или сопоставимость с первым показателем - принадлежностью к одному тектоническому блоку. Так, второй критерий - величина эрозионного среза интрузивного массива - находится в прямой зависимости от относительной высоты блока. Наиболее эродирован Центральный блок; не вскрыты дневной поверхностью блоки обрамления - Шелибельский, Акархарский, Кобригенский; вскрыты частично - Акджилгинский, Элисуйский и Трезубец. В настоящее время наибольшие перспективы в отношении оловянного оруденения связываются с последней группой блоков. Объекты вто-

* Детальный анализ геолого-структурной позиции и состава топаз-протолитионитовых гранитов и онгонитов /2/ указывает на реальную возможность использования магматического фактора в целях прогнозирования оловянного оруденения в Базардаринском районе (прим. ред.).

Геолого-структурная типизация тектонических блоков
и характеристика оловянного оруденения, расположенного в каждом блоке

Название блока	Расположение по отношению к интрузивному массиву	Г р а н и ц ы	Минеральные типы оловянного оруденения	Месторождения, рудопроявления (см. рис. I)
Центральный	Ядерная часть	Элисуйский, Базаррыкский разломы, Северная широтная зона дробления	Топаз-слюдисто-кварцевый	Дальнее Верхнее
Элисуйский	Юго-восточная часть	Элисуйский, Кобригенский разломы, Северная широтная зона дробления	Слюдисто-полевошпатовый, кварцевый	Жильное Медвежье Водораздельное
Акджилгинский	Юго-западная часть	Акджилгинский, Базаррыкский разломы, южное крутое погружение	Сульфидно-хлорит-кварцевый	Акджилга Караджилга
Трезубец	Северное погружение	Каиндинский, Кольджилгинский, Акджилгинский разломы, Северная широтная зона дробления	Слюдисто-полевошпатовый, кварцевый	Трезубец Элису
Шелибельский	Крайняя северная часть	Каиндинский, Акджилгинский разломы	Кварц-сульфидный	Касситеритовое
Кобригенский	Крайняя юго-восточная часть	Кобригенский, Кольджилгинский разломы	Кварц-сульфидный	Отрядное
Акархарский	Восточная часть	Кольджилгинский, Акархарский разломы	Сульфидно-хлорит-кварцевый	Ташказык

Примечание. Выделенные блоки сопоставимы с рудными полями (Акджилгинский блок - Акджилгинское поле, Трезубец - Элисуйское поле и т.д.).

рой группы блоков также перспективны, но недоступны для изучения. Бесперспективен Центральный блок.

Характер кровли интрузивного массива изменяется в пределах выделенных блоков и принадлежит к показателям типизации геолого-структурных обстановок, сопоставимых с конкретными месторождениями. Анализ размещения оловянной минерализации по отношению к морфологии кровли приводит к выводу: наиболее благоприятными для локализации оруденения являются склоны ($40-45^{\circ}$) положительных форм или апикальные части мелких куполов. При этом особо важное значение приобретают нескрытые части купольных структур в Шелибельском блоке при общем пологом погружении кровли. Различные формы рельефа кровли не поддаются систематике по принадлежности к ним определенных минеральных типов оруденения. Этот признак, на наш взгляд, является общим положительным фоном, а реализация его в качестве фактора оруденения происходит только при обязательном совместном действии других факторов.

К важному критерию следует отнести характер взаимного расположения элементов залегания осадочных пород и контакта гранитов. При субсогласном расположении слоев осадочных отложений и контактовой поверхности интрузива рудные прожилки, как правило, не выходят за пределы интрузивной зоны (рудопроявление Жильное в Элисуйском блоке, месторождение Трезубец – в одноименном блоке). В случае, когда пласты расположены к контакту под прямым углом, либо таким образом, что трещины напластования являются закономерным звеном в общей разрывной структуре интрузивной зоны, оруденение размещается как в эндо-, так и в экзоконтактных частях. Для таких позиций, несмотря на их различие, характерен один и тот же минеральный тип оруденения – слюдисто-полевошпат-кварцевый. Результат сравнения двух вариантов в отношении промышленных перспектив свидетельствует в пользу второго.

Следующий показатель – интенсивность проявления складчатой и разрывной тектоники в надинтрузивной зоне – является разновидностью предыдущего. При высокой степени нарушенности осадочных пород его действие прекращается и оруденение локализуется главным образом в надинтрузивной зоне. Для этой позиции в терригенных породах характерен сульфидно-хлорит-кварцевый тип оруденения (рудопроявление Ташказык в Акархарском блоке).

И, наконец, последним, но очень важным критерием является

литологический состав осадочных пород. При совместном действии вышеперечисленных факторов и наличии карбонатных пород в экзо-контактной части образуются скарны. Скарнирование отмечено практически во всех подразделениях карбонатно-терригенных пород как непосредственно на контакте с гранитоидами, так и на некотором удалении от них. К скарнам приурочен сульфидно-хлорит-кварцевый минеральный тип (рудопроявления Акджилга, Караджилга в Акджилгинском блоке).

Анализ всех возможных сочетаний благоприятных факторов по изученным рудным объектам Базардаринского района позволяет выделить пять типовых структурных обстановок, благоприятных для локализации оруденения.

1. Редкометалльное оруденение сульфидно-хлорит-кварцевого минерального типа в скарнированных терригенно-карбонатных интенсивно дислоцированных породах в экзоконтактной части рудоносного массива на склоне гребне- или куполовидного поднятия кровли в тектонических блоках обрамления и в блоках с частично вскрытой кровлей. Типовая обстановка соответствует таковой на месторождении Акджилга.

2. Редкометалльное оруденение слюдисто-полевошпат-кварцевого или кварцевого минерального типа в эндо- и экзоконтактных частях рудоносного массива при секущем характере пластов слабодислоцированных терригенных пород надинтрузивной части в купольных поднятиях кровли. Типовая обстановка соответствует месторождению Трезубец.

3. То же при субсогласном характере пластов слабодислоцированных терригенных пород. Тип соответствует рудопроявлению Жильное.

4. Редкометалльное оруденение топаз-слюдисто-кварцевого минерального типа в эндоконтактной зоне без влияния формы кровли и осадочных пород в Центральном тектоническом блоке. Тип соответствует рудопроявлению Дальнее.

5. Редкометалльное оруденение сульфидно-хлорит-кварцевого минерального типа на значительном удалении от интрузивного рудоносного массива в интенсивно дислоцированных терригенных породах, принадлежащих к тектоническим блокам обрамления. Тип соответствует рудопроявлению Ташказык.

Из всех выделенных типовых структурных обстановок, судя по

масштабам оруденения, наиболее перспективными являются первая и вторая. Этот вывод хорошо согласуется с геологическими особенностями наиболее крупных оловянных месторождений Казахстана и Средней Азии, что позволяет надеяться на возможность эффективного использования предложенного комплекса структурно-геологических признаков и в других рудных районах СССР.

Литература

1. Афиногенова Л.Н. Эндогенная металлогения Южного Памира // Дис. ... канд. геол.-мин.наук. Душанбе, 1969. 106 с.
2. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Чупин В.П. и др. Петрология топаз-протолитонитовых гранитов и онгонитов Базардаринского рудного района // Геология и геофизика. 1990. (В печати).
3. Логачев В.П., Аверьянов Г.С. Оловянная Базардаринского района на Памире // Геология оловянных районов и месторождений Казахстана и Средней Азии. Алма-Ата, 1982. С.68-75.
4. Логачев В.П., Новикова Н.В. Некоторые типоморфные особенности касситеритов из оловянных проявлений Базардаринского рудного района // Минералогия Таджикистана. Душанбе, 1986. Вып.7. С.127-138.
5. Материков М.П., Павловский А.Б. Средняя Азия - район промышленного оловянного оруденения // Разведка и охрана недр. 1970. № 7. С.1-5.
6. Могаровский В.В. Геохимия некоторых элементов в глубинных породах // Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. Душанбе, 1981. С.231-252.
7. Сусин О.А., Верхотуров В.Е. О глубинной морфологии гранитоидных массивов Южного Памира // Сов. геология. 1985. № 8. С.113-120.

Г.Г.Павлова, Н.К.Морцев, А.С.Борисенко,
М.Ю.Дыцук, А.А.Боровиков

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ
СЕРЕБРО-СУРЬЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ АКДЖИЛГИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ
(Юго-Восточный Памир)

Памир в древности являлся объектом интенсивного серебряного промысла, о чем свидетельствуют многочисленные древние выработки на многих серебряных проявлениях этого региона. Интерес к нему не ослабевает и сейчас в связи с открытием целого ряда новых объектов, к числу которых относится и Акджилгинское рудное поле. Оно располагается в западной части Базардаринского района (Юго-Восточный Памир) на замыкании одноименного антиклинория и гранитного массива в зоне развития разломов северо-восточного и меридионального простираний.

Площадь рудного поля сложена карбонатно-территенными отложениями пермотриасового возраста, смятыми в изоклинальные складки меридионального простирания и магматическими образованиями, составляющими около 70 % площади рудного поля и являющимися частью дискордантного батолита изометричной в плане формы с купольнообразной апикальной поверхностью. Глубина эрозионного вреза массива достигает 2 км.

Контроль серебряного оруденения определяется в основном структурным фактором и в меньшей степени литологическим. Рудная минерализация приурочена к серии субмеридиональных разрывов, опеляющих крупный Акджилгинский левосторонний взбросо-сдвиг северо-восточного простирания. Подавляющее большинство проявлений серебряной минерализации приурочено к всяческому боку структуры. Здесь отмечены наиболее протяженные (до нескольких километров) рудомещающие разрывные нарушения, тогда как в лежащем боку их длины составляют первые сотни метров. Минерализация в них, как правило, проявлена слабо и быстро выклинивается в сторону от главной структуры.

Оруденение всячего бока распространено участками, наличие которых контролируется рудораспределяющими субширотными разрывными нарушениями, образуя чередование рудных и безрудных полос.

Руды, представляющие интерес, локализуются в основном среди гранитоидов в виде крутопадающих жил замещения и выполнения.



Рис. I. Схема размещения сидерит-сульфосольной минерализации Базардаринского рудного поля:

I - четвертичные отложения; 2 - терригенно-карбонатные породы пермотриасового возраста; 3 - нерасчлененные гранитоиды Базардаринского массива; 4 - разрывные нарушения; 5 - сидерит-сульфосольные месторождения и рудопроявления: I - Верхнеакджилгинское, 2 - Акджилга, 3 - Элгисайское, 4 - Карасайское, 5 - Аксайское, 6 - Придорожное, 7 - Теплоключенское, 8 - сай Рудный, 9 - участок Переправа, 10 - Левобережное, II - участок сай Конный, 12 - Перевальное, 13 - участок сай Длинный, 14 - Лучезарное, 15 - Аличурское.

С поверхности такие руды обрабатывались в IX-XI вв..

Одним из наиболее доступных и изученных объектов Акджилгинского рудного поля является месторождение Акджилга. Всего в

пределах рудного поля известно шесть аналогичных объектов и ряд мелких проявлений, расположенных в сходной геологической позиции и отнесенных предварительно к серебро-сурьмяной рудной формации (рис. I).

В геологическом строении месторождения принимают участие алевролиты, сланцы, песчаники с подчиненным количеством карбонатно-кремнистых отложений. Осадочные образования, слагающие западное крыло Базардаринского антиклинория, смяты в узкие изоклинальные складки меридионального простирания с крутым ($60-80^\circ$) падением крыльев на запад. Интрузивные породы представлены в основном среднезернистыми, слабопорфировидными двуслюдяными гранитами с редкими проявлениями тел заключительной жильной фазы (аплиты, пегматиты).

Песчано-сланцевые отложения в зоне контакта с интрузивными породами ороговикованы, окварцованы; кремнисто-карбонатные превращены в широксен-везувиановые скарны. Последние несут оруденение касситерит-сульфидного типа.

Серебряное оруденение приурочено к зоне сложного разлома меридионального простирания, в которой минерализация распространена на протяжении 3 км при изученной ширине до 500 м и локализована в непосредственной близости от сочленения с разломом Акджилгинский. Шов разлома залечен мощной (2-5 м) кварцевой жилкой, разветвляющейся на южном фланге. В ее висячем боку расположена сидеритовая жила с резкими тектоническими границами, в целом повторяющими восточный контакт кварцевой жилы, с невыдержанной мощностью, достигающей 1,5 м. Простирание разлома $10-20^\circ$ с крутым ($60-80^\circ$) падением на восток. Общая протяженность составляет 5 км.

Рудные тела образовались в результате замещения и выполнения дробленого и брекчированного сидерита кварц-флюорит-сульфидно-сульфосольным агрегатом. В отдельных случаях рудная минерализация выполняет редкие трещины в гранитоидах, где представлена в "чистом" виде. Геологическими границами оруденения выступают контуры сидеритовых жил, явившиеся основным вмещающим серебряных руд. Мощность рудных тел варьирует от 0,1 до 1,5 м при среднем значении 0,4 м, протяженность - первые сотни метров.

Оруденение распространено неравномерно, в виде скоплений

массивных руд, гнезд, прожилков и редкой вкрапленности. Наиболее представительны они на северном фланге и затухают в южном направлении.

Рудные тела в основном имеют северное склонение. Форма их может быть отнесена к категории удлиненных линзообразных залежей.

Вмещающие граниты метасоматически изменены и превращены в породы карбонат-гидрослюдисто-хлорит-кварцевого и кварц-гидрослюдисто-каолинитового состава, условно отнесенные к метасоматитам, переходным между березитами и аргиллизитами гидрослюдистой фации.

Главным полезным компонентом в рудах является серебро, в качестве попутных присутствуют сурьма, медь, висмут, свинец, олово и плавиковый шпат.

Сходное строение имеют и другие рудные участки Акджилгинского рудного поля (см. рис. I). Общим для них является: приуроченность к субмеридиональным крутопадающим трещинным зонам, существенно сидерит-сульфосольный состав руд, широкое развитие в пределах всех рудных участков ранних безрудных кварцевых жил, локализованных в тех же структурах, что и сидеритовые жилы.

Для изучения минерального состава руд был отобран каменный материал по 12 рудным участкам Акджилгинского рудного поля. Исследования проводились с использованием минераграфических и инструментальных методов диагностики и изучения состава минералов. Результаты приведены в табл. I. Установлено 38 гипогенных минералов, из них 7 - нерудных, остальные - рудные.

Рудные минералы по составу отвечают системе Fe-Cu-Pb-Zn-Ag-Bi-Sb-As-S. Среди них медные, свинцовые, серебро-свинцовые и серебряные сульфосоли, сульфиды и самородные элементы. Главные минералы слагают основную массу жил и встречаются на всех объектах постоянно в макроскопически заметных количествах. Второстепенные также присутствуют постоянно в составе руд, но не на всех рудопроявлениях могут быть определены без минераграфического изучения. Редкие минералы диагностируются лишь под микроскопом или с применением инструментальных методов исследования (рентгеноспектральный микроанализатор "Самбах-Микро" и др.).

Минеральный состав серебро-сурьмяных руд
Акджилгинского рудного поля

Минералы	Рудные	Нерудные	Гипергенные
Главные	Тетраэдрит Тетраэдрит-теннантит Халькопирит Висмутин Sb-висмутин	Сидерит Флюорит Кварц	Гетит Гидрогетит Гематит Малахит Азурит
Второстепенные	Арсенопирит Фрейбергит Галенит Сфалерит Пирит	Барит	Халькозин Ковеллин Сурьмяные охры Самородная медь Самородное серебро
Редкие	Халькостибит Бурнонит Sb-густавит Bi-андорит Диафорит Физелиит Семсейит Козалит Викингит Станнин Пираргирит Пекоит Гладит Крупкаит Bi-самородный Бенжаминит Хоробетсуит Антимонит Миаргирит Арамайцит Sb-матильдит	Fe-кальцит Диккит Монтмориллонит	Ярозит Скородит Смитсонит Куприт Борнит Бисмутит Бисмит Маккинстриит Полибазит

Сульфосоли меди

Из рудных минералов наиболее значимую роль играют сульфосоли меди, к которым относится в первую очередь семейство блеклых руд, а также халькостибит. Блеклые руды являются основными носителями серебра. В соответствии с систематикой, предложенной Н.Н.Мозговой и А.И.Цепиным /7/, внутри семейства блеклых руд, встречающихся в районе Акджилгинского рудного поля, можно выделить два минеральных вида: тетраэдрит и фрейбергит, а также межвидовую разновидность тетраэдрит-теннантит.

Тетраэдрит - $(\text{Cu}, \text{Ag})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ - распространен повсеместно, он обязательный компонент рудных жил, выделяется две его генерации. Тетраэдрит-I образует прожилки и вкрапленность в кварц-флюорит-сидеритовых жилах. Представлен зернистыми агрегатами и кристаллами тетраэдрического облика, иногда размером до 4-5 см. Тетраэдрит обычно встречается в сростании с халькопиритом, иногда со сфалеритом. Тетраэдритом-I замещаются кристаллы Sb-висмутина. Он содержит в виде включений Sb-густавит и хоробетсуит. Микропрожилки тетраэдрита секут таблитчатые кристаллы халькостибита, кристаллы самого тетраэдрита пересекаются микропрожилками станнина и халькопирита. Тетраэдрит замещается халькопиритом, часто с образованием "рубашек" на контакте с сидеритом, иногда вплоть до полных псевдоморфоз. В гипергенных условиях замещается халькозином, ковеллином и лимонитом. При гипергенном разложении тетраэдрита выделяются самородные Ag и Cu, иногда вокруг реликтов тетраэдрита в виде концентрических каёмки, видных только под микроскопом, иногда даже по трещинам в минерале.

Тетраэдрит второй генерации в виде вкрапленности отмечается в кварц-арсенипиритовых жилах и прожилках, секущих сидерит. Он преимущественно развит на Акджилге и Верхнеакджилгинском рудопроявлении, в незначительных количествах установлен на рудопроявлениях Левобережное (участок Рудный) и Верхнеэлгисайское. Крайне редко образует собственные мелкие кристаллы, обычно это зернистые агрегаты, выполняющие центральные части кварцевых прожилков. Наблюдается в ассоциации со сфалеритом, Sb-висмутином, андоритом, густавитом, станнином и халькопиритом. В тетраэдрите

Результаты рентгеноспектрального микроанализа блеклых руд

№ п/п	Месторождение и образец	Содержание элементов, мас. %												
		Fe	Cu	Zn	As	S	Pb	Bi	Hg	Ag	Sn	Sb	Cd	Сумма
Тетраэдрит первой генерации														
I	Теплоключенское, 2/63	5,93	37,75	1,00	0,0	25,24	0,0	0,0	0,0	0,94	-	28,19	0,01	99,1
2	Карасай, 2/14	6,14	31,10	0,65	0,0	23,01	0,10	0,12	0,04	9,50	0,0	27,49	0,09	98,2
3	Левобережное	6,39	34,29	0,42	2,06	25,48	0,10	0,32	-	5,44	-	24,05	-	98,6
4	Придорожный, 1/65	3,03	37,03	4,46	3,20	25,36	0,0	0,50	-	3,47	0,09	20,98	-	98,1
5	Перевальное, 2/10	0,09	34,36	7,52	2,84	25,15	0,15	0,03	0,07	5,96	0,12	23,16	0,50	99,9
6	"-	0,16	27,05	4,15	0,0	23,02	0,12	0,02	3,21	12,62	0,14	25,68	3,47	99,6
7	Акджилга, ш. I, II 2 м	6,44	38,02	0,48	2,06	25,21	0,06	0,36	0,09	0,79	0,15	24,70	-	98,4
8	"- I/30	6,33	36,07	0,22	0,0	24,93	0,21	0,06	-	1,67	-	29,32	-	98,8
9	"- ш. 2, 5I м	2,01	36,26	5,39	0,0	24,65	0,10	0,13	0,0	2,28	0,0	29,50	0,22	100,5
10	"- I/32	6,57	35,06	0,01	0,0	25,26	0,10	0,16	-	3,53	-	28,86	-	99,6
11	"- ш. 2, Пов.	6,19	35,17	0,39	2,27	24,20	0,03	0,32	0,16	4,71	0,0	24,93	0,11	98,5
12	"- ш. 2, 19 м	6,42	33,71	0,54	2,31	24,39	0,09	0,35	0,10	6,10	0,0	25,13	0,24	99,4
13	"- ш. I	6,32	31,52	0,36	1,27	24,35	0,13	0,14	0,0	9,53	0,11	24,81	-	98,5
14	Акджилга, П-2	5,52	29,62	1,17	0,0	24,02	0,01	0,14	-	11,47	-	28,37	-	100,3
15	Элгисай, 1/23	2,86	33,70	4,45	0,0	24,57	0,05	0,28	-	5,39	-	27,88	-	99,2
16	"-	5,05	32,43	1,77	0,0	24,52	0,12	0,04	-	6,66	-	28,67	-	99,3

Тетраэдрит-теннантит первой генерации

17	Акджилга, 1/32	5,85	37,40	1,45	8,90	26,38	0,12	0,36	-	3,03	-	14,05	-	97,6
18	Верх. Акджилга, 1/6	6,40	39,14	0,52	6,89	26,22	0,12	0,89	-	0,68	-	17,45	-	98,4

19	Верх. Акджилга, I/3	6,20	35,71	0,58	7,25	25,88	0,30	5,44	-	I,76	-	15,85	-	99,0
20	"- Те-I	6,46	31,20	0,68	8,27	26,07	0,13	0,66	-	II,83	0,31	13,73	-	99,3
21	"-	5,68	31,74	0,85	6,82	23,60	0,07	0,64	-	15,39	0,11	14,56	-	99,5
22	сай Рудный, I/95	5,40	36,69	1,76	8,31	26,19	0,21	0,59	-	4,51	-	15,56	-	98,3

Тетраэдрит второй генерации

23	Элгисай, 2/79	4,32	38,84	0,74	0,0	24,33	0,08	0,19	-	2,06	-	27,59	-	98,2
24	Верх. Акджилга, скв.	6,83	37,81	0,03	0,0	24,79	0,15	0,72	0,0	0,21	0,15	28,73	-	99,4
25	"-	6,67	37,61	0,14	0,0	24,80	0,14	0,39	0,0	0,34	0,12	29,00	-	99,2
26	"- I/II	6,43	33,89	0,49	0,0	24,71	0,10	0,05	0,14	6,63	0,17	27,63	0,09	100,3
27	"-	5,98	29,24	0,57	0,54	23,38	0,08	0,25	0,06	13,17	0,29	26,47	0,89	100,9

Тетраэдрит-теннантит второй генерации

28	Акджилга, шт. I, 184,9 м	4,93	37,61	1,56	13,57	25,37	0,11	4,98	0,03	5,28	0,04	6,25	0,06	99,8
29		5,61	29,61	1,64	14,57	25,72	0,17	4,12	0,04	14,32	0,03	5,85	0,12	101,7

Фрейбергит

1	Перевальный, 2/II2	0,02	22,37	7,10	0,0	22,72	0,42	0,17	0,05	19,53	0,15	25,52	0,18	98,2
2	Верх. Акджилга, I/6	7,19	21,89	0,89	0,0	22,38	0,59	0,10	0,08	19,74	0,16	25,36	0,19	99,6
3	Элгисай	5,59	22,84	0,84	0,0	22,95	0,11	0,09	-	20,35	-	26,86	0,11	99,7
4	Акджилга, шт. I, 189 м	5,93	21,87	0,34	0,0	23,07	0,25	0,65	0,07	20,36	0,15	25,85	-	98,8
5	Карасай, 2/4	5,86	18,48	0,59	0,0	21,79	0,0	0,0	-	26,11	0,14	26,61	-	99,6
6	Верх. Акджилга, I/6	2,04	18,11	4,85	0,0	21,53	0,09	0,05	0,03	26,26	0,23	25,73	-	99,2
7	Акджилга, скв. 3	6,12	17,86	0,01	0,0	21,18	0,0	0,15	0,10	26,58	0,0	26,53	0,14	98,7
8	Перевальный, 2/II2	4,51	16,13	2,42	0,0	21,17	0,38	0,03	0,03	28,12	0,11	25,10	0,29	98,3
9	"-	4,98	15,61	1,65	0,0	21,03	0,13	0,09	0,06	30,31	0,13	25,41	0,31	99,7
10	"-	4,99	14,11	1,30	0,0	20,52	0,21	0,11	0,04	32,02	0,15	24,90	0,35	98,7

отмечаются мелкие реликты кристаллов халькостибита. Сам минерал пересекается микропрожилками бурнонита и халькопирита, замещается фрейбергитом и халькопиритом.

Тетраэдрит является основным носителем серебра в рудах, в нем установлено от 0,2 до 15,5 % серебра. Характерной особенностью является высокое содержание элементов-примесей в минерале в %: Fe 0,1-6,8; Zn 0,01-7,5; As 0-14,5; Bi 0-5,5; Hg 0-3,2; Pb 0-0,2; Sn 0-0,3; Cd 0-3,5 (табл.2). Наблюдается обратная корреляция между Fe и Zn, Ag и Cu, As и Sb. Наиболее высокие содержания As, Zn, Bi, Hg, Cd отмечаются в тетраэдрите-I. Мышьяковые его разновидности (или тетраэдрит-теннантит) преобладают на южном фланге месторождения Акджилга, на рудопроявлениях Верхнеакджилгинское и Левобережное (участок Рудный). Для них же характерны и повышенные содержания Bi. Цинк содержащий тетраэдрит установлен на рудопроявлениях Перевальное, Придорожное, Элгисай. Тетраэдрит с максимальными содержаниями Hg и Cd обнаружен на Перевальном (рудная зона 2). Тетраэдрит второй генерации по составу более чистый, указанные примеси составляют 0,0n-0,n %, за исключением серебра, содержания которого варьируют от 0,2 до 13,2 % (см. табл.2). Однако, если тетраэдрит-2 при кристаллизации захватывает арсенипирит, то в таких зернах содержание As будет значительным (см. табл.2, ан.28,29).

Фрейбергит - $(Cu, Ag)_{12}Sb_4S_{13}$ - присутствует в прожилках халцедоновидного кварца, секущих тетраэдрит-сидеритовые жилы и кварц-арсенипиритовые прожилки. Обнаружен на Акджилге, рудопроявлениях Верхнеакджилгинском, Перевальном, Карасайском, Левобережном (участок Переправа). Встречается в ассоциации с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, семсейитом, бурнонитом, физелиитом, диафоритом, пираргиритом, миаргиритом, станнином. Фрейбергит содержит 19,5-32 % Ag, а также 2,5-7 % Fe, 0,3-7 % Zn, 0,1-0,6 % Pb, 0,n % Sn; 0,0n % Bi и Hg, характерно почти полное отсутствие As. Обратная корреляция устанавливается для Cu и Ag, Fe и Zn. Высокие содержания Zn (1,5-7 %) и повышенные Pb характерны для Перевального рудопроявления. Следует отметить эффекты светотравления, характерные для фрейбергита. После нескольких секунд воздействия концентрированным светом (объектив x 21) вдоль микротрещин в минерале и вдоль границ контакта его с серебряными сульфосолями возникают высокоотражающие плёночные

образования. В их пределах появляются капли самородного Ag, которые вытягиваются вверх, выходят за пределы глубины резкости и выглядят уже черными точками /I/. Физический смысл явления до конца не ясен.

Халькостибит - $CuSbS_2$ - присутствует в рудах месторождения Акджилга и Верхнеакджилгинского рудопоявления в виде агрегата таблитчатых кристаллов. Халькостибит с включениями кристаллов хороветсуита и висмутина пересекается тетраэдритовыми микропрожилками и замещается тетраэдритом вплоть до полных псевдоморфоз. Халькостибит характеризуется присутствием постоянной примеси Вi (I-10 %) (табл.3).

Сульфосоли свинца

Переходным минералом между собственно медными и свинцовыми сульфосолями является бурнонит.

Бурнонит - $CuPbSbS_3$ - обнаружен на месторождении Акджилга, рудопоявлениях Верхнеакджилгинском и Перевальном. Бурнонит встречается в ассоциации с галенитом, Ag - Pb сульфосолями, фрейбергитом и халькопиритом в прожилках халцедоновидного кварца. Самостоятельные бурнонитовые микропрожилки наблюдаются в тетраэдрите-2 и халькопирите. Бурнонит нарастает на галенит и частично замещает его. В свою очередь, бурнонит обрастает фрейбергитом, замещается более поздним халькопиритом и пересекается его микропрожилками. Характерной особенностью бурнонита является необычно высокое содержание Вi (до 7 % на месторождении Акджилга), As (3,5-4,5 % на Перевальном), а также присутствует Ag (до 0,7 %) (см. табл.3).

Семсейит - $Pb_9Bi_8S_{21}$ - обнаружен только на Акджилге в виде сростков игольчатых кристаллов в халцедоновидном кварце, который цементирует мелкодробленные обломки сидерита, тетраэдрита, халькопирита. Иногда образует сростания с мелкими кристаллами сфалерита. На кристаллы семсейита нарастает галенит. В качестве примесей минерал содержит I-3 % Вi, до 0,3 % Cu (см. табл.3).

Козалит - $Pb_2Bi_2S_5$ - очень редкий минерал. Реликты его призматических игольчатых кристаллов в галените отмечаются на месторождении Акджилга, на рудопоявлении Верхнеакджилгинском,

Результаты рентгеноспектрального микроанализа медных и свинцовых сульфосолей

№ п/п	Минерал, месторожде- ние, образец	Содержание элементов, мас.%											Сумма
		Cu	Ag	Pb	Fe	Cd	Hg	Sn	As	Sb	Bi	S	
	<u>Халькостибит</u>												
I	Акджилга, I/30	25,00	0,05	0,14	0,00	-	-	-	0,00	47,53	1,12	25,34	99,2
2	Верх. Акджилга, скв.	25,78	0,33	0,23	0,12	-	-	0,24	-	46,65	2,35	25,04	100,7
3	Верх. Акджилга, скв.	25,23	0,04	0,12	0,01	-	-	0,21	-	44,86	4,31	25,09	99,9
4	Акджилга, I/32	24,33	0,00	0,08	0,00	-	-	-	0,00	39,89	9,91	24,56	98,8
	<u>Бурнонит</u>												
5	Верх. Акджилга, I/6	13,23	0,01	42,10	0,00	0,04	0,07	0,10	0,00	24,57	0,10	19,73	99,9
6	Верх. Акджилга, I/I	12,61	0,22	41,62	0,00	-	-	-	0,00	24,72	0,16	19,64	99,0
7	Перевальный	13,66	0,00	43,90	0,00	-	-	-	4,72	15,00	0,32	20,23	98,0
8	Перевальный, 2/II2	13,16	0,00	43,30	0,03	0,01	0,05	0,02	3,45	16,83	1,09	19,98	98,0
9	Верх. Акджилга, 4, 4/2	13,93	0,05	41,39	0,15	-	0,19	0,08	0,00	23,83	1,25	19,42	100,3
10	Акджилга, I96,5	12,96	0,05	41,00	0,00	0,01	0,08	0,08	0,00	23,03	2,11	19,81	99,2
11	Акджилга, I93,6	16,22	0,66	36,81	0,56	-	-	-	0,00	19,78	6,89	19,73	100,6
	<u>Семсейит</u>												
12	Акджилга, 5	0,05	0,01	51,54	0,00	0,07	0,11	0,08	0,00	26,35	1,35	19,09	98,7
13	"-	0,29	0,00	51,43	0,12	0,02	0,05	0,04	0,00	24,36	3,09	18,68	98,1
	<u>Козалит</u>												
14	Акджилга, 5	0,46	1,27	39,40	0,00	0,13	0,06	0,00	0,00	0,50	42,09	16,53	100,5
15	"-	0,43	1,93	37,02	0,01	0,10	0,00	0,00	0,00	4,92	37,53	17,06	99,00
16	Верх. Акджилга, I/6	0,95	3,05	35,99	0,60	0,06	0,00	0,00	0,00	7,14	33,65	17,38	98,8

кристаллы его размером первые десятые миллиметра найдены в халцедоновидном кварце. При замещении козалита галенитом сбрасывается висмут в самородном виде и образует мелкую вкрапленность в галените вокруг полуразложившегося козалита. Состав минерала приведен в табл.3. Козалит отличается довольно высокими содержаниями Ag (I,3-3 %) и Sb (до 7 %). Расчетные формулы козалита: с минимальными содержаниями примесей - $(Pb_{1,87}Ag_{0,12})_1,99$
 $(Bi_{1,96}Sb_{0,04})_2,00S_{5,01}$, с максимальными - $(Pb_{1,58}Ag_{0,25}Cu_{0,4}Fe_{0,10})_2,07(Bi_{1,46}Sb_{0,54})_2,00S_{4,95}$.

Серебро-свинцовые сульфосоли

Они относятся к редким минералам и представлены в рудах Sb-густавитом, Bi-андоритом, диафоритом, фizesелиитом, викингитом.

Sb-густавит - $AgPb(Bi, Sb)_3S_6$ - встречается чаще других серебро-свинцовых сульфосолей. Распространен в рудах широко, но в очень малых количествах. Обнаружен на месторождении Акджилга, рудопроявлениях Верхнеакджалгинском, Элгисайском, Перевальном, Придорожном. Выделяется 4 генерации минерала. Первая связана во времени с кристаллизацией тетраэдрита-I. Она представлена мелкими кристаллами без признаков коррозии, сидящими в тетраэдрите-I. Густавит второй генерации с андоритом образует вкрапленность в центральных частях кварц-арсенопиритовых прожилков и корродируется тетраэдритом-2. Густавит-3 редко встречается в халцедоновидном кварце, цементирующем обломки сидерита, в виде агрегата гребенчатых полисинтетических двойников в ассоциации с галенитом, фрейбергитом, халькопиритом, бурнонитом. Густавит четвертой генерации формирует самостоятельные микропрожилки (Перевальное) или вместе с Sb-висмутином, арамайонитом, Sb-матильдитом и бенжаминитом. Эти микропрожилки не выходят за пределы зерен фрейбергита, которые они секут.

Содержание Sb в минерале меняется от 2,5 до 12 %, соответственно содержание Bi колеблется от 50,7 до 37 % (табл.4). По нашим данным, это вторая находка густавита с таким высоким содержанием Sb. Впервые он был обнаружен в Якутии на олововольфрамовом месторождении Аляскитовое /6/. Там содержание Sb в минерале достигало 17,8 %. Расчетные формулы густавита: с мак-

№ п/п	Минерал, месторождение, образец	Содержание элементов, мас. %										Сумма	
		Cu	Ag	Pb	Fe	Zn	Cd	Hg	Sn	Bi	Sb		S
<u>Диафорит</u>													
1	Верх. Акджилга, I/6	0,06	22,27	30,41	0,00	0,00	0,25	0,08	0,14	0,14	26,73	18,86	98,9
<u>Физелиит</u>													
2	Верх. Акджилга, I/6	0,03	7,19	38,45	0,01	0,03	-	-	-	0,27	32,17	20,43	98,6
<u>Андорит</u>													
3	Акджилга, скв.3	0,11	11,94	21,54	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,97	41,49	21,90	98,0
4	"-	0,12	11,82	21,47	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,22	41,46	21,96	98,1
5	"-	0,13	11,70	21,39	0,0	0,0	0,0	0,01	0,0	1,47	41,42	22,01	98,1
<u>Bi-андорит</u>													
6	Верх. Акджилга, I/II	0,55	10,34	21,98	0,0	0,0	0,71	0,0	0,19	24,87	22,24	19,62	100,5
<u>Sb-густавит</u>													
7	Акджилга, 282,6	1,61	8,38	19,28	0,04	0,15	-	-	0,0	37,20	11,97	18,48	97,3
8	"-	0,84	9,28	20,61	0,01	-	-	-	0,0	40,51	10,96	18,37	100,6
9	Верх. Акджилга	0,29	9,28	20,42	0,0	0,05	0,76	0,0	0,09	40,79	9,92	18,07	99,7
10	Перевальный	1,92	7,95	20,35	0,55	0,27	0,09	0,19	0,0	41,68	8,65	18,22	99,9
11	Акджилга, шт.282,6	0,64	9,20	18,49	0,0	0,0	-	-	0,02	43,13	8,04	18,67	98,2
12	Акджилга, 189,4	1,03	9,61	17,28	0,24	0,0	-	-	0,05	44,59	8,65	18,47	100,0
13	Элгисай	0,51	9,03	20,01	0,03	0,0	-	-	-	44,80	6,49	17,39	98,3
<u>Sb-густавит</u>													
14	Акджилга, ПЗ/1	0,06	8,62	21,58	0,50	0,0	-	-	-	44,67	5,30	17,89	100,6
15	Акджилга	0,02	8,38	21,15	0,56	0,0	-	-	0,0	49,25	3,39	17,67	100,4
16	Акджилга, ПЗ/1	0,11	8,25	21,65	0,69	0,0	-	-	0,0	49,66	2,97	17,41	100,7
17	Придорожный, I/65A	0,12	8,30	21,25	0,0	0,0	-	-	0,0	50,41	2,61	17,48	100,2
18	Акджилга, ПЗ/1	0,04	0,32	20,49	0,81	0,0	-	-	-	50,71	2,59	17,60	100,6
<u>Викингит</u>													
19	Перевальный, 2/II2	2,66	8,81	22,54	0,02	2,91	0,12	0,01	0,0	41,24	4,87	17,32	100,5

симальным содержанием $Sb - (Cu_{0,26}Ag_{0,82})_{1,08}Pb_{0,97}(Bi_{1,86}Sb_{1,03})_{2,89}S_{6,03}$, с минимальным $-(Fe_{0,15}Ag_{0,85})_{1,00}Pb_{1,00}(Bi_{2,64}Sb_{0,22})_{2,86}S_{6,05}$.

Андорит $-AgPbSb_3S_6$ - обнаружен на месторождении Акджилга и рудопроявлении Верхнеакджилгинском. В аншлифе встречается в виде агрегатов со сложным двойниковым строением. Андорит обрывает тетраэдритом-2, их совместный агрегат пересекается тонким кварцевым прожилком с фрейбергитом и халькопиритом. В андорите присутствует Bi (I-I,5 %) (табл.5). Расчетная формула минерала $(Ag_{0,98}Cu_{0,02})_{1,00}Pb_{0,92}(Sb_{3,00}Bi_{0,04})_{3,04}S_{6,03}$.

Кроме того обнаружен Bi -андорит, содержащий 24,87 % Bi (см. табл.4, ан.6) с эмпирической формулой $(Ag_{0,93}Cu_{0,09}Cd_{0,06})_{1,08}Pb_{1,03}(Sb_{1,78}Bi_{1,16})_{2,94}S_{5,95}$.

Полученные данные по составу Sb -густавита и Bi -андорита дополняют имеющиеся в литературе сведения об изоморфизме между андоритом и густавитом /6/. Если в дальнейшем удастся получить рентгеноструктурные характеристики минералов, химический состав которых отражен фигуративными точками на рис.2 и 3, это позволит говорить об ограниченной или полной смесимости в этом ряду.

Викингит $-Ag_5Pb_8Bi_{13}S_{30}$ - встречается на рудопроявлении Перевальном достаточно часто, но крупных скоплений не образует. Наблюдается в виде удлинённых кристаллов размером в доли миллиметра среди сфалерита и галенита. Примеси в составе минерала составляют, в %: $Cu - 2,6$; $Sb - 4,9$; $Zn - 2,9$ (среднее по 3 анализам). Содержание Ag 8,8 %. Эмпирическая формула викингита

$Ag_{4,51}(Pb_{5,99}Zn_{2,47}Cu_{2,31})_{10,77}(Bi_{10,83}Sb_{2,20})_{13,03}S_{29,68}$.
Диафорит $-Ag_3Pb_2Sb_3S_8$ и Физелиит $-Ag_2Pb_2Sb_8S_{18}$ образуют призматические кристаллы и зернистые агрегаты. В сростаниях с бурнонитом определены в рудах Верхнеакджилгинского проявления. Минералы находятся в кварцевых прожилках, секущих сидерит и тетраэдрит-теннантит. Эмпирические формулы минералов близки к стехиометрическим: $(Ag_{2,83}Cd_{0,03})_{2,86}Pb_{2,02}Sb_{3,03}S_{8,09}$ - для диафорита и $Ag_{5,11}Pb_{14,18}Sb_{20,13}S_{48,58}$ - для физелиита. В качестве примеси присутствует Bi в незначительных количествах 0,05-0,3 % (см. табл.4).

Таблица 5

Результаты рентгеноспектрального микроанализа сульфосолей серебра

Минерал, месторождение, образец	Содержание элементов, мас.%												Сумма
	Cu	Ag	Pb	Fe	Zn	Cd	Hg	Sn	As	Sb	Bi	S	
<u>Пираргирит</u>													
Перевальный, 2/II2	1,07	55,86	0,08	0,07	0,04	0,45	0,07	0,16	0,0	22,85	0,03	18,02	98,7
<u>Миаргирит</u>													
Карасай, 2/4	1,09	34,83	0,12	0,60	0,00	-	-	0,20	0,0	40,87	0,00	21,48	99,2
<u>Арамайцит</u>													
Акджилга, I89,4	0,95	31,04	0,15	0,21	0,07	0,26	0,01	0,11	0,0	26,99	17,97	20,49	98,3
"-	0,82	29,23	0,10	0,33	0,03	0,25	0,00	0,08	0,0	21,76	26,33	19,82	98,7
<u>Sb-матильдит</u>													
Акджилга, I89,4	1,31	26,11	0,11	0,54	0,12	0,20	0,03	0,03	0,0	6,80	46,36	18,11	99,7
<u>Бенжаминит</u>													
Акджилга, I89,4	1,17	15,47	0,78	0,69	0,04	0,16	0,00	0,00	0,0	2,59	62,30	18,57	101,8
<u>Бенжаминит</u>													
Элгисай	1,37	13,54	1,48	0,35	0,07	-	-	-	0,0	2,47	62,00	18,18	99,4

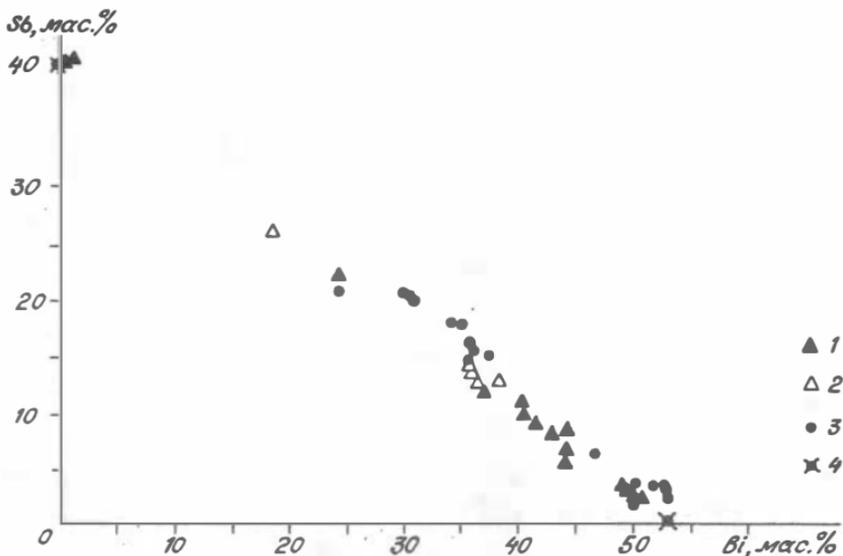


Рис.2. Содержание Sb и Bi в андорите и густавите: 1,2 - данные авторов: 1 - район м-ния Акджилга (Памир), 2 - район м-ния Кумштак (Киргизия); 3 -sb-густавит и Bi-андорит /6/; 4 - теоретический состав андорита и густавита.

Серебряные сульфосоли

К серебряным сульфосолям относятся миаргирит, бенжаминит, пираргирит, sb-матильдит, арамайнит.

Бенжаминит $-Ag_3Bi_7S_{12}$ - на Элгисайском рудопоявлении наблюдаются структуры распада твердого раствора бенжаминита и тетраэдрита-2. Кроме того, на месторождении Акджилга бенжаминит входит в состав поздних микропрожилков во фрейбергите. Элементы-примеси в минерале составляют в среднем 1,6 % Cu, 1,5 % Pb, 2,5 % Sb, 0,3 % Fe (см. табл.5).

Арамайнит $-Ag(Sb,Bi)S_2$ и Sb-матильдит $-AgBiS_2$ - отлагаются в микропрожилках, секущих фрейбергит. Расчетные формулы минералов: $Ag_{0,97}(Bi_{0,82}Sb_{0,20})_{1,02}S_{2,08}$ - для матильдита; $Ag_{0,97}(Sb_{0,71}Bi_{0,28})_{0,99}S_{2,04}$ и $Ag_{0,94}(Sb_{0,59}Bi_{0,42})_{1,01}S_{2,05}$ - для арамайнита.

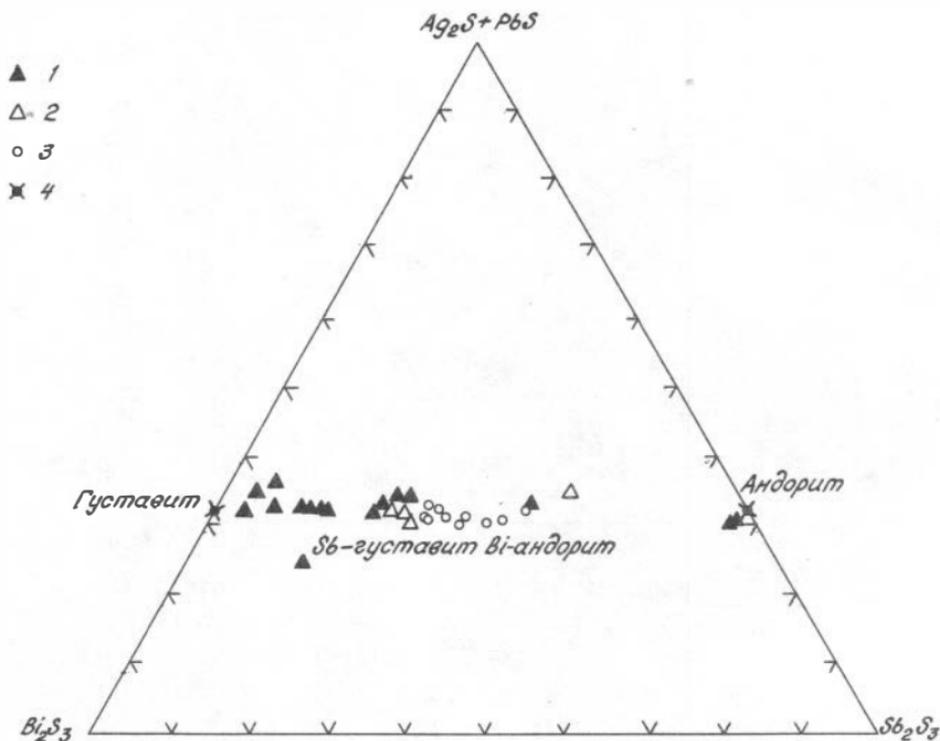


Рис.3. Диаграмма состава минералов ряда андорит-густавит: 1, 2 - данные авторов: 1 - район м-ния Акджилга, 2 - район м-ния Кумыштаг (Киргизия); 3 - данные Н.Н.Мозговой и соавторов /6/; 4 - теоретический состав андорита и густавита.

Для висмутовых сульфосолей серебра характерны эффекты светотравления, проявляются они под пучком света (объектив $\times 21$) в виде красных точек вдоль микротрещинок в минералах. Через 3-5 мин точки становятся черными. Если убрать свет и подержать шлиф в темноте, точки исчезают. Физический смысл явления пока не ясен. По аналогии с эффектом травления фрейбергита можно сказать, что таким же образом растут "вискеры" /1/, но не самородного серебра. Красный цвет точек - это, возможно, цвет висмутовых сульфосолей серебра в проходящем свете. Когда "вискеры" только начинают расти, это тонкие пленки на полированной поверхности мине-

рала, они и выглядят красными. Когда эти образования вырастают настолько, что становятся непрозрачными, они выглядят черными точками. Вообще это явление характерно для сульфосолей с высоким содержанием Ag как висмутовых, так и сурьмяных.

Миаргирит- Ag_3SbS_2 - и пираргирит- Ag_3SbS_3 - сурьмяные сульфосоли серебра встречаются в ассоциации с фрейбергитом. Миаргирит образует мельчайшую редкую вкрапленность во фрейбергите на Карасайском рудопроявлении. Пираргирит распространен на Перевальном проявлении, где образует микропрожилки в галените, вкрапленность и сростания с фрейбергитом. Составы минералов близки к стехиометрическим (см. табл.5).

С у л ь ф и д ы

Это самые распространенные минералы после блеклых руд. К ним относятся висмутин, хоробетсуит, антимонит, халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит и станнин.

Минералы изоморфного ряда висмутин-антимонит.

Висмутин - Bi_2S_3 - в том или ином количестве присутствует на всех объектах, кроме Перевального рудопроявления и участка Конный сай. Выделяется четыре генерации минерала. Многочисленные, беспорядочно ориентированные игольчатые кристаллы висмутина-I отмечаются в крупнокристаллическом сидерите и флюорите. Иногда они образуют сростания с пиритом, причем висмутин в этом случае занимает интерстициальное положение и образует радиально-лучистые структуры вокруг кристаллов пирита. Иногда в таких структурах присутствуют минералы ряда висмутин-айкинит: пекоит, гладит и крупкаит в виде отдельных кристаллов, иногда в сростаниях с висмутином. Расчетные формулы их близки к стехиометрическим: пекоит - $(\text{Cu}_{1,09}\text{Fe}_{0,16})_{1,25}\text{Pb}_{1,04}(\text{Bi}_{10,52}\text{Sb}_{0,28})_{10,98}\text{S}_{17,90}$; гладит - $(\text{Cu}_{0,82}\text{Fe}_{0,07})_{0,89}\text{Pb}_{0,75}(\text{Bi}_{5,20}\text{Sb}_{0,03})_{5,23}\text{S}_{9,12}$; крупкаит - $\text{Cu}_{0,92}\text{Pb}_{0,99}(\text{Bi}_{2,95}\text{Sb}_{0,05})_{3,00}\text{S}_{6,08}$. Висмутин второй генерации образует кристаллы в зальбандах кварц-флюорит-сидеритовых прожилков (Акджилга, Верхняя Акджилга), на него нарастает халькостибит и (с замещением) тетраэдрит-I. Третья генерация минерала связана с формированием кварц-арсенопиритовых прожилков. Висмутин нарастает на арсенопирит; на него, в свою очередь,

Результаты рентгеноспектрального микроанализа ряда висмутин-айкинит
и висмутин-антимонит

№ п/п	Минерал, месторождение, образец	Содержание элементов, мас.%							Сумма	Примечание
		Fe	Cu	S	Pb	Bi	Sb	Ag		
<u>Висмутин</u>										
1	Верх. Акджилга, I/II	0,0	0,17	19,17	0,64	79,07	0,96	0,0	100,0	
2	Акджилга, I/32	0,10	2,16	18,94	0,69	78,49	0,97	0,0	101,3	
3	Акджилга, I/II	0,21	0,53	18,96	0,46	78,60	1,69	0,05	100,5	
4	Придорожный, I/65	0,0	1,70	18,70	4,82	73,63	0,29	0,0	99,2	
5	Акджилга, шт. I, 185 м	0,0	0,60	18,86	1,69	79,18	0,23	0,05	100,6	
<u>Sb-висмутин</u>										
6	Рудный сай, I/94	0,0	0,36	20,26	1,32	70,10	8,09	0,0	100,1	
7	Акджилга, шт. I, 343 м	0,0	0,09	19,37	0,22	72,47	6,01	0,0	98,7	
8	Акджилга, шт. 2, 53 м	0,0	0,14	19,83	0,08	69,25	9,16	0,0	98,5	0,09Hg
9	Придорожный, I/65A	0,15	1,78	20,21	1,44	66,35	9,40	0,10	99,4	0,12Zn
10	Эгисай, 2/82	0,0	0,0	20,88	0,34	66,27	12,54	0,0	100,0	
11	Верх. Акджилга, скв. 4/6	1,42	2,96	20,53	2,90	59,56	13,44	0,01	100,8	0,11Zn
12	Верх. Акджилга, I/II	0,0	0,35	20,42	1,36	59,36	16,31	0,47	98,3	0,54Cd
13	Акджилга, штр. I, 283 м	0,03	0,43	21,59	0,62	55,57	21,50	0,08	99,8	
14	Акджилга, штр. I, 282,6 м	0,05	1,24	22,24	0,60	51,07	24,42	0,13	99,8	
15	Акджилга, шт. 2, 53 м	0,0	0,14	22,53	0,08	46,95	28,57	0,0	98,3	
<u>Хоробетсуит</u>										
16	Акджилга, I615-I	0,07	0,63	22,18	0,41	43,72	29,85	1,19	98,1	
17	штр. I, 282,6 м	0,10	1,98	22,70	0,71	39,71	31,86	0,44	97,5	
18	"-	0,02	0,82	23,78	0,83	34,35	38,16	0,17	98,1	
<u>Антимонит</u>										
19	П-2	0,07	0,0	28,04	0,0	0,0	70,85	0,0	99,0	
20	П-2	0,08	0,62	28,18	0,07	0,16	71,24	0,0	100,4	
21	П-2	0,31	0,85	28,29	0,36	0,29	71,35	0,0	101,1	
<u>Пекоит</u>										
22	Акджилга, П-I	0,27	2,25	18,25	6,85	70,05	1,08	0,02	98,8	
<u>Гладит</u>										
23	Акджилга, П-I	0,08	2,74	18,22	9,60	67,62	1,15	0,04	99,5	
24	Придорожный, I/65	0,23	3,19	18,01	9,44	67,50	0,22	0,0	98,6	
<u>Крупнаит</u>										
25	Придорожный, I/65	0,0	5,39	17,96	18,80	56,75	0,56	0,0	99,5	

нарастают тетраэдрит-2 и халькопирит. Четвертая генерация представлена висмутином в ассоциации с серебряными сульфосолями, которые выполняют микротрещины во фрейбергите.

Обычно висмутин содержит много примесей: Sb 0,23-28,6 %; Cu 0-3,2 %; Pb 0,2-4,9 % (табл.6). С увеличением содержания

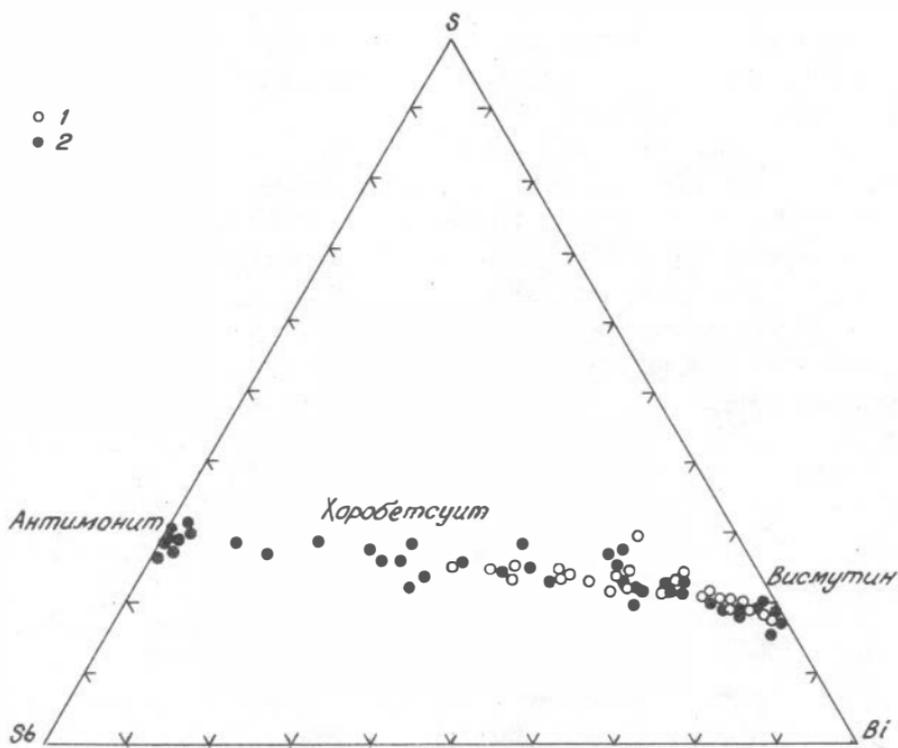


Рис.4. Диаграмма состава минералов ряда висмутин-антимонит: 1 - район м-ния Акджилга; 2 - минералы ряда висмутин-антимонит из серебро-сурьмяных руд СЗ Монголии и ЮВ Алтая.

сурьмы в минерале висмутин постепенно переходит в хоробетсуит (рис.4). Характерного изменения содержаний элементов-примесей в зависимости от генерации минерала не установлено. Следует отметить, что общее количество висмутина от первой генерации до четвертой уменьшается. Все генерации проявлены лишь на месторождении Акджилга.

Хоробетсуит-(Bi,Sb)₂S₃ - и антимонит Sb₂S₃ - определены в рудах месторождения Акджилга и Верхнеакджилгинского проявления. Они наблюдаются в аншлифах в виде включений в тетраэдрите-I вместе с кристаллами кварца (гексагоны в срезах). Тетраэдритовый прожилок пересекает кристалл халькостибита с включениями хоро-

бетсуита, и последний оказывается сцементированным тетраэдритом. Антимонит образует радиально-лучистые агрегаты в кварцевых прожилках ("ежики", сидящие на кварцевой подложке), на которые нарастают сидерит либо кубические кристаллы флюорита. Составы минералов приведены в табл.6.

Халькопирит - CuFeS_2 - второй по распространенности минерал после блеклых руд. Выделено 5 генераций минерала. Халькопирит-1 представлен мелкой и редкой вкрапленностью в крупнокристаллическом сидерите. Халькопирит-2 образует сростания с тетраэдритом-1 в кварц-сидеритовых прожилках, "рубашки" на кристаллах тетраэдрита в контакте с сидеритом, а также имеет собственные кристаллы и двойники. Халькопирит третьей генерации нарастает на зерна станнина, сфалерита, выполняет мелкие трещины в них, образует сростания с тетраэдритом-2, но при этом занимает интерстициальное положение. Халькопирит-4 ассоциирует с фрейбергитом, образует сростания с галенитом и Ag-Pb сульфосолями. Халькопирит-5 формирует секущие прожилки в сульфидах и сульфосолях, замещает фрейбергит.

Арсенопирит - FeAsS - распространенный минерал, но крупных скоплений не образует. Наиболее широко развит в рудах месторождения Акджилга, рудопроявлений Верхняя Акджилга, Придорожное, Левобережное. Представлен двумя генерациями. Прожилки шестоватого кварца с кристаллами арсенопирита первой генерации до 0,5 см длиной пересекают сидеритовые жилы. В этих прожилках на арсенопирит нарастает висмутин, кристаллы арсенопирита обрастают тетраэдритом-2 и халькопиритом. Арсенопирит второй генерации ассоциирует с прожилками мелкозернистого кварца, который с множеством очень мелких кристаллов арсенопирита-2 выглядит черным. Арсенопирит исследован на микрозонде, и в его составе установлены характерные примеси: Sb до 0,4 %, Bi до 1 %, Cu до 1,5 %.

Пирит - FeS_2 - по сравнению с арсенопиритом присутствует в рудах в несколько меньших количествах. Можно выделить три его генерации. Пирит-1 встречается в безрудных кварц-флюорит-сидеритовых жилах в виде вкрапленности в сидерите почти на всех объектах. Висмутин образует радиально-лучистую структуру вокруг его (пирита) кристаллов. Мелкозернистый агрегат пирита-2 нарастал на сфалерит-1 и формировался, видимо, близкоодновременно с тетраэдритом-1. По составу он сильно отличается от обычного пирита:

Сu до 4 %, Sb около 1,5 %, Zn — 1-5 %, Ag до 1 %. Установлена обратная корреляция Fe и Zn. По оптическим свойствам и внешнему виду он также выглядит необычно, иногда заметно анизотропен. Пирит-3 ассоциирует с кварц-арсенопиритовыми прожилками. Его кристаллы приурочены к зальбандам, на них нарастает арсенопирит.

Галенит -PbS — отмечается на месторождении Акджилга, рудопроявлениях Верхнеакджилгинском, Карасайском, Перевальном, Левобережном (участок Переправа). Кристаллы, их сростки и зернистые агрегаты галенита ассоциируют с халцедоновидным кварцем, а на Перевальном — с баритом. Галенит замещает козалин с выделением самородного Bi, нарастает на кристаллы семсейта, образует сростания со сфалеритом и содержит включения его кристаллов. Бурнонит, диафорит, фрейбергит нарастают на галенит и замещают его; кроме того, фрейбергит выполняет в нем микропрожилки. Иногда Sb — густавит отмечается в ассоциации с галенитом в кварце, но сростаний с ним не образует. Галенит пересекается микропрожилками пираргирита и прожилками позднего халькопирита. Примеси в галените достигают, в %: Bi до 5,3, Ag до 2,3, Sb до 0,4, Cu до 0,5 (табл.7).

Сфалерит -ZnS — наиболее распространен на рудопроявлении Перевальном, меньше на Карасайском и Верхнеакджилгинском. Выделяется три генерации сфалерита. Сфалерит-I обычно красного цвета, обнаружен пока только на Акджилге и Левобережном (участок Рудный). Наблюдается в виде вкрапленности в сидерите, в сростаниях с кварцем в сидеритовых прожилках. На него нарастают мелкие зерна пирита, он частично корродируется тетраэдритом-I, халькопиритом, пересекается прожилками халькопирита. Сфалерит-I содержит в качестве примесей, в %: Fe ~ 3, Cd ~ 1,7, Ag ~ 0,5, 0, n Pb, Bi, Cu, Sb (см. табл.7). Сфалерит второй генерации бывает зеленоватого цвета или красного. Мелкие его кристаллы и их сростки формировались близкосоизовременно с тетраэдритом-2 в кварцевых жилах. Сфалерит-3 темно-красный в свежем срезе (Акджилга), со временем темнеет, становится коричневым; для Перевального рудопроявления характерен темно-коричневый цвет. Сфалерит образует зернистые агрегаты в халцедоновидном кварце (Акджилга) или в барите (Перевальное) в сростаниях с галенитом, фрейбергитом, халькопиритом. В этой ассоциации сфалерит является более ранним минералом. Он нарастает на кристаллы викингита (Перевальное), на Акджилге крис-

Результаты рентгеноспектрального микроанализа сфалерита и галенита

№ п/п	Минерал, месторождение, образец	Содержание элементов, мас. %											Сумма
		Cu	Ag	Pb	Fe	Zn	Cd	Hg	Sn	Sb	Bi	S	
	<u>Сфалерит</u>												
1	Перевальный, 2/II6а	0,16	0,01	0,16	0,49	65,08	0,41	0,03	0,01	0,0	0,05	32,92	99,3
2	Перевальный, 2/II2	0,21	0,00	0,13	0,24	66,67	0,35	0,09	0,01	0,0	0,04	33,55	101,3
3	Перевальный, 2/II2	0,54	0,00	0,13	0,17	65,04	-	-	-	0,0	0,26	33,45	99,6
4	Акджилга, 2-178	0,19	0,44	0,14	3,00	60,77	1,68	0,00	0,11	0,31	0,14	33,33	100,1
5	Акджилга, 2/54	0,06	0,00	0,10	0,06	66,84	-	-	-	0,0	0,10	32,79	99,9
	<u>Галенит</u>												
6	Акджилга, 2/49	0,23	0,04	84,61	-	0,00	-	-	-	0,10	0,31	13,23	98,5
7	Перевальный, 2/100	0,52	0,07	84,88	-	0,13	0,03	0,00	0,00	0,28	0,00	13,63	99,5
8	Верх. Акджилга, 1/6	0,07	0,19	86,49	-	0,03	0,05	0,07	0,00	0,02	0,62	13,80	101,3
9	Перевальный, 2/II2	0,00	0,45	85,62	-	0,00	-	-	-	0,37	0,26	13,54	100,2
10	Акджилга, № 5	0,05	0,52	83,00	-	0,05	0,06	0,03	0,00	0,00	1,46	13,46	98,6
11	Акджилга, 196,5 м	0,39	0,55	83,67	-	0,03	0,05	0,08	0,00	0,00	1,43	13,44	99,6
12	Верх. Акджилга, скв.3	0,19	0,60	83,41	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,82	13,35	99,4
13	Акджилга, № 5	0,06	0,64	80,11	-	0,02	0,07	0,04	0,00	0,00	5,33	13,78	100,1
14	Перевальный, 2/II2	0,08	0,68	84,19	-	0,07	0,06	0,08	0,00	0,25	1,05	13,63	100,1
15	Акджилга, П/1	0,00	0,73	85,54	-	0,00	-	-	-	0,00	1,71	13,78	101,7
16	Перевальный, 2/II6а	0,21	2,26	79,31	-	0,04	0,08	0,05	0,00	0,00	5,05	13,97	100,9

таллизовался близкосовершенно с семсейитом, поскольку оба обрастают галенитом. Сфалерит третьей генерации характеризуется меньшим количеством примесей.

Станнин $\text{-Cu}_2\text{FeSnS}_4$ - встречается редко, обнаружен на месторождении Акджилга и рудопоявлении Верхнеакджилгинском. Можно выделить две его генерации. Первая связана с тетраэдритом-2, а вторая - с фрейбергитом. Положение станнина в этих ассоциациях одинаковое. Его кристаллы образуют сростания с тетраэдритом-2 и халькопиритом в одном случае, и с фрейбергитом и халькопиритом - в другом. В таких сростаниях тетраэдрит и фрейбергит содержат повышенные концентрации олова, а в составе станнина имеются примеси, в %: Ag до 1,7, Sb до 1,6, Bi до 0,2, Zn до 4,9 (табл.8). Наблюдается обратная корреляция содержаний Fe и Zn.

Таблица 8

Результаты рентгеноспектрального микроанализа станнина

Образец	Содержание элементов, мас. %										Сумма
	Fe	Cu	Zn	S	Pb	Bi	Ag	Sb	Sn	Te	
Верх. Акджилга	8,71	29,08	4,40	30,20	0,14	0,00	0,26	0,04	26,09	0,27	99,2
"-	11,73	29,09	1,47	29,88	0,03	0,03	0,48	0,29	26,26	0,23	99,5
"-	11,72	28,99	1,21	30,17	0,12	0,05	0,98	0,73	25,44	0,25	99,7
"-	8,50	30,37	4,91	30,75	0,19	0,21	0,44	0,35	24,28	-	100,0
"-	11,54	30,13	1,31	30,44	0,18	0,07	0,31	0,12	25,90	-	100,0
"-	9,74	29,76	3,13	30,19	0,05	0,08	1,70	1,56	23,79	-	100,0
I/II	12,66	29,71	0,78	30,79	0,13	0,00	0,04	0,14	26,67	-	100,9
I/6	12,58	28,95	0,88	29,69	0,19	0,08	0,48	0,34	25,69	-	98,9

Нерудные минералы

Сидерит -FeCO_3 - преобладает среди нерудных минералов. Устанавливается три генерации сидерита, количество которого от первой генерации к третьей существенно уменьшается. Крупнокристаллическим сидеритом-1 сложены рудные и безрудные жилы. Безрудные жилы распространены повсеместно, выполнены сидеритом-1 в ассоциации с флюоритом, кварцем, висутином, редким халькопиритом, иногда баритом. Сидерит-2 более мелкозернистый, вместе с тетраэдритом-1, халькопиритом, сфалеритом и сь-висутином выполняет пустоты в сидерите-1 (в центральных частях жил) либо формирует

самостоятельные кварц-сидеритовые жилы во вмещающих породах. Максимально проявлен на месторождении Акджилга. Сидерит третьей генерации – редкий минерал, лишь иногда и в незначительных количествах встречается в кварц-арсенопиритовых прожилках в ассоциации с тетраэдритом-2.

Флюорит – CaF_2 – распространенный минерал Ag -сульфосольных жил. Можно выделить три его генерации. Флюорит-I насыщенного яблочно-зеленого цвета в наибольших количествах устанавливается на рудопроявлениях Элгисайском, Левобережном (в центральной части и на участке сай Конный). Он часто содержит в виде включений кристаллы висмутита и обрастает сидеритом-I. Если флюорит при кристаллизации захватывает обломок вмещающих гранитов, то вокруг обломка образуется кайма фиолетового флюорита, а затем все это обрастает зеленым флюоритом. Флюорит-2 бутылочного бледно-зеленого цвета до бесцветного. Он встречается в прожилках сидерита-2 (последнего может быть больше или меньше), иногда образует кубические кристаллы в полостях жил, обрастающие висмутин, антимонит, тетраэдрит-I. На месторождении Акджилга флюорит-2 бывает фиолетового цвета, он также образует кристаллы в полостях сидеритовых прожилков. Флюорит третьей генерации наблюдается в виде редкой мелкой вкрапленности в кварц-арсенопиритовых прожилках в ассоциации с тетраэдритом-2, сфалеритом и в виде более крупных почти бесцветных кристаллов в пустотах.

Кварц – SiO_2 – распространен повсеместно, но содержание его не превышает 5-10 % от общей минеральной массы жил. Выделено 6 генераций кварца. Кварц-I нарастает на зальбанды сидеритовых жил (сидерит-I), подчеркивая их кристификационное строение. Кристаллы кварца-I обрастают сидеритом-I, иногда баритом (Перевальное рудопоявление). Кварц второй генерации отлагается в зальбандах прожилков сидерита-2 (количество которого может сильно варьировать); на него нарастают Sb-висмутин, сфалерит и тетраэдрит-I. Кварц-3 ассоциирует с арсенопиритом и тетраэдритом-2. Шестоватый кварц образует гребенчатую структуру с призматическими кристаллами арсенопирита в зальбандах прожилков. Центральные их части сложены сахаровидным кварцем со станнином, сфалеритом, тетраэдритом-2, густавитом-андоритом, халькопиритом. Эти прожилки пересекаются и брекчируются тонкозернистым кварцем-4 с густой вкрапленностью мелких кристаллов арсенопирита. Из-за обилия арсенопи-

рита и мелкодробленного агрегата более ранних сульфосолей и сульфидов он кажется черным. Кварц пятой генерации формирует прожилки с галенитом, сфалеритом, фрейбергитом, серебряными и свинцовыми сульфосолями. Аналогичным образом зальбанды оторочены тонкой каймой шестоватого кварца, а затем мелкозернистый кварц с диккитом (и иногда с монтмориллонитом) выполняют основную часть прожилка, в котором вкраплены рудные минералы. Тонкозернистый кварц-5 в сростаниях с диккитом выглядит халцедоновидным. Шестая генерация минерала представлена очень слабо. Он входит в состав микропрожилков, секущих рудные образования, вместе с халькопиритом, висмутином, густавитом, арамайцитом, Sb-матильдитом и бенжаминитом.

Барит —BaSO₄ — в максимальном количестве присутствует на Перевальном рудопроявлении, меньше его на месторождении Акджилга, в рудопроявлениях северной части Акджилгинского рудного поля отмечался редко. Крупные (до 2 см длиной) пластинчатые кристаллы барита первой генерации нарастают на кварц-I и цементируются флюоритом-I и сидеритом-I. Барит второй генерации в виде вкрапленности мелких пластинчатых кристаллов присутствует в кварце-5 (с диккитом).

Fe-кальцит — встречается спорадически, отмечается на рудопроявлениях Карасайском, Теплоключенском, Перевальном, в незначительном количестве на месторождении Акджилга. Он выполняет пустоты в сидеритовых жилах, пересекает сидерит-I в тонких прожилках.

Минеральные парагенезисы и стадийность процесса рудообразования

Процесс отложения минералов серебро-сурьмяных руд происходил в три стадии. В течение трех стадий выделяется шесть периодов минералообразования, каждому из которых соответствует свой минеральный парагенезис (рис.5). Критериями для выделения парагенезисов служат: близкоодновременное образование групп минералов и сонахождение их в одних прожилках, реакционные взаимоотношения с предыдущими или последующими парагенезисами, а также взаимоотношения пересечения.

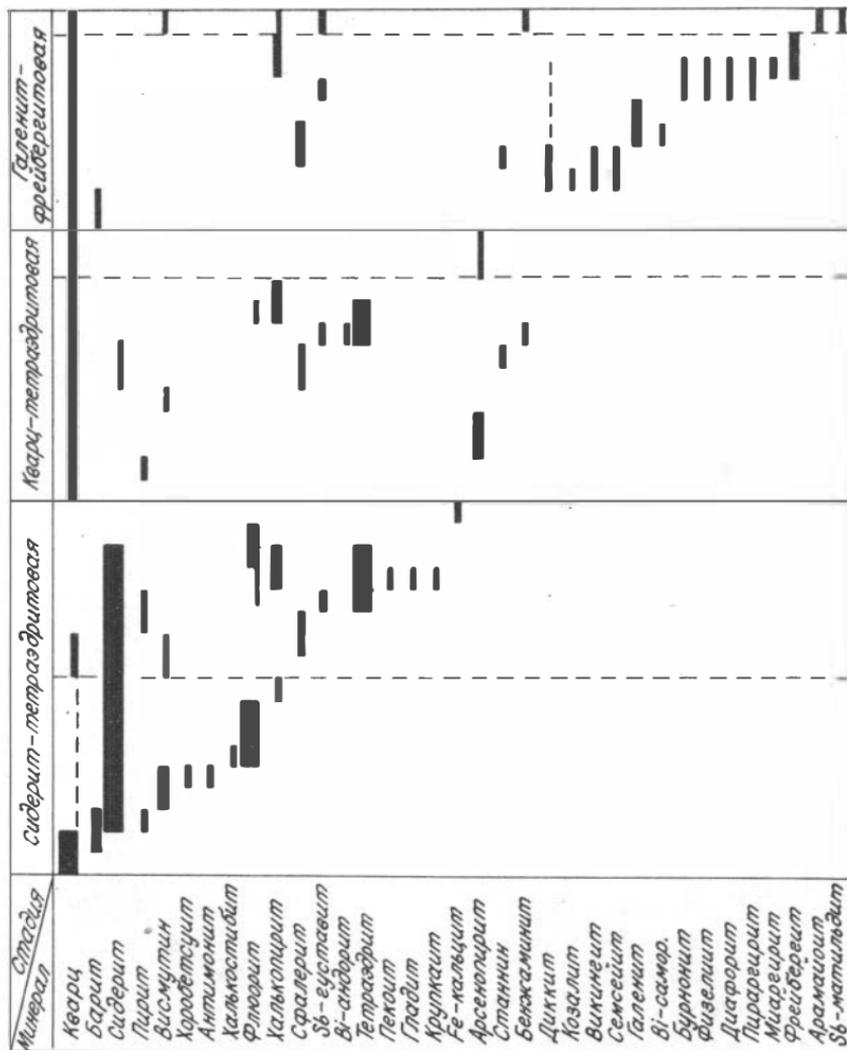


Рис. 5. Схема последовательности минералообразования серебро-сурьмяных руд.

1. К самому раннему парагенезису, слагающему основной объем сидеритовых жил, относятся: кварц, сидерит, флюорит (главные), а также висмутин, антимонит, хороветсуит, халькостибит, пирит, халькопирит, барит (второстепенные и редкие). Жилы имеют крустификационное строение. Кварц-1 отлагается в зальбандах в виде призматических кристаллов, ориентированных от зальбандов к центру. Иногда на кварц нарастают пластинчатые кристаллы барита, как это имеет место на рудопроявлении Перевальном, изредка на месторождении Акджилга. На кристаллы кварца и барита нарастает сидерит-1. Одновременно с ним кристаллизуется незначительное количество пирита. Мелкие его кристаллы часто служат центрами кристаллизации для висмутина, игльчатые кристаллы которого нарастают на пирит либо на кварц. Одновременно с висмутином кристаллизуются хороветсуит и антимонит. Минералы ряда висмутин-антимонит образуют радиально-лучистые агрегаты, также ориентированные от зальбандов к центру. Халькостибит при кристаллизации захватывает кристаллы игльчатых минералов. Пластинчатые его кристаллы ориентированы параллельно стенкам заполняемой трещины. Мелкие кристаллы игльчатых минералов, сорванные с подложки, в виде включений захвачены сидеритом-1 и флюоритом-1. Флюорит обычно приурочен к центральным частям сидеритовых жил. Он содержит отдельные кристаллы висмутина и халькостибита. Скульптуры граней флюорита первой генерации на сидерите указывают на то, что кристаллы флюорита сформировались раньше, чем сидерит. Об этом же свидетельствуют микропрожилки сидерита во внешних частях кристаллов флюорита (по спайности последнего). В сидерите, запечатывающем все более ранние минералы, присутствует мелкая вкрапленность халькопирита. По преобладающим минералам этот парагенезис можно назвать флюорит-сидеритовым. Сложенные им жилы развиты повсеместно (табл.9, см. вклейку с. II6-II7).

2. Минералы второго парагенезиса, сидерит-тетраэдритового, либо выполняют пустоты в ранних безрудных жилах, либо образуют самостоятельные прожилки во вмещающих породах. Рудоносность сидеритовых жил определяется интенсивностью проявления в них второго парагенезиса. Кварц-2 образует мелкие кристаллы в пустотах сидеритовых жил или в зальбандах прожилков. Практически одновременно растут кристаллы Sb-висмутина второй генерации. Сфалерит нарастает на висмутин и кварц. Сам он, в свою очередь, обрастает

тетраэдритом-1 и халькопиритом-2. Мелкозернистый пирит с высокими содержаниями Zn, Cu, Sb, Ag окаймляет зерна сфалерита, на них нарастает тетраэдрит-1, который замещает халькостибит и висмутин, пересекает их микропрожилками. В нем часто обнаруживается мелкая вкрапленность кристаллов сь-густавита. Последние встречаются исключительно в тетраэдрите-1 и совершенно не затронуты коррозией. Халькопирит второй генерации формировался одновременно с тетраэдритом, о чем свидетельствуют сростания их кристаллов, и несколько позднее, выполняя интерстиции тетраэдритового агрегата. Футлярные образования халькопирита на тетраэдрите указывают на то, что он может являться реакционным минералом между тетраэдритом и сидеритом.

С наложением данного парагенезиса на более ранний связано появление минералов изоморфного ряда висмутин-айкинит. Висмутин первой генерации замещается пекоитом, гладитом, крупкаитом, причем только лишь на контакте кристаллов висмутина с более поздним халькопиритом при пересечении безрудных сидеритовых жил прожилками минералов второго парагенезиса.

В полостях сидерит-тетраэдритовых прожилков на рудные минералы нарастают кубические кристаллы флюорита-2. Завершается формирование данного парагенезиса отложением Fe-кальцита в пустотах сидеритовых жил.

Продукты сидерит-тетраэдритового парагенезиса наиболее широко развиты на месторождении Акджилга.

3. Следующий парагенезис знаменует начало новой (второй) стадии рудообразования. Ей предшествуют проявления тектонических движений и дробления пород. Минеральные агрегаты предыдущих парагенезисов оказываются раздробленными и сцементированными в основном кварцем-3, которому сопутствует новая минеральная ассоциация. Кварцевые жилы и прожилки пересекают безрудные и рудные сидеритовые жилы. Своеобразие третьего парагенезиса проявляется в нерудной составляющей, поскольку преобладающие рудные минералы в основном те же. Зальбанды жил сложены шестоватым кварцем-3, среди которого отмечаются мелкие кристаллы пирита третьей генерации, на них нарастают призматические кристаллы арсенопирита. Его наличие может служить характерным признаком данного парагенезиса и поэтому его можно назвать арсенопирит-тетраэдритовым. Несколько ближе к центральной части жил на арсенопирит нарастают мелкие

кристаллы висмутита-3, количество которого значительно меньше по сравнению с более ранними его генерациями. Тонкие каймы сидерита этого парагенезиса развиваются вокруг обломков раннего кварца и гидротермально измененных вмещающих гранитов. Флюорит наблюдается в виде мелкой вкрапленности в кварце и более крупных кубических кристаллов в пустотах. Центральные части жил выполнены сахаровидным агрегатом кварца-3 с вкрапленностью станнина-1, сфалерита-2. Тетраэдрит второй генерации нарастает на сфалерит-2 и содержит в виде включений кристаллы Sb-густавита и Bi-андорита (второй генерации). Иногда наблюдаются мирмекитоподобные тонкие сростания тетраэдрита и бенжаминита, вероятно представляющие собой структуру распада твердого раствора. Халькопирит-3 частично кристаллизовался одновременно с тетраэдритом и частично позже него. Арсенопирит-тетраэдритовый парагенезис максимально проявился на рудопроявлении Верхнеакджилгинском, месторождении Акджилга, меньше на Левобережном (участок Рудный) и еще слабее на других участках.

4. На образования арсенопирит-тетраэдритового парагенезиса накладываются кварц-арсенопиритовые прожилки нового минерального парагенезиса. Он отделен от предыдущего проявлением периода интенсивного дробления пород. Кварцем-4 с вкрапленностью арсенопирита второй генерации цементируется мелкодробленый рудный материал и более крупные фрагменты ранних образований. Парагенезис может проявиться и без арсенопирита (участок Рудный). Продукты этого парагенезиса установлены только там, где проявлена вторая стадия минерализации на месторождении Акджилга, рудопроявлениях Верхнеакджилгинском, Левобережном (участок Рудный).

5. Следующий парагенезис отвечает одноименной третьей стадии рудообразования. Представлен кварцевыми жилами (кварц-5) с диккитом, баритом-2, сфалеритом-3, галенитом, фрейбергитом, станнином-2, свинцовыми, серебряными и серебро-свинцовыми сульфосолями, халькопиритом-4. Аналогичным образом зальбанды выполнены тонкой каймой шестоватого кварца-5, на него нарастают кристаллы барита и продолжается кристаллизация кварца-5 с диккитом. В центральных частях жил первыми кристаллизовались свинцовые сульфосоли - козалиит и семсейит на месторождении Акджилга и Верхнеакджилгинском рудопроявлении, на Перевальном - викингит. Несколько позже образовались мелкие кристаллы станнина-2 и сфа-

лерита-3 в виде вкрапленности в тонкозернистом агрегате кварца и диккита. Следующим по времени образования отлагался галенит, захватывающий иногда включения сфалерита, иногда в сростаниях с ним. При замещении козалита галенитом выделялся самородный висмут. Галенит обростает и частично замещается бурнонитом на месторождении Акджилга. На Верхнеакджилгинском рудопроявлении развит комплекс серебро-свинцовых сульфосолей, представленных диафоритом и физелинитом, которые отлагались практически одновременно с бурнонитом.

Позже кристаллизовались серебряные сульфосоли: пираргирит (Верхнеакджилгинское, Перевальное) и миаргирит (Карасай). Пираргирит микропрожилками пересекает галенит, образует сростания с фрейбергитом. Миаргирит наблюдается в виде мелких зерен во фрейбергите. На месторождении Акджилга собственно серебряные сульфосоли в этой ассоциации не отмечались, но в кварце-5 и во фрейбергите присутствует Sb-густавит. Фрейбергит и еще более поздний халькопирит-4 завершают формирование этого парагенезиса. Фрейбергит замещает тетраэдрит при наложении данного парагенезиса на более ранние, что наблюдается крайне редко (Акджилга, Верхнеэлгисайское).

6. И последний минеральный парагенезис, который завершает третью стадию и собственно процесс рудоотложения. Его можно назвать просто поздним, поскольку представлен он микропрожилками, не выходящими за границы пересекаемых зерен. Возможно, имело место некоторое переотложение рудного вещества в микротрещинах минеральных агрегатов. В состав этого парагенезиса входят кварц-6, висмутин-4, Sb-матильдит, арамайит, бенжаминит, халькопирит-5 на месторождении Акджилга и кварц, Sb-густавит и халькопирит-5 на Перевальном. Халькопирит-5 замещает все медные сульфосоли, его прожилки пересекают все минеральные агрегаты, исключая, конечно, продукты данного парагенезиса.

Кроме того, можно отметить жилы и прожилки кварц-флюоритового состава ([±]барит). Они пересекают и цементируют брекчии всех предыдущих парагенезисов и являются продуктами пострудной стадии гидротермального процесса.

На основании изучения минерального состава и последовательности отложения минеральных парагенезисов серебро-сульфосольного оруденения Акджилгинского рудного поля можно сделать следующие выводы:

1. По минеральному составу и геологическим условиям образования месторождение Акджилга и рудопроявления в районе рудного поля относятся к серебро-сурьмяной рудной формации. Геохимические особенности оруденения связаны с геологическими условиями локализации руд. Проявление минерализации в литий-фтористых гранитах обусловило повышенную фтороносность руд (широкое развитие флюорита), а также появление комплекса серебро-свинцовых и серебряных сульфосолей, характерных для золото-серебряных и серебряных месторождений, связанных с вулканоплутоническими комплексами.

2. Процесс рудообразования имеет дискретный характер. Выделяется три стадии минералообразования, каждая из которых отделена периодом проявления тектонических движений и дробления пород. Масштабы проявления оруденения каждой последующей стадии уменьшаются. Не исключено, что сидерит-тетраэдритовая стадия и последующие кварц-тетраэдритовая и галенит-фрейбергитовая относятся к разным этапам оруденения.

3. Образование стадийных ассоциаций минералов обусловлено поступлением в зону рудоотложения растворов разного состава.

Среди минералов первой стадии преобладают соединения с характерным набором элементов: Fe, Cu, Sb, Bi, Ag, S, F, CO₂, [±]Ba, очень мало Pb и Zn.

Вторая стадия отличается резким уменьшением роли CO₂, F, Bi и появлением собственных минералов As и Sn. Тетраэдрит, возможно, частично переотложен, поскольку в целом более чист в отношении примесей. К тому же проявляется унаследованность в его составе в зависимости от локальных геохимических особенностей среды кристаллизации. Например, если кварцевые прожилки с тетраэдритом-2 секут сидеритовую жилу с кристаллами висмутина, то вокруг них развивается тетраэдрит с повышенными содержаниями Bi. Если тетраэдрит в процессе роста захватывают кристаллы арсенопирита, то содержания As в минерале будут высокими.

Продукты третьей стадии характеризуются прежде всего полным отсутствием (CO₃)²⁻ и фторсодержащих минералов, увеличением роли свинца и цинка. Причем, сначала кристаллизуются Pb-сульфосоли, затем галенит, Cu-Pb- и Ag-Pb-сульфосоли и завершается стадия образования Ag- и Cu-сульфосолей.

4. Устанавливаются элементы сходства в последовательности

отложения минералов в пределах каждой стадии, что проявляется в снижении роли висмутовых и возрастании роли сурьмяных и медных минералов. При этом реализуется изоморфизм по схеме $Bi^{3+} - Sb^{3+}$. Исходя из этих соображений, можно объяснить часто фиксируемые в природных соединениях высокие содержания Sb в висмутовых минералах и почти полное отсутствие заметного количества Bi в Sb -содержащих минералах. Замещение более крупных атомов висмута менее крупными атомами сурьмы осуществляется легче, чем наоборот.

5. В целом для рудообразующего процесса устанавливается порядок отложения $Pb-Sb$ сульфосолей (см. табл.9), соответствующий "обратной" от антимонита к галениту последовательности кристаллизации минералов в системе $Pb-Sb-S$ /3/, что является характерной чертой Ag -сурьмяной рудной формации /8,9/. Лишь в третью стадию к концу процесса появляются минералы со все большим отношением Sb/Pb ("прямая" последовательность: галенит \rightarrow бурнонит \rightarrow $Ag-Pb$ -сульфосоли \rightarrow фрейбергит и Ag -сульфосоли). Это позволяет предполагать наличие и более позднего антимонита, характерного для поздних ассоциаций на аналогичных проявлениях в Таласском хребте, ЮВ Алтая и СЗ Монголии.

6. Месторождения серебро-сурьмяной рудной формации являются низкотемпературными гидротермальными образованиями /2/. Физико-химические условия образования проявлений Акджилгинского рудного поля рассмотрены в статье А.С.Борисенко и др. (см. в наст. сб.). Низкотемпературный характер описываемого оруденения подтверждается не только данными по изучению флюидных включений, но и присутствием в рудах козалита - показателя низких температур и низких давлений /4/. Серебряные и $Ag-Pb$ -сульфосоли, аналогичные проявленным на Акджилге, в близкой геологической обстановке формировались в $Ag-Pb-Zn$ месторождениях Верхояно-Кольмской складчатой области при температурах 200-125 °С. Самый близкий аналог сидерит-тетраэдритовых жил - месторождения Юстыдского рудного узла, температурный интервал формирования которых оценен в 230-90 °С.

7. Значительные вариации в составе минеральных фаз и их множественность служат показателями неравновесных условий минералообразования.

Изучение минерального состава руд Акджилгинского рудного поля показало, что в его пределах достаточно отчетливо проявляется эндогенная зональность серебро-сурьмяного оруденения. Она выражается в изменении состава структур и, вероятно, менее отчетливо по вертикали, по падению рудных зон. В целом для рудного поля с севера на юг устанавливается заметное повышение содержания в рудных жилах флюорита, барита, галенита, свинцовых и серебряных сульфосолей, все большее развитие получает халцедоновидный кварц, ассоциирующий с диккитом. В этом плане крайними членами зонального ряда серебро-сурьмяных образований являются рудопроявления Теплоключенское и Перевальное, локализованные в пределах единой рудоконтролирующей структуры субмеридионального простирания. Участок Теплоключенский представлен сидеритовыми жилами с тетраэдритом, халькопиритом и висмутином, слагающим парагенезисы первой, сидерит-тетраэдритовой, стадии минерализации. Участок Перевальный, находящийся в южной части рудного поля, на противоположном фланге этой структуры представлен кварц-барит-сидерит-флюоритовыми жилами с галенитом, сфалеритом, фрейбергитом и сульфосолями Pb и Ag. Находящиеся между ними участки (с севера на юг) Придорожный, Рудный, Переправа, Левобережное в определенной мере являются переходными по составу минеральных парагенезисов и масштабам их проявления. Так, на участках Придорожный и Рудный развиты минеральные парагенезисы первой и второй стадий, а на участках Переправа и Левобережное (центральная часть) в больших количествах появляются образования третьей стадии, максимально проявленные на Перевальном рудопоявлении. Элементы такой латеральной зональности в той или иной мере отмечаются и в других рудных зонах Акджилгинского поля. Наряду с зональным изменением состава минеральных парагенезисов с севера на юг устанавливается и изменение химического состава ряда рудных минералов. Так, в блеклых рудах повышаются содержания Zn и Cd и отчасти Hg, которая в наибольших количествах фиксируется в них на Перевальном (3,2 %). Напротив, в южном направлении заметно снижается содержание Fe в этом минерале.

Рассматривая зональность Акджилгинского рудного поля, следует отметить, что наиболее богатые участки размещаются вблизи

Акджилгинского разлома в его висячем крыле (Верхнеакджилгинское, Акджилга, Элгисай, Карасай, Рудный), образуя вытянутый в северо-восточном направлении ареал. В его пределах руды отличаются повышенным содержанием арсенопирита, развитием высокосурьмянистых минералов (антимонит, халькостибит) и минералов с высоким содержанием изоморфной примеси Sb (висмутин-хоробетсуит, Sb-густавит, Sb-матильдит и др.). Здесь же отмечается и станнин. Все это свидетельствует о том, что ареал фиксирует некую центральную часть рудного поля, отличающуюся наиболее интенсивным оруденением.

К северу и югу от него, в пределах рудовмещающих разрывных структур, интенсивность оруденения заметно падает, и к флангам этих структур по периферии ареала заметно снижается количество сурьмяных сульфосолей Cu, Pb, Ag, вместо которых появляются простые сульфиды (галенит, сфалерит, халькопирит). Это указывает на то, что Акджилгинский разлом является, очевидно, главной рудоконтролирующей структурой для серебряного оруденения Акджилгинского рудного поля. Проявленная в этом районе закономерная зональная смена минерального состава серебро-сурьмяного оруденения коррелируется с изменением физико-химических параметров гидротермального процесса (см. статью А.С.Борисенко и др. в наст. сб.).

Латеральная зональность оруденения в определенной мере является отражением вертикальной зональности. Анализ размещения минеральных парагенезисов руд по вертикали и относительно контакта гранитоидов с вмещающими терригенно-карбонатными породами показывает, что такая зональность проявляется достаточно отчетливо.

Рудопроявления, которые располагаются на наиболее низких абсолютных отметках (Придорожное, Теплоключенское, Аксай, Переправа), представлены либо безрудными сидеритовыми жилами, либо сидеритовыми жилами с рудными парагенезисами первой стадии. Участки, локализованные в породах кровли или в гранитоидах вблизи контакта с ними на высотах более 4500 м, характеризуются более интенсивным оруденением с широким развитием минеральных парагенезисов всех трех стадий (Акджилга, Верхнеакджилгинское, Элгисай, Рудный). В их рудах отмечаются флюорит и барит, количество которых увеличивается на верхних горизонтах.

Предварительный анализ особенностей размещения серебро-сурьмяного оруденения показывает, что в Акджилгинском рудном поле как в вертикальном разрезе, так и по латерали с той или иной контрастностью проявляется эндогенная зональность, связанная во многом с эволюцией физико-химических параметров процесса в пространстве.

Характер проявления зональности и её направленность близки с эндогенной зональностью аналогичного оруденения в Юго-Восточном Алтае и СЗ Монголии, районе Кер Д'Алең (США), Кумыштагском рудном узле (Таласский хребет) /5,8/.

Литература

1. Балицкая О.В., Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С. и др. Зависимость параметра элементарной ячейки блеклых руд от содержания серебра // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 9. С.112-120.

2. Борисенко А.С., Лебедев В.И., Тьюлькин В.Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. Новосибирск: Наука, 1984. 172 с.

3. Бородаев Ю.С. Минеральные ассоциации в системе Pb-Sb-S на месторождениях разных типов // Геология руд. месторождений. 1978. № 1. С.52-56.

4. Годовиков А.А. Висмутовые сульфосоли. М.: Наука, 1972. 303 с.

5. Коледа А.Я. О серебряном оруденении Таласского хребта // Разведка и охрана недр. 1974. № 4. С.18-20.

6. Мозгова Н.Н., Ненашева С.Н., Бородаев Ю.С. и др. Новые разновидности минералов из группы сульфосолей // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1987. Вып.5. С.614-628.

7. Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блеклые руды. М.: Наука, 1983. 280 с.

8. Павлова Г.Г. Минеральный состав и некоторые вопросы генезиса серебро-сульфосольного оруденения Юстыдского прогиба (Горный Алтай): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. 1987. 20 с.

9. Павлова Г.Г. Стадийность и минеральные парагенезисы сидерит-сульфосольных проявлений Юстыдского прогиба // Взаимосвязь процессов магматизма, метаморфизма и рудообразования в складчатых областях юга Сибири. Новосибирск, 1988. С.137-146.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СЕРЕБРО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ БАЗАРДАРИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

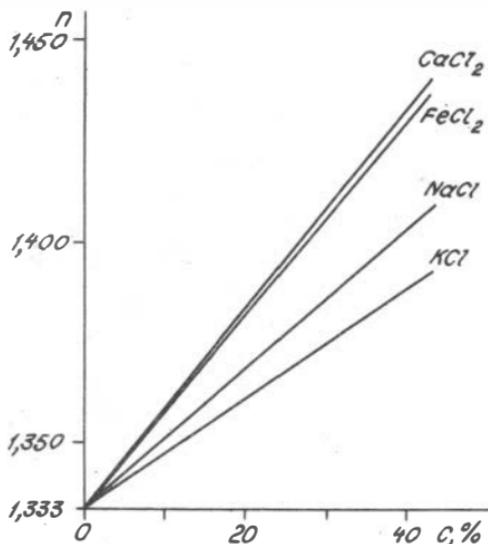
Многие особенности минерального состава эндогенной зональности и пространственного размещения серебро-сурьмяного оруденения Базардаринского рудного узла в значительной мере определяются физико-химическими параметрами рудоотложения и их эволюцией в пространстве и времени. Для выяснения роли физико-химических факторов в формировании серебряной минерализации этого района проведено изучение флюидных включений в минералах руд основных проявлений серебряного оруденения Акджилгинского рудного поля и других участков развития жильной сидеритовой и сидерит-сульфо-солевой минерализации Базардаринского рудного узла. Методами термобарогеохимии были изучены флюидные включения в кварце, флюорите и барите из рудных жил II рудных проявлений этого района.

Температура формирования минералов определялась методом гомогенизации включений на среднетемпературной термокамере. Давления оценивались по трехфазным включениям с кристалликами галита, растворяющимися после гомогенизации газовой фазы /1/. Определение основных солевых компонентов в растворах включений и их концентрация осуществлялась методом криометрии /2/. Состав газовой фазы включений изучался также методом криометрии и рамановской спектроскопии на приборе У-1000 "Ramanor".

Исключительно благоприятным для исследования флюидных включений оказался кварц, содержащий первичные двух-трехфазовые включения с кристалликами галита и иногда с жидкой углекислотой. Они приурочены к ясно выраженным зонам роста кристаллов кварца или в виде "облачных" скоплений располагаются в прикорневых их частях. Зоны роста часто маркируются присыпками кристалликов сидерита, рудных минералов или глинистого вещества. Цепочки флюидных включений, располагающиеся в зонах роста и ориентированные перпендикулярно им, трассируют следы отталкивания минеральных частичек растущей гранью кристалла.

Такой же характер распределения первичных флюидных включений отмечается и в зонах роста флюорита. Кроме того, для этого минерала свойственны одиночные обособленные включения, не связан-

Рис. I. Показатели преломления хлоридных растворов разной концентрации.



ные с какими-либо кристаллографическими направлениями флюорита или плоскостями спайности. Отмечаются двух- или трехфазовые включения с кристалликами NaCl . Растворы трехфазовых выточений имеют весьма высокий показатель преломления, приближающийся к показателю преломления флюорита (1,447), из-за чего граница раздела раствор - минерал практически неразличима и включения фиксируются лишь по отдельным кристалликам NaCl и пузырькам газа. Такие высокие показатели преломления растворов при комнатной температуре не могут быть объяснены присутствием в них лишь хлоридов натрия и калия. Среди всего многообразия растворов (хлоридные, карбонатные, сульфатные, фторидные) наиболее высокие показатели преломления (рис. I) имеют лишь насыщенные растворы хлоритов кальция или железа (1,440-1,450 при 20 °C), присутствие которых в растворах включений подтверждается и методом криометрии.

Для изучения флюидных включений был отобран каменный материал из различных участков Базардаринского рудного узла, располагающихся на разных абсолютных отметках и на разном удалении от основного рудоконтролирующего нарушения - Акджилгинского разлома. Исследовались минералы, относящиеся к разным стадиям минерализации: сидерит-тетраэдритовой, кварц-тетраэдритовой и галенит-фрейбергитовой (стадийность по Г.Г.Павловой и др., см. статью

в наст. сб.), что позволило проследить эволюцию физико-химических параметров гидротермального процесса во времени. К сожалению, не во всех случаях удалось найти минералы, содержащие достоверно первичные включения, поэтому полученные нами результаты (табл. I) следует считать предварительными.

Р - Т-условия формирования серебро-сурьмяного оруденения

Изучение Р - Т-условий формирования сидеритовых жил с серебро-сурьмяной минерализацией базировалось в основном на исследовании флюидных включений в прозрачных минералах - кварце, флюорите и барите. Поэтому полученная информация о этих параметрах охватывает лишь определенные периоды развития гидротермального процесса и не позволяет более подробно проследить их эволюцию во времени. К тому же, температуры гомогенизации включений, как известно, без поправок на давление являются заниженными по отношению к истинным температурам кристаллизации минерала-хозяина. Поправки на давление в данном случае должны быть, вероятно, весьма существенны. Так, в некоторых трехфазовых включениях в кварце-I "перегрев" раствора после гомогенизации газовой фазы до полного растворения галита составляет от 5 до 70 °С (табл. 2). Это свидетельствует о том, что в момент растворения галита давление в таких включениях достигало 90-750 бар. Поэтому в трехфазовых включениях измеряемые температуры гомогенизации (по растворению галита) будут более близки к истинным температурам образования минерала-хозяина, чем температуры гомогенизации двухфазовых включений (по гомогенизации газовой фазы). Эти моменты в обязательном порядке необходимо учитывать при интерпретации полученных данных.

Общий интервал температур гомогенизации включений в минералах сидеритовых жил с серебряной минерализацией в пределах Базардаринского рудного узла составляет 280-70 °С. Кроме того, в кварце и барите заключительных стадий гидротермального процесса отмечаются однофазовые (при комнатной температуре) включения. При замораживании таких включений в них иногда появлялась газовая фаза, гомогенизовавшаяся затем при нагревании до 50-55 °С. Та-

Уча- сток	Номер образ- ца	Минерал	Базовый состав включений	Температура, °С						Концентрация солей в растворе			
				гомоге- низации газовой фазы	раство- рения NaCl	эвтектики	плавления льда	раство- рения гидро- галита	раство- рения KCl	C _{NaCl}	C _{KCl}	NaCl+KCl	
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2	I3	
сая Длин руд	I/225	Шестоватый кварц из ран- них жвл	P+Г+NaCl P+Г (±CO ₂)	170-230 200-230	240-280 Δt =40-70	-74(-56) -21-24(-54)	-22	0	20,5	3I-33	5-4,5	36-37,5 7-19*	
	I/46	Кварц-I	P+Г+NaCl "-"	205-235 215-220	210-280 Δt =5-45	-63(-78)	-23-29	0	-15-15,5	29-33	4,5-5,5	34,0-38	
	I/47**	Кварц-I,2/II	"-"	215-220	245-280 Δt =30-60	-62	-24	0	-18,5-19	29-33	4,5-5,5	34,0-38	
		"- /I0	P+Г	210-230	-								
		"- /I0	P+Г+NaCl	230	235 Δt = 5	-64	-22	0	-26-27	3I	5	36	
		"- /9	P+Г (±CO ₂)	215-220	-								
		"- /7	P+Г+ NaCl	215-225	225 Δt =0-10	-63	-21-22	0	-12,5-13	30	5	35	
		"- /6	"-"	210	215-235 Δt =5-25		-21	0	-12	29,5-31	5,5	35-36,5	
		"- /5	"-"	230	220		-21	0	-12,5	29,5	5,5	35	
		"- /4	P+Г	220		-64	-6-23					9-23,5**	
	"- /3	P+Г	210-215			-2,5					4,0*		
	"- /2	P+Г	195			-1-1,5					1,5-2,5*		
	"- /1	P+Г	190			0-1					1,5*		
	I/52	Кварц-2, 3	P+Г	205-220		-22	-5-8					7,5-13*	
	I/57	Кварц-3	P+Г	190-205		-24	-18 -4-6	-26	20,5	6	6*	26,5	
Аксайское	I/I7	Кварц-I	P+Г; P+Г+ NaCl	175-185	70	-50(-62)	-30-32	0		24,5	6	30,5	
	I/I8;I/19	Кварц-I,2	"-"	160-170		-60	-28;-8-9					29;13-14*	
	I/I8	Кварц-2	P+Г	140-160		-22	-8					13*	
	I/21	Кварц-3	P+Г	150-190		-51(-63)	-3-5 (-21-22)					5-75* (28,5)	

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Тепло-кислотный	2/64	Кварц-2	P+Г	I80-2I0			0-5					0-7,5*
Верхняя Аккумуля	I/8	Кварц-I	P+Г+NaCl	I65	I90 $\Delta T = 35$	-55(-62)	-22-28 (-7)	-9-0		22,5-29,5	6-5	28,5-34,5
	I/6 скв.	Кварц-3 Кварц-3	P+Г P+Г($\pm CO_2$) P+Г($\pm CO_2$)	I60-I65 I50-I65 I65-I80		-55(-64)	-25-28 -9,5-16 -54(-23)	-2-I4		2I,5-22,5	6	(I2*) 27,5-28,5 I4,5-2I,5 29
Аккумуля	2/44	Кварц-I	P+Г+NaCl	I60-230	I95-230 $\Delta T = 35-I5$	-62	-26-28	0	-I5	29-30,5	5,2-5	34,2-35,5
	2/28	Флюорит-I	P+Г P+Г+NaCl	2I5-220 I50-I65	I40	-64 -62-64	-26-27,5 -24 0	0	-I6-I7,5 -I6	26,5	5,5	32
	2/43 штольня I	Флюорит-I Кварц-2	P+Г+NaCl P+Г	I80 I40-I60	I60	-66	-23 -30-32	0	-I0-II	27	5,5	32,5 28,5
	7/53	Кварц-2	P+Г	I90-I95			-34	0	-I8			29
	7/53	Флюорит-2	P+Г+NaCl	I85-I90	50-90	-62	-32-33	0	-22	24,5-25	5,5	30,0-30,5
	скв. I-3.	Кварц-3	P+Г	I40-I45		-60	-40-43	0	-28			29
	I/34	Кварц-3	P+Г	I50-I60			-I0-26					I5-23,5*
	2/3I	Флюорит-3	P+Г	I40-I55			-6-0					0-9*
	2/44	Флюорит-3 Флюорит-4	P+Г P+Г	I00-I30 90-I00			-I-0 -4-0					0-I,5* 0-6*
	сай Рудный	I/96	Кварц-2	P+Г+NaCl	I85-I90	I90-200 $\Delta T = I0$	-66-66,5	-28-32	0	-20,5-25	29-29,5	5
I/93		Флюорит-I	P+Г P+Г+NaCl	I90-220 200	I90		-28-28,5 -32	-I5-I5,5 0	-I3 -I9	2I,5 29	6 5	27,5 34
I/93		Флюорит-2	P+Г	I75-2I0			-38	-I0	-I6	22	6	28
I/93		Кварц-3	P+Г	I70-I85		-66	-3I-38	-3,5	-22	22,5	6	28,5
I/96		Кварц-3	P+Г	I60-I65		-22	-I-I,5 (-4-7,5) -I-4					I,5-2,5* I,5-6*

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Перегрива	I/71	Кварц-I	P+Г+NaCl P+Г	I65 I80-I90	I65	-63-64	-26 -24 (-48-50)	0 -I4-I6		27 21,5	5,5 6	32,5 27,5
	I/79	Кварц-I, 2	P+Г; P+Г+NaCl	225-230	210-220	-64 (-22)	-23 (-7-8)	0	-I5,5	29,30	5	34-35 (I2-I3*)
	I/71	Флюорит-I	P+Г+NaCl P+Г	200-220 I50-205	I60-I65	-63	-29	0	-I4			32,5
	I/76	Кварц-3	P+Г+NaCl	I90	I95-200 $\Delta T = 5-10$	-55						
	I/71	Флюорит-3	P+Г	I85-I90		-55(-77)	-8-2I					I3-23,5*
	I/77	Кварц-3	P+Г	I15-I20		-77(-55)	-2,5					4*
Левоберезный	2/95	Флюорит-I	P+Г+NaCl P+Г	I90-I95 I60-I90	I15-I20	-73	-29-30 -26	0 0	-I8-I9 -I6	26	5,5	3I,5 29
	2/90	Кварц-I, 2	P+Г+NaCl; P+Г	I60-200		-6I	-3I	0	-I9-20			29
	2/92	Флюорит-2	P+Г				-6,5-7 (0-4)					II,5-I2*
	2/90	Кварц-3		I40-I45			-4-II					6-I6*
	2/92	Флюорит-3	P+Г	I20-I30			-0,5-0					0-0,7*
	I/68	Флюорит-I	P+Г	I30-I35			-I,5-0					0-2,5*
сай Копный		Флюорит	P+Г	80		-2I	-I-0					0-6*
		Барит	P; P+Г	55		-22,5	-I,5-0					0-2,5*
		Кварц-3	P+Г				-0,5-0					0-0,7
сай Длин- ный	I/II2	Кварц-I Кварц-3	P+Г+NaCl; P+Г P+Г	I10-I80 70		-64	-24,5	0	-I9,5	24	6	30

Примечание: * - концентрация раствора в NaCl-эквиваленте; ** - крупный зональный кристалл кварца (I/47) анализировался по зонам роста, которые соответствуют: кварцу-I (кварц I,2(II), кварцу росшему совместно с сидеритом (кварц-I,2 / IO-4) и постсидеритовому кварцу (кварц-2 /3-I); T - поправка на давление.

Таблица 2

Результаты определения давлений во флюидных включениях в минералах серебряных руд
Акджилгинского рудного поля

Номер образца	Месторождение	Минерал	Температура гомогенизации, в °С		$\Delta T = T_{\text{галита}} - T_{\text{газа}}$	Давление, бар
			галита	газа		
I/46	Придорожное	Кварц-I	210-280	205-235	5-45	до 500
I/47	"-	Кварц-I	245-280	215-220	30-60	280-650
I/47	"-	Кварц-I,2	235	230	5	
I/47	"-	Кварц-I,2	225	215-225	0-10	до 90
I/47	"-	Кварц-I,2	215-235	210	5-25	до 250
I/8	Верх. Акджилга	Кварц-I	190	165	25	250
2/44	Акджилга	Кварц-I	195-230	160-230	15-35	до 380
I/96	сайт Рудный	Кварц-I	190-210	185-190	10	90
I/76	Переправа	Кварц-3(?)	195-200	190	5-10	до 90
I/225	сайт Длинный	Кварц-дорудный (мощные жилы шестоватого кварца)	240-280	170-230	40-70	450-750

ким образом, общий интервал температур гомогенизации составляет 280–50 °С, что свидетельствует в целом о низкотемпературном характере гидротермального процесса, формировавшего сидерит–сульфосольные жилы.

Наиболее высокие температуры гомогенизации (240–280 °С) установлены в раннем шестоватом кварце, слагающем мощные (до 2–3 м) жилы субмеридионального простирания. Этот кварц непосредственно предшествует сидерит–сульфосольному этапу минерализации и, вероятно, генетически с ним связан. Об этом свидетельствует не только приуроченность к одним и тем же разрывным структурам и совпадение ареалов распространения сидерит–сульфосольных и кварцевых (шестоватый кварц) жил в пределах Базардаринского рудного узла, но и близость физико–химических параметров формирования шестоватого кварца и кварца–I из сидеритовых жил (см. табл. I). В шестоватом кварце из мощной жилы в с.е. Длинном установлены первичные трехфазовые включения с кристалликами NaCl. Гомогенизация газовой фазы таких включений происходит при 170–230 °С, а растворение галита при 240–280 °С, что свидетельствует о высоких давлениях, существовавших во время кристаллизации этого минерала (см. табл. 2).

Кроме того, в этом кварце присутствуют первичные трехфазовые включения с углекислотой, гомогенизирующиеся при 200–230 °С. Гомогенизация CO₂ этих включений происходит при +20 °С в жидкую фазу. Температура крайней точки углекислоты в них –56,5–57 °С.

При близких физико–химических параметрах отлагался ранний кварц из сидеритовых жил, что указывает на определенную унаследованность условий его кристаллизации относительно раннего шестоватого кварца. В кварце–I (сидерит–тетраэдритовая стадия) присутствуют двух-, трехфазовые включения с кристалликами галита или жидкой CO₂. Общий интервал их гомогенизации охватывает 280–160 °С (см. табл. I). Наиболее высокие температуры установлены для включений в кварце из проявлений, располагающихся на наиболее низких абсолютных отметках рудного поля (уч. Придорожный). Так, в ряду рудопроявлений, располагающихся вблизи Акджилгинского разлома, но на все более высоких абсолютных отметках, наблюдается снижение температур гомогенизации включений: 210–280 °С (Придорожное) → 160–230 °С (Акджилга) → 160–190 °С (Верхнеакджилгинское). Такое же снижение температур гомогенизации наблюдается и к флан-

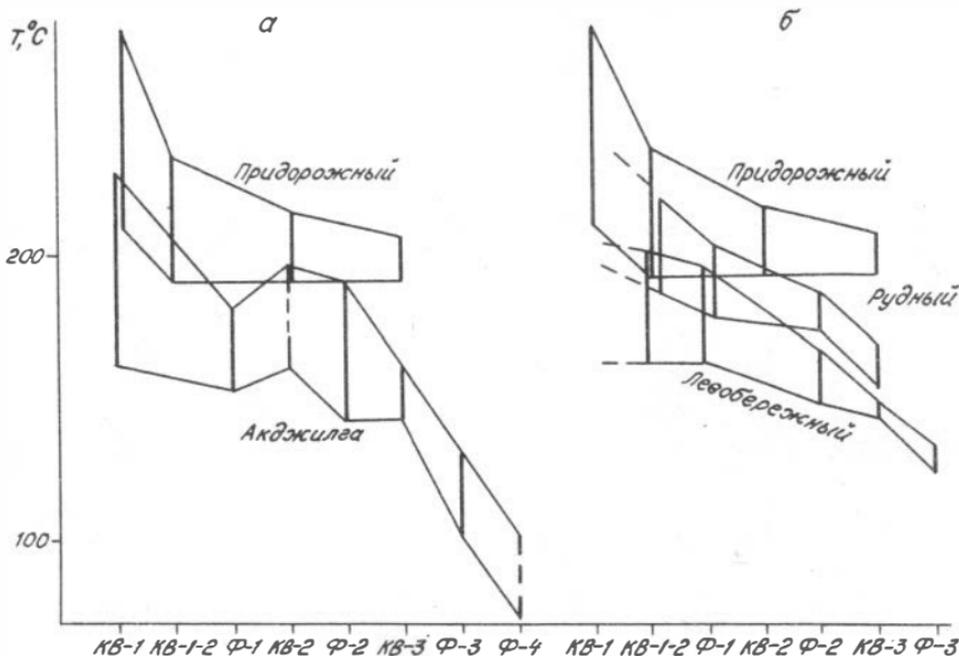


Рис.2. Интервалы температур гомогенизации флюидных включений в кварцах и флюоритах разных стадий минерализации: а) типичные рудные (Акджилга) и безрудные (Придорожный) участки; б) различные участки в субмеридиональной рудной зоне в левом борту р.Базарык (с севера на юг: Придорожный, сай Рудный, Левобережное).

гам субмеридиональных жильных зон на удалении от Акджилгинского разлома (см. табл. I, рис. 2, 3).

В некоторых сидеритовых жилах крупные кристаллы кварца-I продолжают расти совместно с сидеритом и после него (кварц-I,2), что позволяет охарактеризовать и P-T-X-условия кристаллизации карбонатов. В этом минерале присутствуют двух-, трехфазовые включения, гомогенизирующиеся при 160-235 $^\circ\text{C}$, что существенно ниже, чем в кварце-I. Как и для последнего, температуры гомогенизации включений в кварце-I,2 из проявлений, располагающихся на более высоких абсолютных отметках, существенно ниже (Акджилга - 160-170 $^\circ\text{C}$), чем для участков из более глубоких горизонтов рудного

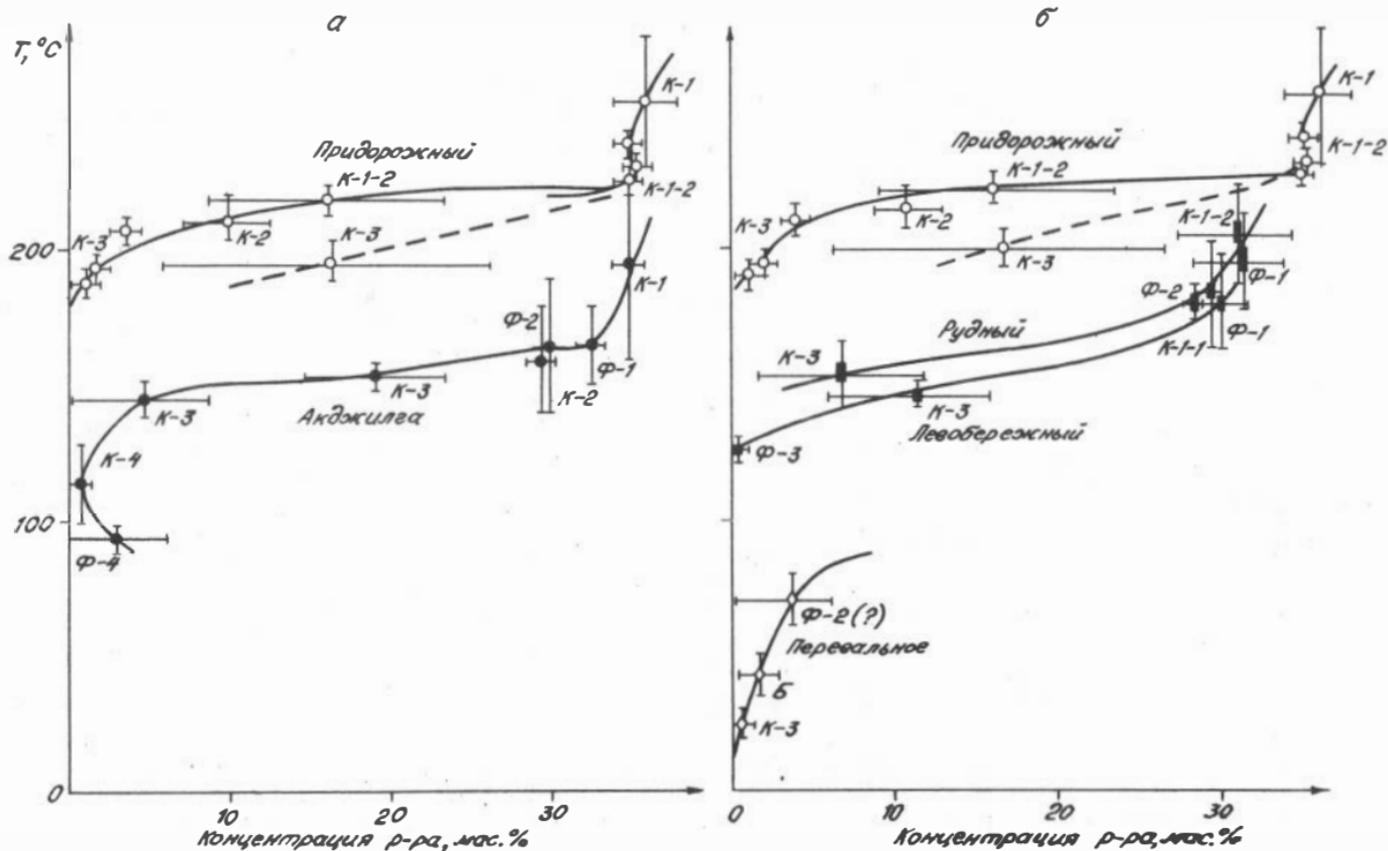


Рис.3. Изменение концентрации растворов и температур гомогенизации флюидных включений в минералах в последовательности их отложения; а, б – то же, что и на рис.2.

поля (Придорожное - 210-235 °С, Переправа - 225 - 230 °С).

При таких же температурах происходило отложение флюорита-1, близкого по времени кристаллизации к кварцу-1, 2. Общий интервал температур гомогенизации двух- и трехфазовых включений в этом минерале составляет 150-220 °С. Как и для кварца отмечается существенное снижение температур гомогенизации от более глубоких горизонтов к верхним, в °С: Переправа - 150-220; Левобережный - 165-195; сай Рудный - 175-210; Акджилга - 150-180; сай Конный - 130-135; Перевальный - 80. Кроме того, отчетливо прослеживается снижение температур к южной части рудного поля, несмотря на то, что в этом направлении количество флюорита в сидеритовых жилах заметно нарастает. Температуры гомогенизации включений во флюорите-2, отлагающемся совместно с тетраэдритом-1, в целом совпадают с таковыми для флюорита-1 (см. табл. I). Характерно, что для этого минерала из рудных ассоциаций отчетливо устанавливается резкое снижение температур в ходе его кристаллизации 190° — 140 °С (уч. Акджилга).

Таким образом, изучение флюидных включений в последовательно кристаллизовавшихся минералах сидерит-тетраэдритовой стадии показало следующее:

- наблюдается постепенное снижение температур минералоотложения от ранних периодов сидерит-тетраэдритовой стадии к поздним;
- отчетливо прослеживается снижение температур образования минералов от глубоких горизонтов к верхним и к югу от Акджилгинского разлома вдоль субмеридиональных рудоконтролирующих нарушений;
- отложение рудных ассоциаций (тетраэдрит и др.) этой стадии происходило в конкретном диапазоне физико-химических параметров, что позволяет наметить благоприятный для рудообразования термодинамический режим (см. табл. I, рис. 2, 4). Это в определенной мере подтверждает предположение о роли Акджилгинского разлома как основной рудоконтролирующей структуры рудного поля.

Следующая стадия гидротермального процесса - кварц-тетраэдритовая, начинается с отложения кварца-3, тесно ассоциирующего с арсенопиритом. В этом минерале установлены только лишь двухфазовые включения, а среди вторичных включений отмечаются трехфазовые с жидкой углекислотой. Общий интервал гомогенизации включений в этом минерале составляет 140-205 °С. И для этого минера-

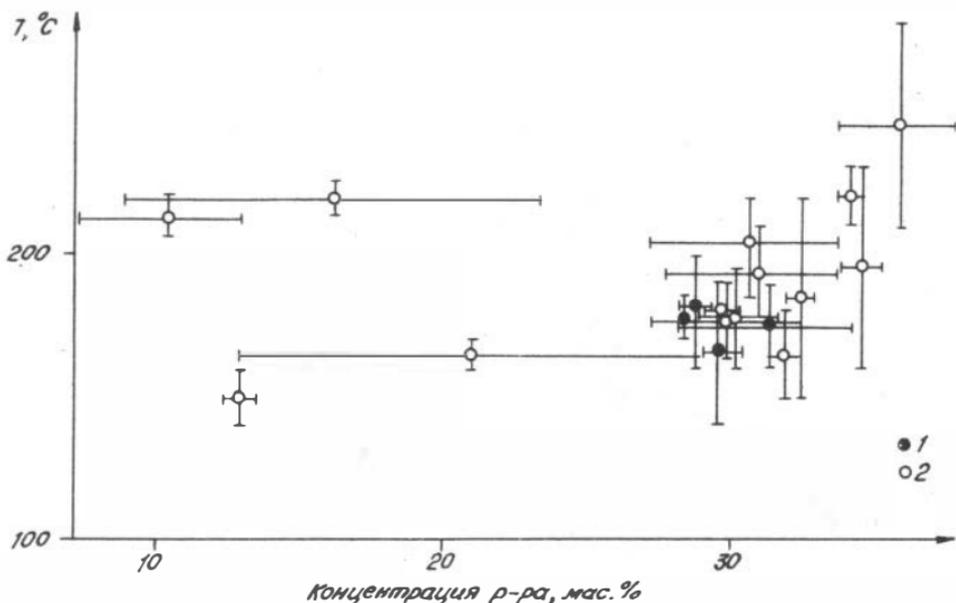


Рис.4. Концентрация растворов и температуры гомогенизации включений в кварце и флюорите (сидерит-тетраэдритовая стадия) из разных участков Ақджилгинского рудного поля:
 1 - рудные парагенезисы; 2 - безрудные.

ла прослеживаются те же закономерности изменения температур гомогенизации в пространстве, что и для минералов сидерит-тетраэдритовой стадии (см. табл. I, рис. 2, 5). Наиболее высокие температуры зафиксированы на уч. Придорожный (190–205 °С), Переправа (185–200 °С), Аксай (150–190 °С) и более низкие – на участках, располагающихся на больших высотах: Ақджилга (150–160 °С), Верх. Ақджилга (150–180 °С), сай Рудный (140–160 °С), Левобережный (140–145 °С). Причем на участке Верх. Ақджилга для кварца-3 из рудных жил с поверхности температуры гомогенизации включений составляет 150–165 °С, а из более глубоких горизонтов (скв. 3) на 15 °С выше – 165–180 °С. Это свидетельствует о достаточно высоких вертикальных температурных градиентах (около 14–15 °С/100 м), существовавших при кристаллизации кварца-3. Близкий температурный градиент устанавливается и для уч. Ақджилга (кварц-3 с по-

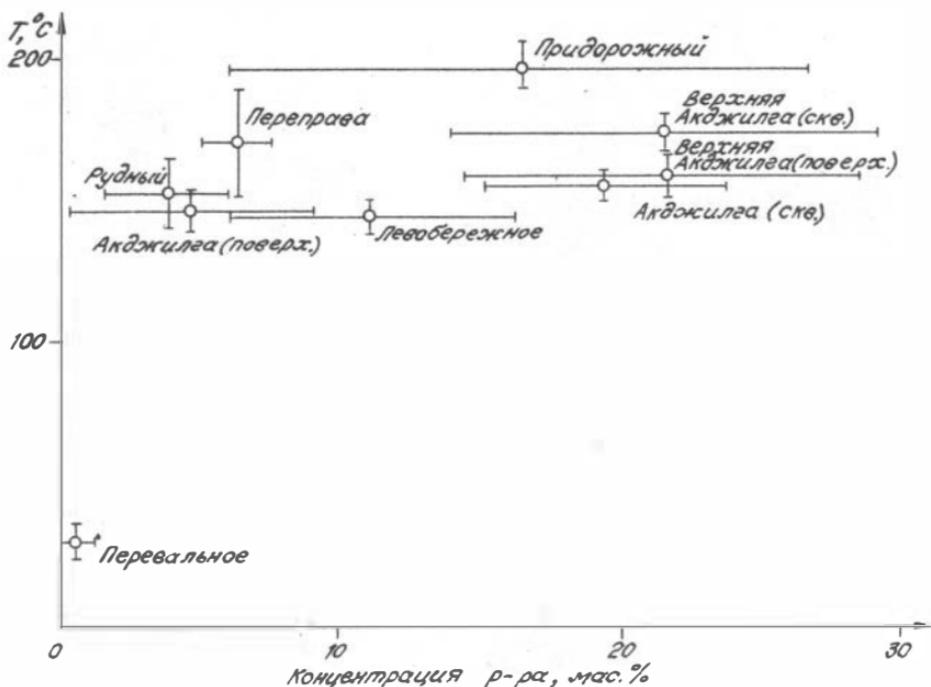


Рис.5. Концентрация растворов и температуры гомогенизации кварца-3 (кварц-тетраэдритовая стадия) из разных участков Акджилгинского рудного поля.

верхности, обр. 2/44, и из скв.3-I, табл.1), хотя в целом, рассчитанный для всего рудного поля, средний температурный градиент несколько ниже - 8-10 °C/100 м. Это связано, вероятно, с его повышением на верхних горизонтах рудного поля, вблизи контакта гранитов с перекрывающими сланцами, игравшими, по-видимому, роль экрана на пути движения гидротерм.

К концу кварц-тетраэдритовой стадии прослеживается дальнейшее снижение температур минералообразования, что фиксируется по флюидным включениям во флюорите-3. Двухфазовые включения в этом минерале гомогенизируются при 100-130 °C.

Дальнейшее последовательное снижение температур гидротермального процесса продолжалось и в ходе следующей галенит-фрейбергитовой стадии. На уч.Переправа в кварце-4 этой стадии вклю-

чения гомогенизировались при 105–125 °С, а на уч.Ақджилга в таком же кварце, содержащем обильные игольчатые сульфосоли, присутствуют только лишь однофазовые включения холодноводных растворов (< 50 °С).

Особо следует отметить низкотемпературный характер гидротермального процесса на уч.Перевальный. Здесь практически во всех жильных минералах (кварц, барит, флюорит) преобладают однофазовые водные включения и лишь во флюорите отмечаются двухфазовые, гомогенизирующиеся при температурах ниже 80 °С.

Таким образом, изучение флюидных включений в жильных минералах руд серебро–сурьмяных проявлений Ақджилгинского рудного поля позволило установить направленный характер изменения в пространстве температур минералообразования, что выражается в их снижении вверх по восстанию жильных зон и в стороны от Ақджилгинского разлома.

Состав и концентрация минералообразующих растворов

Флюидные включения в жильных минералах серебряных руд Базардаринского рудного узла явились исключительно благоприятными объектами для изучения состава и концентрации минералообразующих растворов методами термобарогеохимии и, прежде всего, методом криометрии. Присутствие в минералах двух- и трехфазовых включений с NaCl, высокие показатели преломления законсервированных в них растворов, данные лазерного микроспектрального анализа (присутствие Fe) и, наконец, криометрические исследования позволили установить, что минералообразующие растворы серебро–сурьмяных проявлений этого региона характеризуются весьма сложным составом (NaCl–KCl–FeCl₂–CaCl₂–LiCl–CO₂–H₂O) и переменной концентрацией.

Наличие NaCl в растворе включений доказывается присутствием в них кубических изотропных кристалликов этой соли, замещающейся при отрицательных температурах анизотропными гексагональными пластинчатыми кристалликами гидрогалита (NaCl·2H₂O). Присутствие KCl в растворе определяется по появлению при отрицательных температурах изотропных кубических кристаллов сильвина, отличающегося от галита меньшим показателем преломления и более высоким температурным коэффициентом растворимости. Эти два ком-

понента преобладают в растворе и их концентрация может быть оценена методом криометрии с помощью диаграмм растворимости в системе $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$.

Однако криометрическими исследованиями было установлено, что эта водно-солевая система ($t_{\text{эвт.}} = -23,5^\circ\text{C}$) в "чистом виде" присутствует во включениях далеко не всегда. Преобладают растворы с довольно низкими температурами эвтектики ($-62-66^\circ\text{C}$), которые до сих пор нами не анализировались /2/. При замораживании в таких включениях устанавливаются галит, гидрогалит и сильвин, что указывает на присутствие в составе растворов хлоридов натрия и калия. Лазерный микроспектральный анализ таких включений во флюорите (уч. Акджилга), выполненный Ю.М.Ишковым на приборе ЛМА-I, показал присутствие в их составе значительных количеств железа, хлориды которого могли бы существенно понизить температуру эвтектики таких водно-солевых систем. Однако согласно имеющейся справочной литературе /3,4/ температуры эвтектики растворов $\text{H}_2\text{O}-\text{FeCl}_2$, $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_3$ составляют $-37-36^\circ\text{C}$. Для проверки этих данных были проведены эксперименты по замораживанию искусственных включений растворов $\text{H}_2\text{O}-\text{FeCl}_2$, которые показали, что приведенные для них в справочниках температуры эвтектики явно ошибочные. Установленные нами значения этого параметра для систем $\text{H}_2\text{O}-\text{FeCl}_2$ и $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{FeCl}_2$ составляют -64 и -66°C соответственно. Это подтверждает присутствие двуххлористого железа в составе растворов включений. Для последних характерны довольно высокие показатели преломления, близкие к таковым для флюорита. Такие показатели преломления при комнатной температуре характерны только лишь для растворов FeCl_2 и CaCl_2 , что служит дополнительным подтверждением наличия FeCl_2 во включениях. Таким образом, растворы флюидных включений с температурой эвтектики $-62-66^\circ\text{C}$ отвечает водно-солевой системе $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{FeCl}_2$. Анализ концентрации NaCl и KCl в такой системе возможен лишь при приведении ее к более простой трехкомпонентной - $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$. Количество FeCl_2 в растворе, насыщенном в отношении хлоридов натрия и калия, можно в первом приближении оценить по температуре плавления льда в системе $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{FeCl}_2$. Она снижается от $-23,5^\circ\text{C}$ (эвтектика $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$, $\text{FeCl}_2=0$) до -66°C (эвтектика $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{FeCl}_2$).

Зависимость температуры плавления льда от концентрации хло-

рида железа в насыщенном растворе NaCl и KCl была установлена экспериментально криометрическими исследованиями искусственных включений растворов разного состава (рис.6).

Кроме хлоридов натрия, калия и железа в растворах флюидных включений в минералах серебряных руд Базардаринского рудного узла присутствуют хлориды кальция и лития, на что указывают своеобразные температуры эвтектики -55 и -74 °C, характерные лишь для растворов этих солей /2/.

Криометрические исследования растворов флюидных включений, результаты которых приведены в табл. I, позволили охарактеризовать состав и концентрацию преобладающих компонентов минералообразующих растворов и их эволюцию в пространстве и времени.

Наиболее высокие концентрации минералообразующих растворов установлены во включениях в минералах сидерит-тетраэдритовой стадии и более раннего шестоватого кварца. В них установлены двух- и трехфазовые включения близкого состава и концентрации (см. рис.3,4; табл. I). Преобразование таких включений при криометрическом анализе происходит по одной схеме. При глубоком охлаждении до -90 – -100 °C раствор замерзает, преобразуясь в тонкозернистый бурый агрегат. Иногда наблюдается его последовательная раскристаллизация: выпадение мелкозернистого агрегата гидрогалита, затем KCl и, наконец, льда. При последующем повышении температуры в криокамере последовательно наблюдается: протаивание эвтектики ($62-64$ °C), растворение кристалликов KCl и преобразование галита в гидрогалит, который при положительных температурах мгновенно вновь переходит в галит. При многократном повышении и понижении температуры в криокамере удается раскристаллизовать содержимое включений на отдельные фазы: гексагональные анизотропные кристаллики гидрогалита, кубики сильвина и лед. Остающийся объем занимает раствор субэвтектического состава. Последний, как правило, не замерзает даже при охлаждении до 190 °C. Повышение температуры в криокамере позволяет достаточно точно зафиксировать все фазовые переходы в таких раскристаллизованных включениях. Температура эвтектики в них определяется по резкому первому оплавлению кристалликов льда на контакте с раствором или протаиванию эвтектической смеси, если таковая появлялась при охлаждении включений. Температуры плавления льда, растворения сильвина и гидрогалита устанавливались по их исчезновению в ходе

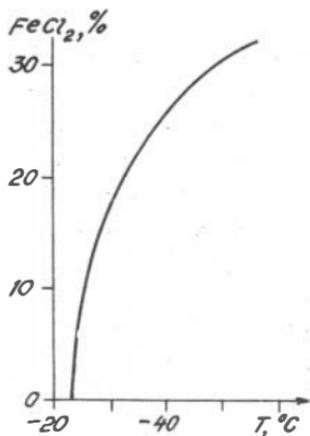


Рис.6. Температура плавления льда в системе $H_2O-NaCl-KCl-FeCl_2$ при разных концентрациях $FeCl_2$.

медленного повышения температуры в криокамере, а галита – при нагревании включений в термокамере. Полученные температурные точки являлись исходными данными для определения концентрации $NaCl$ и KCl по соответствующим диаграммам водно-солевой системы $H_2O-NaCl-KCl$ /2/ и оценке концентрации $FeCl_2$ (см. рис.6).

Выполненный криометрический анализ включений в минералах сидерит-тетраэдритовой стадии (кварц, флюорит) и раннего шестоватого кварца показал, что в них законсервирован достаточно высококонцентрированный раствор хлоридов натрия, калия и железа. Концентрация $KCl+NaCl$ колеблется от 38 до 27 мас.%. Наиболее высокие содержания этих солей в растворе включений зафиксированы в раннем шестоватом кварце -34, -38 мас.% и кварце-I уч. Придорожный -32 - -37 мас.%. В последующих генерациях кварца (кварц-I,2, кварц-2) и флюорита концентрация $NaCl+KCl$ несколько ниже 35-27 мас.%. Какой-либо ясно выраженной зависимости концентрации растворов этой стадии от условий локализации сидеритовых жил в пространстве пока не выявлено. Соотношение Na и K в составе минералообразующих растворов колеблется в незначительных пределах и составляет 4,5-7. Практически постоянно присутствует в растворе $FeCl_2$, содержание которого, судя по температурам плавления льда, колеблется от 0,1 до 20 мас.%. Причем, наиболее высокие хлориды железа устанавливаются во флюорите-2 из рудных ассоциаций (сидерит+флюорит-2+тетраэдрит+висмутин) на уч.Акджилга и сай Рудный. Во включениях в этом минерале лазерным микроспектральным анализом установлены высокие содержания железа и качествен-

ное присутствие меди и серебра. Факт определения этих рудных элементов в растворах включений имеет важное значение, так как позволяет использовать этот метод при разработке надежных генетических поисковых критериев серебряного оруденения и разрабовки рудных и безрудных сидеритовых жил. Кроме отмеченных выше элементов, в растворах включений присутствуют LiCl и CaCl_2 . Наиболее определено растворы с весьма низкой температурой эвтектики ($-74 - -76$ °C), характерной для LiCl , установлены в раннем шестоватом кварце (сай Длинный), кварце-I (уч. Придорожный) и флюорите-I (уч. Левобережный).

В составе газовой фазы флюидных включений в кварце сидерит-тетраэдритовой стадии и раннем шестоватом кварце иногда отмечается жидкая углекислота (уч. Придорожный, сай Длинный и др.). Криометрические исследования таких включений показали, что в составе газовой фазы резко преобладает углекислота (температура плавления $\text{CO}_2 = -56,5 - -57$ °C). Анализ углекислотных включений методом рамановской спектроскопии показал присутствие в них кроме углекислоты незначительных количеств азота и следов метана.

Отложение минеральных парагенезисов следующей кварц-тетраэдритовой стадии происходило при участии принципиально иных по составу и концентрации минералообразующих растворов. Это отчетливо проявляется на примере флюидных включений в кварце-3, с отложения которого начинается арсенопирит-тетраэдритовая стадия. В этом минерале растворы включений характеризуются эвтектиками с температурой $-22 - -24$ °C ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$) или $-55 - -56$ °C ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$). Из-за малых размеров включений не удалось достаточно полно пронаблюдать все фазовые переходы при замораживании и поэтому концентрация таких растворов выражена в NaCl -эквиваленте. В целом для кварца-3 устанавливается направленное снижение концентрации минералообразующих растворов от ранних зон роста к поздним, что особенно отчетливо можно проследить в кварце-3 уч. Ақджылга. В последнем растворы ранних включений имеют концентрацию 15-23,5 мас.% (NaCl -экв.), а в поздних - 3-4,5 мас.%. Наряду с общим снижением концентрации растворов, устанавливаются значительные флуктуации этого параметра от зоны к зоне, что свидетельствует о неустойчивом режиме минералообразования этой стадии. Наиболее высокие содержания солей во включениях в кварце-3 установлены на уч. Ақджылга (14-28 мас.%), довольно высоки они

на других участках вблизи Акджилгинского разлома: Придорожное, Акджилга, сай Рудный (см. табл. I). В стороны от этого рудоконтролирующего нарушения (к северу и к югу) концентрация растворов заметно падает (уч. Теплоключенский, Левобережный, Перевальный). Это согласуется с аналогичным снижением температур минералообразования, также снижающихся в этом направлении. В этом же кварце присутствуют трехфазовые включения с углекислотой, гомогенизирующейся при $+26^{\circ}\text{C}$ в жидкую фазу. Температура плавления углекислоты в предварительно замороженных включениях составляет $-56,6 - -57,0^{\circ}\text{C}$, что указывает на отсутствие в составе газовой фазы других компонентов, понижающих температуру тройной точки для углекислоты.

В более позднем по отношению к кварцу-3 флюорите-3 отмечаются в основном включения разбавленных растворов, что указывает на дальнейшее снижение их концентрации к концу арсенопирит-тетраэдритовой стадии до I-I,5 мас. %.

Заключительная стадия гидротермального процесса, галенит-фрейбергитовая, также начинается с некоторого повышения содержания солей в составе минералообразующих растворов (уч. Переправа - I0-I2 мас. % в NaCl-экв.). На заключительном периоде этой стадии устанавливается последующее снижение их концентрации, что фиксируется по флюидным включениям во флюорите-4 и вторичных включениях в кварце-4.

Таким образом, проведенные исследования флюидных включений в минералах серебряных руд Базардаринского рудного узла показали:

1. Формирование сидеритовых жил с серебро-сурьмяным оруденением происходило при температурах ниже 280°C (обычно ниже 230°C) из существенно хлоридно-натриево-калиевых растворов переменной концентрации от 38 до I мас. %.

2. Кроме преобладающих NaCl и KCl в составе минералообразующих растворов разными методами устанавливаются FeCl_2 , CaCl_2 , LiCl , а также Cu и Ag. В составе газовой фазы наряду с углекислотой в незначительных количествах отмечается азот и метан.

3. Устанавливается направленная эволюция физико-химических параметров гидротермального процесса во времени, что выражается в снижении температуры и концентрации минералообразующих растворов и изменении их состава.

4. Методами термобарогеохимии подтверждается роль Акджилгинского-разлома, как главного рудоконтролирующего нарушения Акджилгинского рудного поля. В стороны от этого разлома по суб-меридиональным рудовмещающим трещинам наблюдается падение температур минералообразования и общей концентрации гидротермальных растворов. Такая же направленность изменения физико-химических параметров наблюдается вверх по восстанию рудных зон.

5. Предварительная оценка вертикальных температурных градиентов показала, что их значение в пределах рудного поля колеблется в пределах 8-14 °C/100 м.

6. По физико-химическим параметрам серебро-сурьмяное оруденение Базардаринского рудного узла сопоставимо с аналогичной минерализацией Юго-Восточного Алтая, Северо-Западной Монголии, Таласса, Рудных гор (ЧСФР) и других регионов.

Литература

1. Леммлейн Г.Г., Клевцов П.В. Соотношение термодинамических параметров P/T для воды и 30 %-растворов NaCl // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1956. Ч.85, № 4. С.529-534.

2. Борисенко А.С. Изучение солевого состава газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С.16-27.

3. Справочник по растворимости водно-солевых систем. М.: Наука, 1968. 836 с.

4. Киргинцев Н.В. Справочник по растворимости водно-солевых систем. М.: Наука, 1974. 325 с.

УДК 553.45/463.078:552.311

ОЛОВО-ВОЛЬФРАМОВЫЕ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЮЖНОГО ПАМИРА / М. А. Тютин, М. М. Безуглый // Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горно-рудного района (Юго-Восточный Памир). Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 3-19.

Рассматриваются особенности геологической позиции, внутреннего строения и состава олово-вольфрамовых рудно-магматических систем Юго-Восточного Памира и сопредельных территорий. Выделены три региональные олово-вольфрамовые системы. В пределах наиболее представительной из них рассмотрены Базардаринская, Курустыкская и другие системы очагового уровня, которые относятся к двум типам. Первый тип характеризуется олово-фторным, а второй - вольфрам-борным профилем магматитов, околорудных метасоматитов и руд.

Ил. 3, табл. I, библи. 26 назв.

УДК 552.321+552.331.2:550(235.211)

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОГО ПАМИРА / Владимирова А. Г., Беляева Р. Т., Пономарчук В. А. // Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горно-рудного района (Юго-Восточный Памир). Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 19-69.

На примере Аличурского и Базардаринского полихронных плутонов рассмотрена геология, вещественный состав и обоснован Rb-Sr-методом (97 млн лет) возраст магматитов Южного Памира. Установлена корово-мантийная природа всей магматической колонны, формирование которой связано с внедрением гетерогенных расплавов: шошонитового, латитового, палингенного известково-щелочного диопсиднормативного, палингенного известково-щелочного корундонормативного и редкометалльно-плюмазитового. Общая эволюция магматизма связана на прогрессивном этапе с плавлением нижних горизонтов земной коры, затем - с внедрением мантийных шошонитовых

магм, их глубинной контаминацией метapelитовым материалом, возникновением вторичных анатектических очагов и смешением гетерогенных расплавов. Оловоносные граниты отвечают регрессивному этапу эволюции магматической колонны.

Ил. II. Табл. 7, библиография 31 назв.

550.42:546.65:552.II

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЙ СОСТАВ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДОВ АЛИЧУРСКОГО ПОЛИХРОННОГО ПЛУТОНА (Южный Памир) / Туркина О.М., Владимиров А.Г., Бобров В.А., Туркин А.И. // Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горно-рудного района (Юго-Восточный Памир). Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 70-90.

На основании редкоземельного и редкоэлементного составов показана принадлежность гранитоидов Аличурского полихронного плутона известково-щелочному и монцонитовому рядам. Происхождение известково-щелочных гранитоидов связывается с парциальным плавлением метapelитовых толщ. Геохимические особенности монцонитоидов могут быть объяснены образованием их в результате смешения латитовых и палингенных коровых расплавов.

Ил. 8, табл. I, библиография 26 назв.

УДК 552.332.6+552.II

О ЯВЛЕНИЯХ ГИБРИДИЗМА В ПОСЛЕГРАНИТОВЫХ ДАЙКАХ АЛИЧУРСКОГО ПОЛИХРОННОГО ПЛУТОНА (Южный Памир) / Титов А.В. // Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горно-рудного района (Юго-Восточный Памир). Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР. 1990. С. 91-105.

На основании результатов термобарогеохимических исследований вкрапленников кварца и микронзондового изучения зерен граната доказываемается гибридная природа диорит-порфиритов из дайкового комплекса Аличурского полихронного плутона. Приводятся оценки $P - T$ -параметров образования ксеногенных парагенезисов; делается предположение о значительной роли процессов контаминации корово-

го материала латитовыми расплавами при формировании магматитов Аличурского плутона.

Ил.5, табл.3, библиограф. 8 назв.

УДК 549.612

О ТИПОМОРФИЗМЕ ТУРМАЛИНОВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ БАШГУМБЕЗСКОГО И БАЗАРДАРИНСКОГО КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПАМИРА / Лебедев А.С., Изох П.Э., Балакирева Н.А. // Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горно-рудного района (Юго-Восточный Памир). Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1990. С.105-113.

Изучен химический состав и параметры элементарной ячейки турмалинов из высокоборных редкометалльных гранитов башгумбездского (1) и высокофтористых редкометалльных гранитов базардаринского (2) комплексов. Показано, что турмалины (1), кристаллизовавшиеся в высокоборной, обедненной летучими компонентами, системе, отличаются повышенным содержанием глинозема несмотря на ассоциацию с биотитом. Турмалины (2), образовавшиеся в условиях высокой активности воды, фтора и хлора, являются типичными представителями шерло-дравитового ряда с резким преобладанием шерлового минала.

Ил.3, Табл.2, библиограф. 9 назв.

УДК 553.45/463:551.242(575.3)(045)

ТИПОВЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ОБСТАНОВКИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В БАЗАРДАРИНСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ (Юго-Восточный Памир) / Рубанов В.Г., Логачев В.П. // Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горно-рудного района (Юго-Восточный Памир). Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1990. С.113-123.

На основе анализа геологических материалов и глубинной геофизики в пределах Базардаринского рудного района на Южном Памире проведена классификация благоприятных для локализации оловянного оруденения геолого-структурных позиций и выделены их типовые об-

становки. Каждый тип характеризуется определенной комбинацией рудолокализирующих структурных и литологических факторов; ему соответствует один из минеральных типов редкометалльного вольфрам-оловянного оруденения, генетически связанного с проявлением позднемезозойского интрузивного магматизма.

Ил. 2, библ. 7 назв.

УДК 553.412+549

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ СЕРЕБРО-СУРЬЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ АКДЖИЛГИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (Юго-Восточный Памир) / Павлова Г.Г., Морцев Н.К., Борисенко А.С., Дыцук М.Ю., Боровиков А.А. // Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горно-рудного района (Юго-Восточный Памир). Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1990. С.124-159.

Впервые приведены результаты изучения вещественного состава руд одного из древнейших районов серебряного промысла. Оруденение принадлежит к серебро-сурьмяной (или серебро-сульфосольной) рудной формации. Проведенные исследования позволяют охарактеризовать геохимические особенности руд и самого процесса рудообразования, получить представление о закономерностях развития гидротермального процесса в пространстве и во времени.

Ил. 5, табл. 8, библ. 9 назв.

УДК 553.4:553.2+553.412

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СЕРЕБРО-СУРЬЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ БАЗАРДАРИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА / Борисенко А.С., Боровиков А.А., Павлова Г.Г., Морцев Н.К. // Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горно-рудного района (Юго-Восточный Памир). Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1990. С.160-179.

В статье приведены результаты термобарогеохимических исследований минералов руд серебро-сурьмяных проявлений Базардаринского рудного узла. Изучение флюидных включений в кварце, флюо-

рите и барите показало, что отложение руд происходило в интервале 280–50 °С и давлениях до 750 бар при участии хлоридных растворов переменной концентрации. Преобладающими солевыми компонентами минералообразующих растворов являлись NaCl, KCl, FeCl₂, CaCl₂, LiCl. В составе газовой фазы преобладает CO₂. Установлено направленное снижение температуры и концентрации гидротермальных растворов вверх по восстанию рудных зон и в стороны от Акджилгинского разлома.

Ил.6, табл.2, библи. 4 назв.

СОДЕРЖАНИЕ

Тютин М.А., Безуглый М.М. Олово-вольфрамовые рудно-магматические системы Южного Памира	3
Владимиров А.Г., Беляева Р.Т., Пономарчук В.А. Позднемезозойский магматизм Южного Памира	19
Туркина О.М., Владимиров А.Г., Бобров В.А., Туркин А.И. Редкоземельный состав и петрогенезис гранитоидов Аличурского полихронного плутона (Южный Памир)	70
Титов А.В. О явлениях гибридизма в послегранитовых дайках Аличурского полихронного плутона (Южный Памир)	91
Лебедев А.С., Изох П.Э., Балакирева Н.А. О типоморфизме турмалинов редкометалльных гранитов башгумбезского и базардаринского комплексов Юго-Восточного Памира	105
Рубанов В.Г., Логачев В.П. Типовые структурные обстановки локализации оловянного оруденения в Базардаринском рудном районе (Юго-Восточный Памир)	113
Павлова Г.Г., Морцев Н.К., Борисенко А.С., Дышук М.Ю., Боровиков А.А. Минеральный состав и стадийность формирования серебро-сурьмяного оруденения Агджилгинского рудного поля (Юго-Восточный Памир)	124
Борисенко А.С., Боровиков А.А., Павлова Г.Г., Морцев Н.К. Физико-химические условия формирования серебро-сурьмяного оруденения Базардаринского рудного узла (Юго-Восточный Памир)	160
Рефераты	180

Тематический план выпуска изданий
СО АН СССР на 1990 г., № 86

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ
И ОРУДЕНЕНИЕ БАЗАРДАРИНСКОГО ГОРНО-РУДНОГО РАЙОНА
(Юго-Восточный Памир)

Сборник научных трудов

Ответственный редактор д.г.-м.н.
Виктор Николаевич Шарапов

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Р.Н. Ильина

Технический редактор Н.Н.Александрова

Подписано к печати 04.10.90.

Бумага 60x84/16. Печ.л.11,75+2 вкл. Уч.-изд.л.10,75.

Тираж 350. Заказ 329. Цена 80 коп.

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

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ !

Редакционно-издательский отдел Института геологии и геофизики СО АН СССР предлагает следующие издания.

Чайко А.В. МОРФОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС НАГОРНЫХ ТЕРРАС В УСЛОВИЯХ КРИОЗОНЫ. Новосибирск, 1988. 0-35 к.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ: Библиогр. указатель лит-ры (1836-1986 гг.) / Составитель И.С.Новиков. Новосибирск, 1988. 0-30 к.

СТРУКТУРА ЛИНЕАМЕНТНЫХ ЗОН ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА. Новосибирск, 1988. 0-50 к.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЗМА, МЕТАМОРФИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ ЮГА СИБИРИ. Новосибирск, 1988. 0-60 к.

МИНЕРАЛЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ В КИМБЕРЛИТАХ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ. Новосибирск, 1988. 0-40 к.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ. Новосибирск, 1988. 0-65 к.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ. Новосибирск, 1988. 0-50 к.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ. Новосибирск, 1989. 0-70 к.

Глухманчук Е.Д. МЕТОДИКА АНАЛИЗА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ПЛАТФОРМЕННЫХ СКЛАДОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ. Новосибирск, 1989. 0-45 к.

Пономарев В.Г., Забиров Ю.А. ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ И ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА. Новосибирск, 1988. 0-60 к.

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ СИБИРИ. РАЗРЕЗ ПО р. ЯНГОДЕ / В.А.Захаров, А.Л.Бейзель, К.В.Зверев и др. Новосибирск, 1989. 0-30 к.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРНОГО АЛТАЯ. Новосибирск, 1989. 100 с. 0-45 к.

Беляев С.Ю. ТЕКТОНИКА ЧАРСКОЙ ЗОНЫ. Новосибирск, 1985:
117 с. 0-50 к.

Есин С.В., Кутюлин В.А., Прусевич А.А. ВУЛКАНИЗМ СРЕДНЕЙ
ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ. Новосибирск, 1990. 158 с. 0-60 к.

СТАНДАРТНЫЕ ОБРАЗЦЫ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРИРОДНЫХ МИНЕРАЛЬ-
НЫХ ВЕЩЕСТВ. Новосибирск. 1990. 220 с. 1-00.

С заказами на книги обращайтесь по адресу:

630090, Новосибирск, 90,

Университетский просп., 3,

Институт геологии и геофизики. РИО.

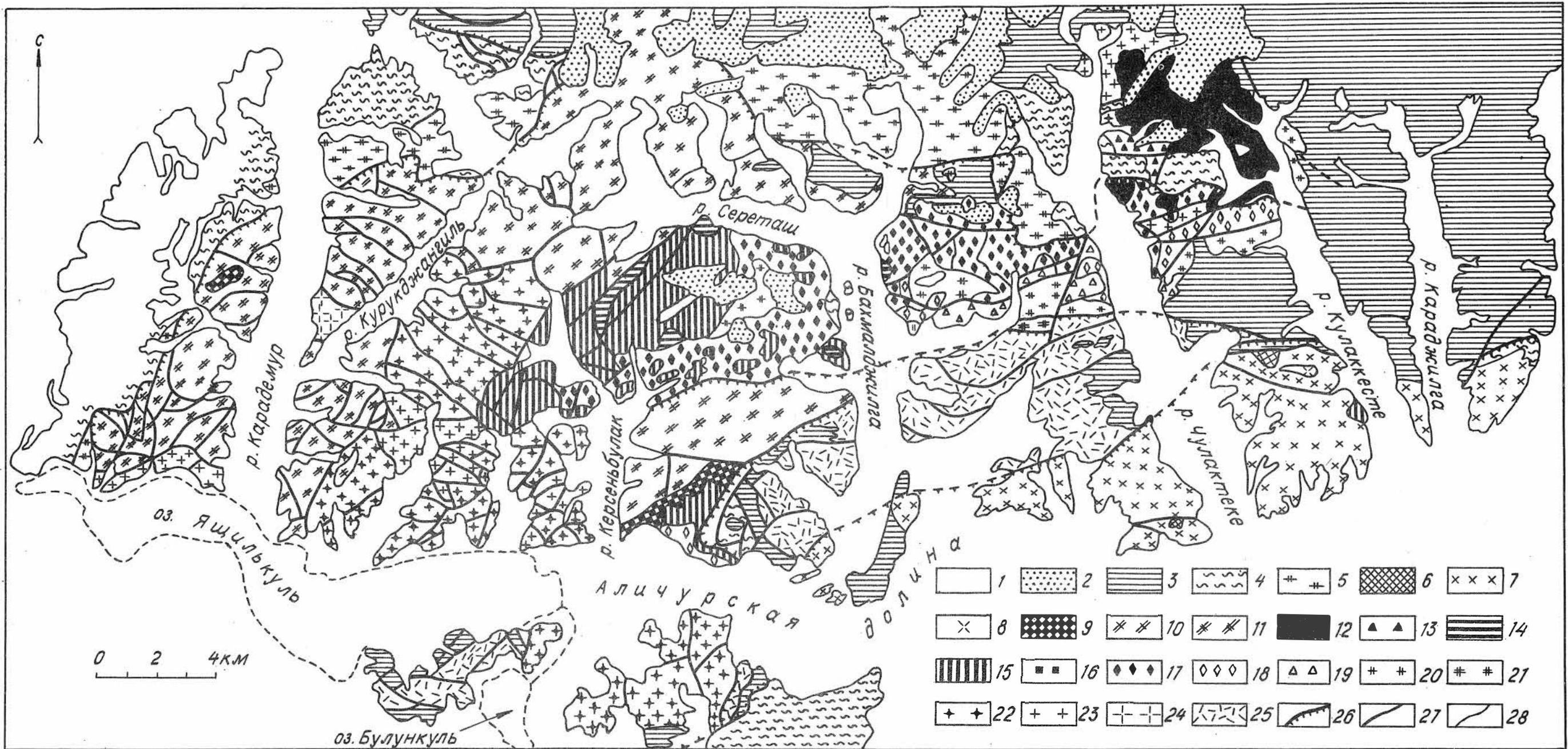


Рис.1. Геологическая схема Аличурского полихронного плутона. Составлена по материалам Р.Т.Беляевой с дополнениями А.Г.Владимирова:

1 - четвертичные отложения; 2 - ледники; 3 - пермотриасовые и юрские отложения Юго-Восточного Памира, нерасчлененные; 4 - чулактекинский мигматит-гранито-гнейсовый комплекс, (P-T?) Аличурской зоны Юго-Западного Памира; 5 - биотит-амфиболовые гнейсограниты проблематичного возраста; 6-8 - южно-аличурский комплекс (6 - кварцевые диориты-I, 7 - гранодиориты-II, 8 - граниты-III); 9-11 - сереташский комплекс (9 - монцодиориты-I, 10 - кварцевые монцодиориты-II, 11 - монцогранодиориты-III); 12-15 - акджилгинский комплекс (12 - монцогабро-I, 13 - такситовые монцодиориты-II, 14 - кварцевые монцодиориты-III, 15 - кварцевые монцониты и монцогранодиориты-IV-V, нерасчлененные); 16-21 - базаррыкский комплекс (16 - монцодиориты-I, 17 - кварцевые монцодиориты-II, 18 - кварцевые монцониты-III, 19 - монцогранодиориты-IV, 20 - порфиридные монцогранодиориты и граниты-V, 21 - лейкограниты и аляскиты-VI); 22-24 - акджарский комплекс (22 - гранодиориты-I, 23 - граниты-II, 24 - граниты-III); 25 - вулканические и субвулканические породы кыркызырабатской вулканоплутонической ассоциации, P₉; 26 - надвиги I порядка; 27 - второстепенные надвиги и разломы, нерасчлененные; 28 - интрузивные границы.

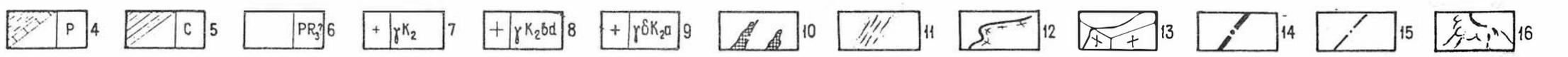
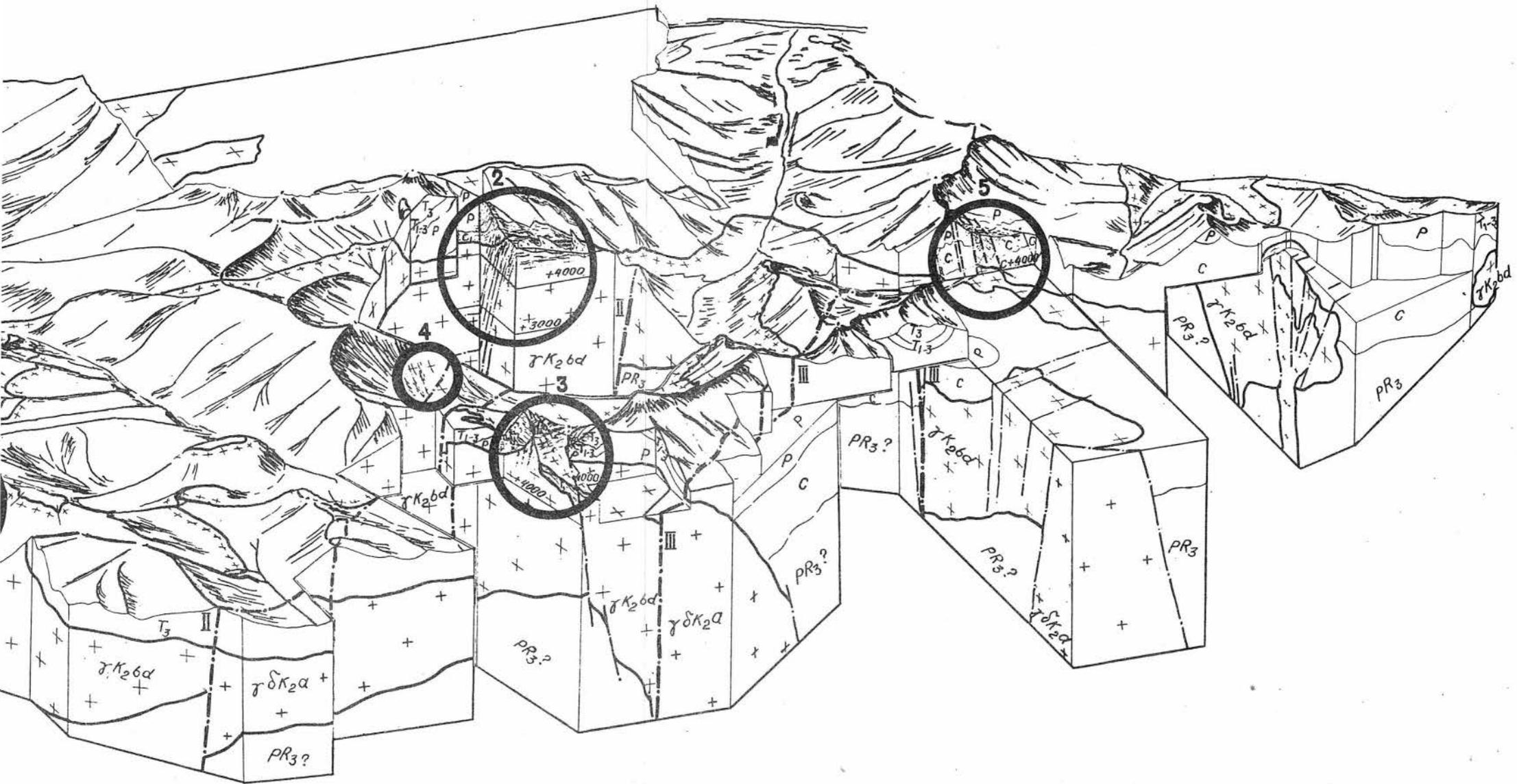


Рис.2. Базардаринский рудный район (блок-диаграмма).

е благоприятные геолого-структурные обстановки: I - Акджилга, 2 - Трезубец, 3 - Жильное, 4 - Дальнее, 5 - Ташказык. I - четвертичные отложения; 2-5 - осадочные отложения (T₃), 3 - карбонатно-терригенные отложения (T_{I-3}), 4 - вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения (P), 5 - терригенные отложения (C); 7-9 - интрузивные породы (гранитоиды): 7 - кыр-кызылрабатская ассоциация (P), 8 - базардаринский комплекс (K₂), 9 - акджарский комплекс (K_{I-2}); 10 - скарны; II - контур выхода гранитов на дневную поверхность; I3 - границы между геологическими образованиями на разрезах; I4 - разрывные нарушения первого порядка (I - Акджилгинский, II - Элисуйский, III - Кобригенский); I5 - разрывы, предполагаемые по геофизическим данным; I6 - ледники.

