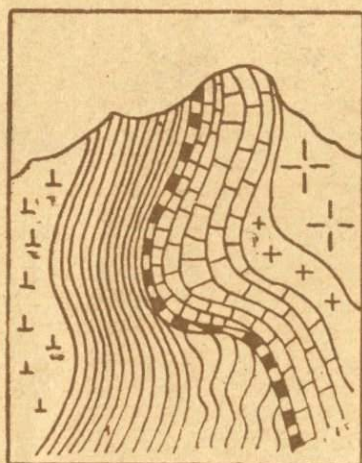


М. Б. АКРАМОВ, М. Х. ХАЛИЛОВ, О. НОРМЕТОВ

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ЦЕНТРАЛЬНОГО

ПАМИРА



АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

М. Б. АКРАМОВ, М. Х. ХАЛИЛОВ, О. НОРМЕТОВ

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

Под редакцией кандидата геолого-
минералогических наук
В. А. ПАВЛОВА

Издательство "Дониш"
Душанбе - 1977

2106



Рассматриваются эволюция интрузивных образований, их вещественный состав, основные закономерности распределения вещества в пределах интрузивных тел, возрастное положение интрузивных комплексов, определено место хрусталеносных жил в истории развития ванч-язгулемского палеогенового гранитоидного комплекса, выявлено три разновозрастные самостоятельные группы пород среднего состава (диоритов), приведена схема интрузивного магматизма западной части Центрального Памира.

А 20805 - 021 - 16 - 76
М 502 - 77

С Издательство "Дониш", 1977 г.

Светлой памяти
МАНОНА ХАМИДОВИЧА ХАМИДОВА
посвящается

ВВЕДЕНИЕ

Центральный Памир в структурном отношении принадлежит к северному обрамлению Каракорумской складчатой системы (Бархатов, 1959 и др.).

Западная часть рассматриваемой зоны занимает особое место как область чрезвычайно интересной магматической деятельности, охватывающей интервал от протерозоя до неогена. Хотя магматические образования здесь исследуются уже несколько десятилетий, ряд вопросов геологического положения, объема интрузивных комплексов, входящих в структуру региона, их возраста и состава является дискуссионным и в некоторой степени слабоизученным.

Настоящая работа — результат исследований интрузивных пород, проведенных авторами в 1968–1971 гг. в пределах западной части Центральной мезо-кайнозойской зоны Памира.

Изучение интрузивов велось путем детального геолого-петрографического исследования различных представителей интрузивных пород, петрохимических особенностей разновозрастных комплексов и одновременных фаз, их породообразующих минералов. Было дано определение абсолютного возраста, изучены закономерности распределения акцессорных минералов и ряда элементов.

Различный объем интрузивных комплексов и неравномерная степень их изученности не позволили подойти одинаково к оценке материала. Это определило различную степень детальности описания отдельных комплексов.

На основании полученных материалов и обобщения существующих литературных данных авторы выделяют шесть разновозрастных интрузивных комплексов: дустирозский допалеозойский габброидный, барнаваджский позднеюрский габброидный, зайчский раннемеловой габбро-диоритовый, кумачдаринский позднемеловой диоритовый, ванч-язгулемский: палеогеновый гранитоидный и сунгатский палеоген-неогеновый даек кислого состава. При этом из состава ванч-язгулемского палеогенового гранитоидного комплекса нами впервые были выделены два самостоятельных разновозрастных комплекса (зайчский раннемеловой габбро-диоритовый и кумачдаринский позднемеловой диоритовый), различающихся между собой геологическими особенностями; петрографическим составом, формой залегания, возрастом, жильными и дайковыми образованиями, акцессорной минерализацией, продуктами изменения и элементами-примесями.

Возраст и последовательность формирования интрузивных комплексов устанавливаются на основании широкого применения радиологических данных. Методами абсолютной геохронологии решена проблема возраста хрусталеносных полей Западного Памира и подтверждена связь хрусталеносных жил с лейкократовыми гранитами четвертой интрузивной фазы ванч-язгулемского палеогенового гранитоидного комплекса. Среди интрузивных пород региона выявлены три разновозрастные самостоятельные группы пород среднего состава (диоритов). На примере Кударинского и Сохчарвского массивов, вскрытых эрозией на глубину 1,5 – 2,5 км, показано распределение вещества по вертикали, выяснены причины, приведшие к определенной зональности. Подобное комплексное исследование с обобщением всего существующего материала в данном районе позволило представить общую схему развития интрузивного магматизма, выявить характерные особенности разновозрастных интрузивных комплексов.

В работу, особенно при описании ванч-язгулемского палеогенового гранитоидного комплекса, вошли в обобщенном и сокращенном виде опубликованные и неопубликованные материалы М. Х. Хамидова, М. Б. Акрамова, М. Х. Халилова.

Из числа интрузивов ванч-язгулемского палеогенового гранитоидного комплекса для рассмотрения выбраны наиболее характерные крупные и довольно подробно исследованные Ванчский, Кударинский, Хаврездаринский, Ровхарвдаринский, Колгайский, Сохчарвский массивы.

Авторы признательны всем товарищам, оказавшим помощь в выполнении данной работы.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

Западная высокогорная часть Центрального Памира издавна привлекала внимание исследователей. Первые геологические наблюдения носили маршрутный характер, а составленные на их основе карты отражали лишь общие черты геологического строения и орографию района (Иванов, 1884, 1888; Наливкин, 1916).

Более всесторонне и глубоко магматизм западной части Центрального Памира стали изучать в годы Советской власти отряды Таджикско-Памирской экспедиции АН СССР (Юдин, 1932; Сауков, 1934; Николаев, 1933, 1936; Паффенгольц, 1936; Чуенко, 1938; Никитин, 1938 и др.).

В последние годы наиболее важны работы Н. К. Морозенко (1949), Б. П. Бархатова (1949, 1953, 1956, 1962), М. Х. Хамидова (1955, 1956, 1957, 1957а, 1959, 1959а, 1960, 1967). Эти исследования в основном посвящены вопросам возрастного расчленения магматических пород и выяснению их роли в размещении хрусталеносности Западного Памира. В работах М. Х. Хамидова затрагивались также многие вопросы магматической геологии западной части Центрального Памира: многофазность гранитоидных интрузий, проблема пространства при формировании гранитоидных массивов, гибридность и ассимиляция, зональность и размещение постмагматических продуктов вокруг гранитоидных массивов, металлогеническая специализация интрузии, закономерности распределения породообразующих и аксессуарных минералов и т. п.

Дальнейший анализ гранитоидных интрузий западной части Центрального Памира проводился М. Х. Халиловым (1966, 1968, 1968а, 1968б, 1968в, 1969, 1969а, 1970), М. Б. Акрамовым (1967, 1968, 1968а, 1968б, 1969, 1970, 1970а, 1971, 1971а, 1973), Х. С. Таджидиновым (1967, 1968, 1969 и др.), В. И. Будановым (1963, 1964), Л. Н. Афиногеновой (1969) и другими исследователями.

Диссертационная работа и статьи М. Х. Халилова посвящены главным образом вопросу абсолютной геохронологии интрузивных комплексов Западного Памира и северного склона Рушанского хребта (1966, 1968, 1969, 1969а, 1970 и др.). Развивая основные идеи М. Х. Хамидова, он на базе абсолютной геохронологии установил палеогеновый возраст молодых третичных гранитоидов, выдвинул концепцию о синхронности образования молодых грани-

тоидов северного склона Рушанского хребта и ванч-язгулемского палеогенового комплекса.

В течение ряда лет (1964–1969 гг.) М. Б. Акрамов, изучая гранитоидные образования Западного Памира, а именно Кударинского и Хаврездаринского массивов, впервые разработал методику отбора и обработки проб для исследования акцессориев с учетом условий региона. Им дана детальная качественная и количественная характеристика акцессорных минералов, выделены их разновидности и парагенезисы, показаны факторы, влияющие на изменение видового состава и количественное распределение акцессорных минералов, подробно рассмотрены особенности распределения их в вертикальном разрезе массивов, выделены типы гранитоидов по характеру содержания в них указанных минералов, определены особенности распределения элементов в минералах и породах (1967, 1968, 1968а, 1968б, 1969, 1970, 1971а).

Х. С. Таджидинов (1967, 1968, 1969), исследуя петрографо-петрохимические особенности эффузивных образований Западного Памира, делает попытку провести их формационный анализ, разбирает вопросы комагматичности эффузивов с палеогеновыми гранитоидами.

Результаты исследований позволяют в настоящее время подвести первые итоги изучения интрузивного магматизма Западного Памира, наметить основные черты его развития, эволюции состава и строения последовательно возникших комплексов, сделать некоторые общие выводы о петрогенезисе этих комплексов. Эти проблемы и станут содержанием данной работы.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

Западная часть Центрального Памира — территория, занятая хребтами: Ванчским (юго-западные отроги), Ягзулемским, Рушанским (северо-западные отроги). С севера названный регион ограничен Ванч-Таньмасским (Левен, 1960; Карапетов, 1962, 1964), с юга Рушанско-Пшартским (Бархатов, 1963; Дронов, 1964) надвигами.

Особенностью Центрального Памира является его положение на стыке двух складчатых поясов — Куэньлуньского (палеозойского по Бархатову, 1971) и Альпийского (Каракорумского по Бархатову, 1963).

В геологическом строении Центрального Памира принимают участие различные типы пород, от докембрия до неогена включительно. Среди них часто в значительных масштабах развиты магматические образования.

Сейчас существует несколько схем геологического и тектонического районирования западной части Центрального Памира (Кузьмин, 1951; Намидов, 1967; Карапетов, 1961, 1961а; Дюфур, 1962; Бархатов, 1963; Дронов, 1964; Винниченко, 1968; Таджиудинов, 1971 и др.). Не вдаваясь в подробности и не разбирая достоинств и недостатки этих схем, мы в дальнейшем будем пользоваться структурной схемой Х. С. Таджиудинова, которая составлена с учетом проявления магматических процессов в ходе геологического развития исследованного региона.

Х. С. Таджиудинов, пользуясь литературными данными и собственными наблюдениями за вулканогенными породами Центрального Памира, выделяет ряд структурных этажей: допалеозойский, нижне-среднепалеозойский (с-о-с-д-с), верхнепалеозойско-мезозойский (с₂-р-т-д-к), кайнозойский (р₃-н). Некоторые из них подразделяются на структурные ярусы.

Допалеозойский структурный этаж

На территории западной части Центрального Памира отложения допалеозойского структурного этажа представлены ванч-ягзулемской серией метаморфических пород (р₁В): В ее составе выделяют (Чуенко, 1938) следующие свиты: **барнавадж-скую** — тонкослоистые кварциты, филлиты, кремнистые сланцы, зеленокаменно-измененные основные — средние вулканиты, маломощные прослои мраморов, мощность свиты 1500—2000 м; **ягзулемскую** — кальцитовые и доломитовые мраморы с пачками и линзами метаморфизованных сланцев, песчаников, из-

мененных основных — средних вулканитов, видимая мощность до 1000 м; д ж а м а к с к у ю — чередование песчаников, сланцев, филлитов, конгломератов, мощность до 1000 м, общая мощность пород серии 3500—4000 м.

Ранне-среднепалеозойский структурный этаж

В зоне Центрального Памира представлен породами раннекембрийского возраста, зорабатской и козындийской свитами кембрийского-ордовикского возраста и сурезской свитой нижнего карбона.

Позднепалеозойско-мезозойский структурный этаж

В Центральном Памире сложен позднекаменноугольно-пермскими, пермскими, триасовыми, юрскими и меловыми осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями. Разрез его на Западном Памире начинается с отложений триаса.

Триасовая система пользуется широким развитием по всей площади Центрального Памира. В разрезе триасовых толщ выделены джилгакульская и джанкандинская свиты (Кушлин, 1963). Первая развита по правобережью рек Бартанг, Кудара, Бозбайтал и др. По составу в ее пределах выделяются нижняя (песчаники и мергеля) и верхняя (известняково-мраморная) лачки. Мощность 150—210 м.

Джанкандинская свита — (Дронов, 1963 и др.) составляет большую часть триасового разреза и занимает 90% площади отложений триаса, отмечается по всему Центральному Памиру. В состав свиты входят сланцы, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты. Мощность 1500—2000 м.

Юрская система. Образование этого возраста согласно с постепенным переходом перекрывает триасовые отложения. Представлены песчаниками, известняками с прослоями сланцев и песчаников, доломитами, конгломератами и другими породами, входящими в состав (снизу вверх), коульбельсуйской, дамаматской, бунайской и б. хварвской свитами (Дронов и др., 1964).

Меловая система. Согласно Х. С. Таджидинову (1971), представлена вулканогенно-осадочными толщами бартангской и чечектинской серий, красноцветными терригенными толщами нижнего мела, карбонатной толщей с рудистовыми известняками верхнего мела (Таджидинов, 1971).

В описываемом районе отмечена лишь часть указанных стратиграфических подразделений.

Бартангская серия (К₁₋₂ Вч), по данным Х. С. Таджидинова (1963а, 1963б, 1964), подразделена на две свиты (снизу вверх): баджударинскую эффузивную и шуджандскую туфогенно-осадочную. Геологические, петрографо-минералого-геохимические особенности бартангской серии охарактеризованы в работах Х. С. Таджидинова (1966, 1968).

Нижнемеловые красноцветные терригенные отложения отмечаются в виде отдельных полей в Западном Памире, на водоразделе Язгулемского хребта. Они представлены красноцветными песчаниками, конгломератами, алевролитами, мергелями и линзами известняков. Нижнемеловой возраст этих пород доказывается находками фауны. Общая мощность пород от 100 до 600 м.

Верхнемеловые отложения развиты в верховьях р. Бартанг и согласно налегают на осадки нижнего мела (Таджидинов, 1964, 1966, 1968). В их нижней части отмечаются красноцветные песчаники, алевролиты, гипсы, мергеля, глины с маломощными прослоями известняков, а в верхней преимущественно рудистовые известняки с прослоями глин, алевролитов и песчаников. Мощность верхнемелового разреза 100-450 м. °

Кайнозойский (позднекайнозойский) структурный этаж

Породы описываемого возраста по своему составу, положению и распространению выделены Х. С. Таджидиновым в отдельный самостоятельный структурный ярус, характеризующий собой тафрогенный этап развития Южного Памира в позднепалеоген-неогеновое время. Основная роль в составе описываемого структурного этажа принадлежит терригенно-вулканогенным образованиям позднепалеогена-неогена (пшартская серия), а на востоке — вулканогенно-интрузивным образованиям, выделяемым в сассыксуийский комплекс щелочных базальтоидов и дункельдыкский комплекс лейцитовых базальтов.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

В пределах западной части Центрального Памира выходы магматических пород на современном эрозионном срезе занимают около 1300 км². Из них на долю вулканогенных образований приходится 390 км², на интрузивы основного и кислого составов — 900 км². Как показывают приведенные данные, масштабы проявления интрузии основного состава (дустирозский, барнаваджский, габброидный и зайчский габбро-диоритовый комплексы) незначительны и основной магматический "фон" западной части Центрального Памира составляют интрузивы среднего и особенно кислого составов (ванч-язгулемский гранитоидный и кумачдаринский диоритовый комплексы). Основная масса интрузивных массивов размещена среди пород палеозойского структурного этажа (Бархатов, 1961, 1963; Дронов, 1963; Пашков, 1964; Карапетов, 1961; Таджидинов и др., 1971, 1973). Значительно реже вмещающими породами для интрузивов являются образования позднепалеозойско-мезозойского структурного этажа. Массивам интрузивных пород региона свойственна несколько вытянутая в северо-восточном направлении форма и в плане, в общем, согласная с простиранием вмещающих пород и тектонических структур.

Магматическая деятельность проявилась многократно с образованием пород от условно допалеозойского (?) возраста до неогена включительно.

Нами в пределах описываемого региона выделяются шесть последовательных интрузивных комплексов:

1. Дустирозский допалеозойский габброидный,
2. Барнаваджский позднеюрский габброидный,
3. Зайчский раннемеловой габбро-диоритовый,
4. Кумачдаринский позднемеловой диоритовый,
5. Ванч-язгулемский палеогеновый гранитоидный,
6. Сунгатский палеоген-неогеновый даек кислого состава.

Перечисленные интрузивные комплексы отражают проявление двух тектоно-магматических циклов — условно допалеозойского и мезозойско-раннекайнозойского.

Определение абсолютного возраста интрузивных пород подтверждает схему расчленения магматических комплексов, хотя в отдельных случаях результаты радиологического определения не совсем согласуются с имеющимися геологическими данными (см. раздел "К геохронологии магматических комплексов...").

Условно допалеозойский тектоно-магматический цикл

Условно допалеозойский цикл на описываемой территории представлен дустирозским габброидным комплексом, породы которого распространены в пределах допалеозойского структурного этажа (ванч-язгулемская серия).

Нижняя возрастная граница этого комплекса определяется по аналогии с пластобразными интрузивными телами амфиболитов, установленными В. И. Поповым (1933, 1935) за пределами рассматриваемого региона (бассейн р. Танимас), где они залегают в основании флишевых толщ, перекрытых силурийскими известняками, что дает основание считать их возраст досилурийским.

В исследованном районе дустирозский габброидный комплекс не образует единого магматического тела, а обнажается в виде прерывистых цепочек пластобразных, линзовидных залежей и жиллоподобных тел, обычно согласных с вмещающими породами.

Минералогические, структурные и текстурные особенности пород дустирозского габброидного комплекса позволяют различать среди них габбро-амфиболиты и амфиболиты. Макроскопически эти две разновидности пород различаются с большим трудом.

О древнем возрасте описываемого комплекса говорит еще и тот факт, что габбро-амфиболиты залегают среди метаморфических толщ ванч-язгулемской серии, которые от вышележащих пород кембрия и ордовика (зорабатская свита) отделены резким угловым несогласием (Лашков, 1964). Отложения зорабатской свиты трансгрессивно с горизонтами конгломератов в основании ложатся на породы ванч-язгулемской серии в местах их соприкосновения.

Мезозойско-раннекайнозойский тектоно-магматический цикл

С данным магматическим циклом связано формирование большей части интрузивных тел основного, среднего и кислого составов, а также эффузивных образований района. Этот цикл можно подразделить на два этапа: раннеорогенный, интрузивного и эффузивного магматизма основного и среднего состава, и этап собственно орогенного интрузивного преимущественно граптоидного магматизма (Акрамов и др., 1971а).

Интрузивный магматизм первого этапа представлен комплексами: бартаваджским позднеюрским габброидным; зайчским ранне-меловым габбро-диоритовым и кумачдаринским верхнемеловым диоритовым.

Второй этап представлен ванч-язгулемским палеогеновым гранитоидным и сунгатским палеоген-неогеновым даек кислого состава комплексами.

Первый этап. Барнаваджский позднеюрский габброидный комплекс

Включает массивы пород основного состава (габбро, габбро-диобазы) северо-восточной части Ванчского хребта. Эти гипабиссальные интрузивы габброидов развиты в верховьях ушейий Дустироз, Сунгат, Лянгар и особенно в бассейне р. Барнавадж. Нижняя возрастная граница этого комплекса отбивается на основании прорывания габброидами пересеченных юрских отложений, развитых в долине р. Ванч, а верхняя определяется тем, что они в некоторых местах подвергаются сильному контактовому воздействию ванчязгулемских палеогеновых гранитоидных интрузий и прорываются их жильными дериватами. Результаты определения абсолютного возраста пород барнаваджского комплекса калий-аргоновым методом показывают время его формирования — 148–98 млн. лет.

Основные интрузии в исследуемом районе представлены примерно 40 мелкими обычно секущими, относительно изометричными штокообразными массивами, реже линзовидными телами, слабо вскрытыми эрозией. Размеры этих тел варьируют от 85x150 до 500x700 м.

Зайчский раннемеловой габбро-диоритовый комплекс

К нижнему мелу мы относим внедренные зайчского габбро-диоритового комплекса, который включает Зайчский, Одудинский, Звирдаринский, Сейгехарвский, Арганхейский массивы и другие мелкие тела, распространенные по северному склону Язгулемского хребта. Так, Зайчский и Одудинский массивы залегают среди условно допалеозойских отложений, а Звирдаринский, Сейгехарвский, Арганхейский прорывают мезозойские (юрские) осадочные образования (поздние алеозойско-мезозойский структурный этаж). Абсолютный возраст пород варьирует в пределах 118–65 млн. лет.

Массивы зайчского раннемелового габбро-диоритового комплекса прослеживаются в северо-восточном направлении, в основном имеют вытянутую форму с рядом пережимов. Среди слагающих их пород различаются мегаморфизованное рудное габбро, габбро, габбро-диориты. При этом наблюдается преобладание габбро над остальными породами.

Кумачдагинский позднемеловой диоритовый комплекс

Формируется в позднемеловое время. Представлен Кумачдаринским, Восточно-Ванавским, Западно-Ванавским, Худзордаринским и другими более мелкими массивами, расположенными в язгулемском синклинории близ водораздельной части и на северном склоне Язгулемского хребта. Это штокообразные тела, прорывающие известняки верхних юры и нижнемеловые красноцветы. Породы кумачдаринского комплекса представлены габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, реже гранодиоритами. Преобладают диориты и кварцевые диориты.

Абсолютный возраст пород описываемого комплекса 97–65 млн. лет, что говорит о формировании гранитоидов в позднемеловое время, т. е. цифры, полученные калий–аргоновым методом, дают удовлетворительно согласующиеся с геологическими наблюдениями результаты.

Второй этап. Ванч–язгулемский палеогеновый гранитоидный комплекс

Усиление магматической активности происходит в палеогене. В начале этого периода в результате конечных этапов альпийских орогенетических движений оформились главные складчатые структуры района. В это время в ядерных частях антиклинальных складок внедрились крупные гранитоидные интрузии ванч–язгулемского комплекса. К этому комплексу относятся около 30 крупных и мелких массивов, сложенных чрезвычайно разнообразными по составу гранитоидами.

По М. Х. Хамидову (1959), ванч–язгулемский палеогеновый гранитоидный комплекс формировался в четыре интрузивные фазы, отделенные друг от друга сравнительно продолжительными периодами времени. Первая фаза характеризуется внедрением диоритов и кварцевых диоритов; вторая – образованием гранодиоритов и порфиридных гранитов; третья – образованием нормальных мелко- и среднезернистых биотитовых гранитов и завершающая – образованием лейкократовых гранитов и плагиогранитов.

Г. Л. Юдин (1932), определяющий возраст гранитоидных интрузий Центрального Памира как альпийский, указывает, что ранняя фаза альпийской складчатости проявилась между верхней юрой и мелом; а главная фаза – между верхним мелом и палеогеном. Исходя из этих фактов, М. Х. Хамидов (1967) массивы Ванчский, Гумасский, Верхне–Язгулемский, Южно–Мазардаринский, Шабукский, Джуванский, Джамакский, Нижне–Гушхонский, Ровхардаринский и некоторые другие, залегающие среди условно допалеозойских толщ, Кударинский, Хаврездаринский и другие массивы, прорывающие толщи верхнего палеозоя и частично мезозоя, а также Гумаякский, Сохчарвский и другие интрузивы, залегающие среди мезозойских осадочных образований, считает одновозрастными. Такая параллелизация применяется М. Х. Хамидовым ввиду того, что интрузивы исследуемого района имеют между собой много сходных черт.

Таким образом, автор, учитывая новые фактические материалы, разделяет точку зрения В. И. Попова (1932, 1933), Д. И. Щербачева (1930), Г. Л. Юдина (1932), М. Х. Хамидова (1959), В. И. Будагова (1964а) и др. относительно молодого возраста ванч–язгулемского гранитоидного комплекса. В то же время, конкретизируя возраст гранитоидов этого комплекса, считаем его палеогеновым.

В конце палеогена, быть может в начале неогенового периода, в условно допалеозойских метаморфических отложениях возникают расколы, по которым внедряются небольшие порции магмы, что и приводит к формированию дайковых тел сунгатского комплекса даек кислого состава. Сюда включены жилы и дайки кварцевых порфиров, гранит-порфир в, сленитов, фельзитов и др. Возраст пород этого комплекса определяется на основании секущих контактов с магматическими и жильно-магматическими образованиями палеогенового комплекса.

В ы в о д ы

1. Среди всего многообразия интрузивных пород западной части Центрального Памира устанавливается шесть последовательных разновозрастных интрузивных комплексов, соответствующих двум магматическим циклам — условно допалеозойскому и мезозойско-раннекайнозойскому.

2. Допалеозойский магматизм на данной территории проявился в виде извержений основной магмы, продукты которого затем были сильно метаморфизованы.

3. Интенсивный интрузивный магматизм в западной части Центрального Памира проявился в мезозойско-раннекайнозойский тектономагматический цикл, начало которого относится к поздней юре, окончание, по-видимому, к концам палеогена. Этот цикл насыщен формированием основной массы интрузивных комплексов.

4. Последовательность образования пород различных интрузивных комплексов соответствовала ряду: габбро-амфиболиты, габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, сиениты; значит, формирование породы интрузивных комплексов шло в направлении от более основных в сторону кислых и щелочных пород.

Описание интрузивных комплексов

1. Дустирозский допалеозойский комплекс основных пород

Наличие основных пород в метаморфических толщах Центрального Памира, измененных под влиянием метаморфизма до состояния амфиболитов, не вызывает сомнений и отмечается рядом исследователей (Попов, 1933, 1935; Морозенко, 1949; Хамидов, 1956 и др.).

В районе исследования наиболее ранним из известных проявлений интрузивного магматизма следует считать дустирозский комплекс габброидов, которые залегают среди метаморфических пород условно протерозойского возраста (ванч-язглемская серия). Дустирозский комплекс здесь — многочисленные пластовые тела,

прослеженные с северо-востока на юго-запад от р. Абдукагор до р. Шидз (верховье).

Обычно средняя длина тел достигает 8 км при мощности 70—200 м. Как и вмещающие породы, эти тела смяты в опрокинутые складки северо-восточного простирания и значительно сильнее, чем другие породы, метаморфизованы.

Минеральный состав габброидных пород и амфиболитов в целом очень близок, что говорит об их образовании в результате близких по времени или одновременных интрузий одного и того же состава магмы. Они имеют некоторые различия в структурных, текстурных и метаморфических изменениях. Выделяются следующие петрографические разновидности: габбро-амфиболиты и амфиболиты.

Для описанных пород контактовые изменения незначительны и трудно различимы вследствие глубокого метаморфизма вмещающих пород, далаеогеновыми интрузиями кислого состава, широко развитыми в районе.

Жильные производные, достоверно принадлежащие интрузии габбро-амфиболитов и амфиболитов, если не считать мелкие прожилки пегматитового облика, в районе не встречены.

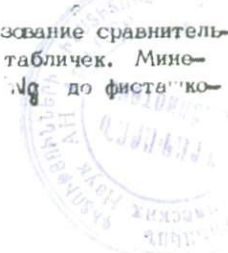
Габбро-амфиболиты. Микроскопически списываемые породы представлены среднезернистыми, иногда равномернозернистыми разновидностями. Структура габбровая, текстура пород сланцеватая и массивная. Габбро-амфиболиты состоят из плагиоклаза (35-60%), амфибола (23-25%), биотита (15-19%); вторичные минералы — альбит, эпидот, цонзит, серицит, сосюрит. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, ильменитом, пиритом, лейкоксеном и реже пирротинном.

Плагиоклаз представлен табличками и призмами, реже неправильными зернами до 2, 5x1, 5 мм. Зерна плагиоклаза обычно альбитизированы и серицитизированы. Призмы и таблички с нечетко выраженными очертаниями двойников, отвечают альбит-олигоклазу и олигоклазу (№№ 5-15 и 20). Характер распределения вторичных минералов позволяет предполагать, что первичный минерал был более основным и в процессе метаморфизма подвергся деанортитизации.

Роговая обманка развита в виде зеленых, слабо плеохроирующих зерен (до 0, 4 мм в поперечнике), имеющих неровные контуры и замещенных по краям и в центре уралитом (?). Роговая обманка плеохроирует от коричневого цвета по Nq до желтого по Np.

Биотит встречается довольно часто в виде отдельных чешуек размером до 1, 5-2 мм, обычно идиоморфных по отношению к плагиоклазу. Плеохроирует от буровато-зеленого по Nq до бледно-желтовато-зеленого по Np.

Эпидот. Для этого минерала характерно образование сравнительно мелких (0, 2x0, 2 мм) неправильных зерен, табличек. Минерал слегка плеохроирует от лимонно-желтого по Nq до фиштакково-зеленого по Np.



Альбит замешает крупные кристаллы основного плагиоклаза. Образует сплошные массы, реже заполняет трещинки и стыки.

Амфиболиты. Имеют темно-зеленую окраску и большую степень огнейсованности по сравнению с габбро-амфиболитами. Это мелко- и среднезернистые породы, слагают большей частью краевые части шластообразных тел. Сланцеватость и полосчатость текстур особенно выражены вблизи контактов, где отчетливо устанавливается чередование полосок, обогащенных то плагиоклазом, то амфиболом, благодаря чему породы нередко называют полосчатым амфиболитом.

Участками в амфиболитах сохраняется массивная текстура, что свидетельствует в пользу их происхождения за счет габбро-амфиболитов.

Амфиболиты сложены в основном амфиболом и плагиоклазом, в меньшей степени биотитом, хлоритом, альбитом. Акцессорные минералы представлены ильменитом, магнетитом, сфеном, рутилом, апатитом, цирконом, ортитом, графитом, торитом (табл. 1).

Для всех амфиболитов характерны кристаллобластическая и гетеробластическая структуры, а также гранонематобластическая, пойкилитовая и порфиробластовая.

Т а б л и ц а 1*

Средний количественно-минеральный состав пород
(по подсчетам в шлифах в об. %)

Минерал	Амфиболово-полевопатовый амфиболит (среднее из 14 шл.)	Амфиболит (среднее из 6 шл.)	Амфиболово-биотитовый амфиболит (среднее из 5 шл.)
Плагиоклаз	30, 2	18, 7	13, 3
Роговая обманка	66, 7	66, 3	58, 2
Биотит	0, 6	6, 8	21, 3
Мусковит	-	1, 8	3, 1
Кварц	1, 2	-	-
Хлорит	-	1, 9	2, 0
Эпидот	-	1, 3	0, 9
Акцессорные минералы	1, 3	3, 2	1, 2
С у м м а . .	100, 0	100, 0	100, 0

Породы характеризуются почти полным отсутствием калиевого полевого шпата. В этих породах нередко наблюдаются такие минералы, как клиноцоизит, цоизит, серицит, кальцит, альбит, тальк.

Плагиоклаз идиоморфен, распределен в породе неравномерно, двойники наблюдаются в отдельных зернах. Плагиоклаз альбитизирован, угасание волнистое. По плагиоклазу различаются вторичные

* Все таблицы, кроме № 1, 2, 34, 35, 43, 45, 52, 53, 55 см. в приложении к работе.

минералы: серпент, эпидот, цорчит, клиноцоизит, скаполит. Встречаются полностью серпентизированные зерна плагиоклаза. Результаты измерений на федоровском столике позволяют отнести плагиоклаз к альбит-олигоклазу и олигоклазу (№ 5-15 и 20). Пластинки и лейсты плагиоклаза достигают 3, 5-4, 5 мм длины, края разведены.

Роговая обманка по количеству преобладает над всеми другими минералами и образует правильные короткопризматические кристаллы до 4, 5 мм в длину.

М. Х. Хамидов (1955) отмечает присутствие базальтической роговой обманки в амфиболитах имеющих крупные (2, 5x1, 4 мм) призмы. Плеохроизм по N_g — буровато-зеленовато-желтый, N_m — светло-бурый, N_p — бледно-желтый. $2v = -60^\circ$, $\mu_g = 1,748$, $\mu_p = 1,688$, $\mu_g - \mu_p = 0,060$.

Актинолит образует псевдоморфозы по роговой обманке и отличается от последней более светлыми тонами зеленой окраски (табл. 2).

Слюдит встречается в виде чешуек, пластинок и листочков неправильной формы. Он развивается за счет актинолита и роговой обманки. Среди чешуек биотита иногда наблюдаются реликты кристаллов роговой обманки и еще реже актинолита.

Для эпидота характерно образование скоплений сравнительно крупных зерен (до 2 мм в длину). Разлит эпидот по плагиоклазу и по темновесным минералам. Окрасочные различия эпидота плеохроируют от фиолетового по N_p до светло-зеленого по N_g . Эпидот нередко зонный, причем ядро представлено клиноцоизитом.

Особенности химического состава пород

Результаты пересчета семи анализов габбро-амфиболитов и амфиболитов приведены в табл. (3, 4) и диаграмме составов (рис. 1).

По химической классификации А. Н. Заварицкого, описываемые породы относятся к третьему (габбро-амфиболиты, $15 > Q > 6$) и к шестому (амфиболиты — $6 > Q > -15$) классам, к группам бедных щелочами (габбро-амфиболиты $\frac{A}{C} = 1,67$ и амфиболиты $\frac{A}{C} = 0,64$) пород.

Габбро-амфиболиты и амфиболиты дусгирозского комплекса по химическому составу приближаются к среднему составу габбро по Р. Дэли (1936). Некоторое отличие заключается в повышенном содержании кремнезема в габбро-амфиболитах и пониженном — в амфиболитах, в несколько пониженном содержании глинозема и кальция в габбро-амфиболитах и несколько повышенном содержании в них суммарного железа.

По соотношению щелочей породы описываемого комплекса относятся к натриево-у ряду.

Как габбро-амфиболиты, так и амфиболиты не имеют постоянного содержания в своем составе феррических силикатов и,

Таблица 2

Оптические свойства амфиболов из горных пород дустирозского комплекса

	Константы							
	$-2V^{\circ}$	$c N_g$	Показатель преломления			Плеохроизм		
			n_g°	n_p	Двупреломление	N_g	N_m	N_p
Амфиболово-полишошчатый амфиболит (актинолит)	77	13	1,655	1,614	0,021	Желтовато-зеленый	Светло-желтый	Бесцветный
Амфиболит (роговая обманка)	76	18	1,676	1,653	0,020	Светло-зеленый	Желто-ватозеленый	Соломенно-желтый
Амфиболово-бротитовый амфиболит (роговая обманка)	78	14	1,655	1,639	0,016	Синевато-зеленый	Травянисто-зеленый	Желтый

следовательно, окислов тяжелых металлов (FeO , Fe_2O_3 , MgO). Приведенный график зависимости концентрации этих окислов от содержания в породах SiO_2 показывает их линейную зависимость (рис. 2).

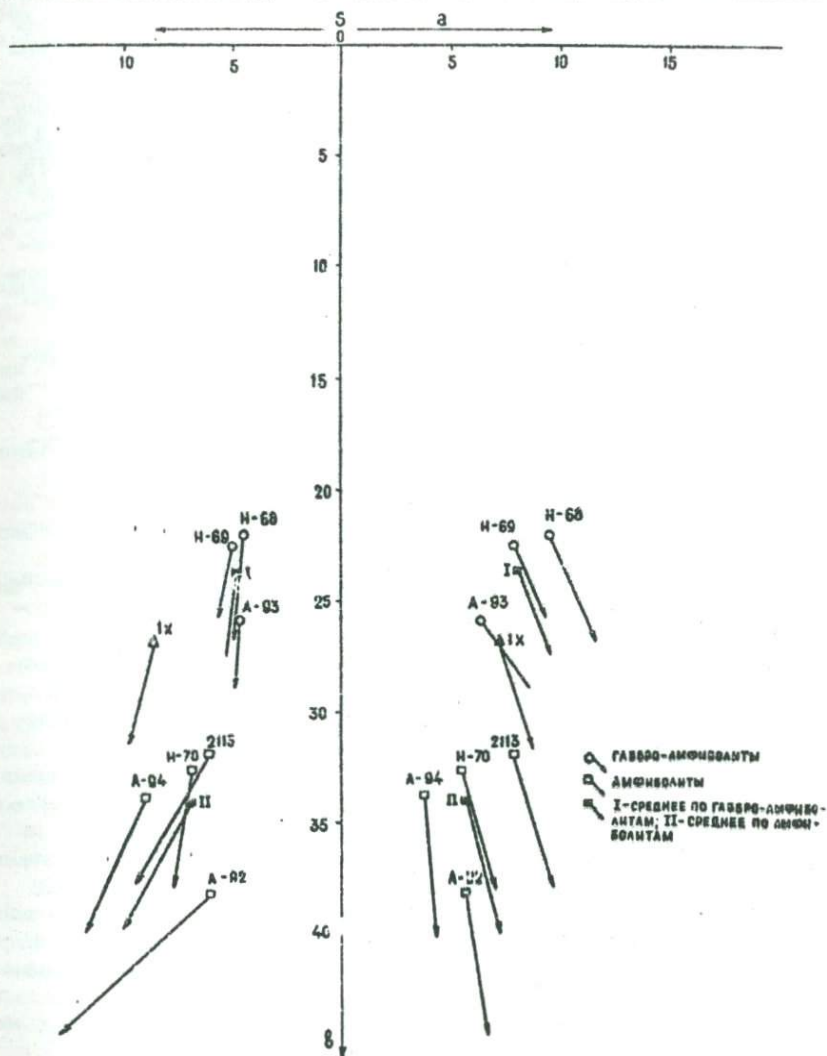


Рис. 1. Диаграмма лимических составов пород дузирского комплекса.

В то же время отличия габбро-амфиболитов от амфиболитов следующие. Габбро-амфиболиты по сравнению с амфиболитами характеризуются резким обеднением магния, несколько меньше — кальция, калия и сравнительно большим содержанием кремнезема.

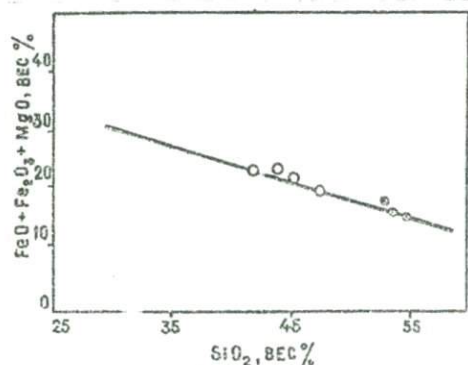


Рис. 2. График зависимости концентрации Fe_2O_3 , FeO , MgO от содержания SiO_2 в породах дустирозского комплекса.

близость векторов к оси S указывает на обеднение их алюминосиликатами по сравнению с габбро. Распределение титана в амфиболитах обнаруживает отчетливую зависимость, выражающуюся в закономерном уменьшении титана по мере возрастания кремнекислотности и увеличении титана по мере увеличения окисного и закисного железа. Содержание титана в габбро-амфиболитах района близко к кларку или выше того, которое приводит А. П. Виноградов (1962) для основных пород (9000 г/т), тогда как в амфиболитах содержание титана значительно занижено. Как показывает расчет И. И. Абрамовича и Е. Б. Винооостровской (1963), основные и ультраосновные породы — производные базальтовой магмы — отличаются наиболее высоким содержанием титана. Концентраторами титана в габбро-амфиболитах и амфиболитах являются биотит, а из акцессорных минералов ильменит, сфен и рути.

В петаллогеническом отношении дустирозский комплекс основных пород не представляет практического интереса.

К геохимии пород дустирозского комплекса

Хром, кобальт, никель, ванадий. Породы дустирозского комплекса (табл. 5) содержат пониженное количество кобальта, никеля и хрома по сравнению с кларковыми содержаниями в основных породах. Достаточно высокое содержание (230 г/т) хрома отмечено лишь в одной пробе (пр. А-92) амфиболита. В габбро-амфи-

Отмечается также для габбро-амфиболитов несколько заниженное отношение калия к сумме щелочей. Из рис. 1 видно, что одна часть анализов группируется вокруг габбро-амфиболитов, другая — амфиболитов. При этом точки амфиболитов расположены значительно ниже точек габбро-амфиболитов и для средних по R . Делю, что свидетельствует о некотором обогащении амфиболитов феррическими составными частями, а некоторая

болитах содержание кобальта, хрома меньше, чем в амфиболитах, а никель в первых совершенно отсутствует. Концентрация ванадия в описываемых породах колеблется от 77 до 313 г/т, при этом содержание последнего в габбро-амфиболитах выше кларка, тогда как в амфиболитах ниже по сравнению с кларковыми содержаниями в основных породах.

Литий, рубидий. Литий и рубидий крайне неравномерно распределены ($Li = 9-31$ и $Rb = 11-69$ г/т) и их содержание во всех породах ниже, чем содержание кларка в основных породах, за исключением одной пробы (пр. А-92), где содержание лития (31 г/т) и рубидия (69 г/т) несколько выше кларка.

Берил обнаружен только в двух пробах из шести в количестве от 9 до 12 г/т, что в 2 раза выше кларкового содержания.

В целом для дустирозского комплекса характерно пониженное содержание (по сравнению с кларковыми значениями основных пород по А. П. Виноградову, 1962), кобальта, никеля, хрома и титана (для амфиболитов). Устанавливается частичная геохимическая специализация (в 1, 5-2, 0 раза превышающая кларк) на торий, титан (для габбро-амфиболитов).

Суммируя данные по веществуному составу дустирозского комплекса, можно отметить следующее.

1. Габбро-амфиболиты и амфиболиты имеют неоднородный состав и довольно быструю смену одних разновидностей другими, большей частью с постепенными переходами.

2. Для пород дустирозского комплекса характерно практическое отсутствие жильных образований.

3. Некоторое отличие пород комплекса от средних типов, особенно для габбро-амфиболитов, свидетельствует о значительном их преобразовании последующими процессами. Несмотря на близость химизма габбро-амфиболитов и амфиболитов, между ними есть и различия, заключающиеся в меньших концентрациях кальция и калия в габбро-амфиболитах и соответственно в более низком отношении в них калия к сумме щелочей. Габбро-амфиболиты характеризуются повышенной титанистостью.

4. Геохимическая специализация габбро-амфиболитов устанавливается лишь в отношении тория и титана.

5. Установить первичную природу габбро-амфиболитов и амфиболитов крайне затруднительно вследствие их этаморфизма, который испытала порода после своего образования, но некоторые сохранившиеся реликтовые структуры, химический состав, а также характер минерала в отдельных участках пластовых тел говорит в пользу их магматического происхождения из основной магмы.

2. Бернаваджский позднеюрский габброидный комплекс

Гипабиссальные интрузивы позднеюрских габброидов распространены в восточной части Ванского хребта (в верховьях ущелий Дустироз, Сунгат, Шугудо, Бернавадж и др.), где для них

зафиксировано около 40 выходов, размеры которых достигают от 85×150 до 500×800 м. Габброиды интрузируют осадочные метаморфические породы палеозоя и мезозоя и в свою очередь прорваны интрузиями палеогенового возраста и жильными дериватами. Это позволило М. Х. Хамидову (1955) выделить их в самостоятельный габброидный комплекс, образование которого происходило в течение новокиммерийского тектоно-магматического цикла.

Результаты петрографо-минералого-петрохимических исследований позволили выявить среди габброидов барнаваджского комплекса следующие петрографические разновидности: оливиновые габбро, габбро-пориты, роговообманковые габбро, кварцевые габбро, габбро-диабазы. По структурно-текстурным особенностям исследованные породы делятся на нормальное полнокристаллические габбро и неполнокристаллические габбро-диабазы.

Габбро имеют темно-серую и темную окраску. В центральных частях массивов они имеют средне- и крупнозернистое строение, а вблизи контактов переходят в мелкозернистые разновидности с гнейсовидной текстурой. Под микроскопом структура поодиночке габбровая. Минеральный состав следующий (табл. 6): плагиоклаз, оливин, пироксен, роговая обманка, ильменит, магнетит, сфен, апатит, циркон.

Плагиоклаз (андезит-лабрадор № 41-70, табл. 7), имеет отчетливо выраженные полисинтетические двойники. Иногда они зональные. Плагиоклаз часто сосюритизирован.

Оливин образует ксеноморфные кристаллики, которые захвачены между зернами плагиоклазов. По краям он замещается серпентинитом, пироксеном, роговой обманкой. Роговая обманка в свою очередь замещается биотитом. Показатели преломления оливина $n_g = 1,682$, $n_p = 1,646$, $2v = +74$, $n_g - n_p = 0,036$.

Пироксен образует призматические кристаллики ($4,5 \times 1,2$ мм) с отчетливым плеохроизмом от светло-зеленовато-желтого (по Ng) до бесцветного (по Np); $2v = +54$; $c : N_g = 41-51^\circ$, $n_g - n_p = 0,024$.

Роговая обманка встречается в виде вытянутых табл. Частое двойникование. Плеохроирует от коричневатобурого (Np) до буровато-зеленого (Ng); $c : N_g = 15-20^\circ$; $2v = -77$, $n_g - n_p = 0,020$. Из вторичных минералов в порце развиты актинолит, уралит, тремолит, биотит, хлорит, эпидот. Актинолит, уралит, тремолит, хлорит развиваются по темноцветным минералам; эпидот — по плагиоклазам, серпентин — по оливину.

Габбро-диабаз отличается от типично габбровых пород диабазовой (офитовой) структурной, пироксены приурочены к промежуточным пространствам между гранями плагиоклазов.

Плагиоклаз № 51-70 альбитизирован, серицитизирован, скаполитизирован. Кроме пироксенов в инстерстициях плагиоклазов располагаются статки роговой обманки, биотита, хлорита, лейкоксена, ильменита, цоизита и эпидота. Исходя из изложенных данных, описываемую породу можно называть габбро-диабазом.

Особенности химического состава пород

Для петрохимического исследования были использованы химические анализы М. Х. Хамидова (1955), результаты которых приведены в табл. 8, пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого (1956) (табл. 9) и построена диаграмма (рис. 3), включающая сопоставление анализов со средними типами (по Р. Дэли).

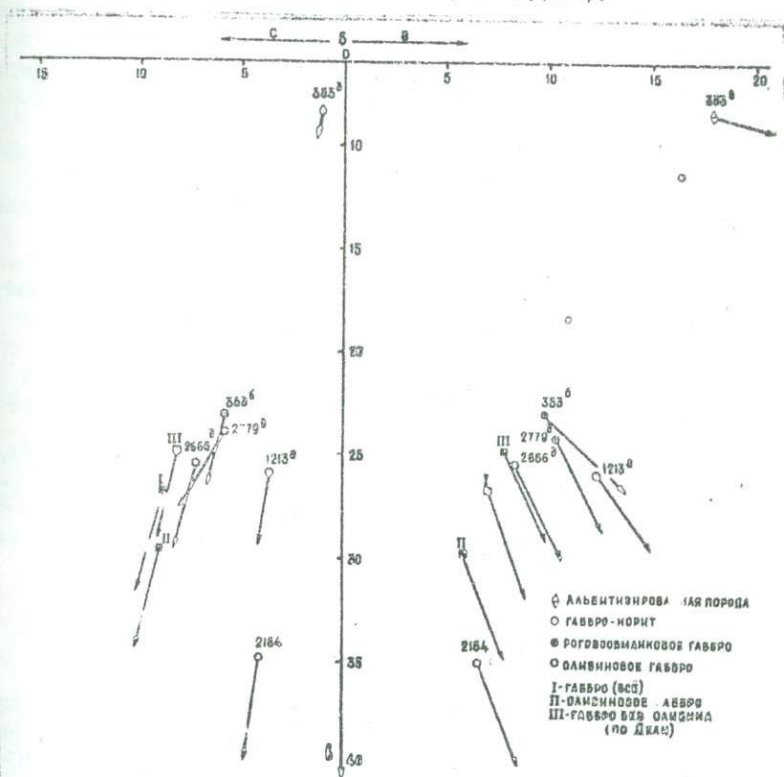


Рис. 3. Диаграмма химических составов пород барнаулского комплекса.

Анализируемые породы от средних типов пород отличаются большим содержанием щелочей, кремнезема, алюминия, титана и меньшим количеством магния, кальция, окисного и закисного железа. По классификации А. Н. Заварицкого (1956), анализируемые породы относятся к классу слегка недосыщенных кремнеземом ($-6 \geq Q \geq -15$), умеренно богатым щелочами ($7 \geq a: c \geq 2$) мелакократовым ($r > 20$) породам.

В ы в о д ы

1. Габброидные породы барнаваджского комплекса образуют мелкие штокообразные тела, интрузирующие палеозойские и мезозойские метаморфические и осадочные породы. Интрузивные тела по отношению к вмещающим породам являются дискордантными.

2. В петрографическом отношении барнаваджский комплекс обнаруживает значительную неоднородность. В состав его входят в основном оливиновое габбро, габбро и роговообманковое габбро. Эти разновидности пород связаны между собой постепенными переходами. Выделение их обычно возможно только на основе данных количественно-минерального состава.

3. Непостоянство количественно-минерального состава выражается главным образом в значительном колебании содержания кварца, плагиоклаза, шпороксена и амфибола. Этим и объясняется разнообразие пород барнаваджского комплекса.

4. В химическом отношении породы барнаваджского комплекса составляют единый петрохимический ряд, закономерно меняющий состав (а, в, с, S) — от оливиновых габбро через типичные до амфиболовых габбро.

3. Зайчский раннемеловой габбро-диоритовый комплекс

Выделен в результате работ М. Х. Халилова (1969), М. Б. Абрамова и др. (1971а). К данному комплексу нами отнесены Зайчский, Одудинский, Сейгихарвский, Звирдаринский, Арганхехский массивы, но не исключено, что в его состав входят также Маргардаринский и Биджвардаринский интрузивы.

Вмещающими породами массивов зайчского комплекса являются в одних случаях протерозойско-нижнепалеозойские метаморфические образования (Зайчский, Одудинский и др.), в других — юрские известняки (Сейгихарвский, Арганхехский и др.).

По петрографическому составу среди пород описываемого комплекса нами выделены габбро-диориты, рудные габбро, габбро-диориты и др. Кроме того, среди них встречаются дайки лейкократовых плагиогранитов (Зайчский массив).

Зайчский массив является наиболее крупным среди массивов комплекса, поэтому его геолого-петрографические особенности рассмотрены более подробно.

Массив расположен в центральной части северо-западного склона Язгулемского хребта и прослеживается с юго-запада на северо-восток по ущельям Звирдара, Кумачдара, Вабзур, Зайч, Джафаки, Видвядж. Интрузив имеет вытянутую форму в северо-восточном направлении, длина его около 25 км, ширина довольно выдержанная и местами достигает 1,5–2 км. Он прорывает доломиты, сланцы, песчаники, кварциты нижнего палеозоя и известняки юры (Хамидов, 1956). Контактные поверхности массива довольно

сложные, волнистых очертаний, падают в основном под крутыми углами на юго-восток.

Массив сложен метаморфизованными габбро, пудными габбро, габбро-диабазами, которые пересечены малоизливыми дайками гранитов, го-видимому генетически связанных с ванч-язгулемским палеогеновым комплексом. Преобладающими породами Зайчск-го массива являются габбро и габбро-диориты, тогда как габбро-диабазы встречаются значительно реже. Переходы между указанными разновидностями всегда постепенные.

Габбро и габбро-диориты макроскопически представляют собой черные и желто-зеленые, мелко-, средне-, и крупнозернистые породы с массивной текстурой. Под микроскопом в составе габбро установлены следующие минералы: плагиоклаз, амфибол, пироксен, биотит, кварц, ильменит, сфен, циркон, апатит, турмалин, гематит, рутил, магнетит, титано-магнетит, ортит (?), эпидот, серпент, хлорит, цоизит, скаполит, карбонат, лейкоксен и др. (табл. 10).

Плагиоклаз представлен длиннопризматическими и таблитчатыми кристаллами андезина и лабрадора (№ 30-70) размером от 0,3х0,4 до 1,7х0,5 мм. Широко развиты полисинтетические двойники, количество двойниковых зон варьирует от 2 до 10-12. Плагиоклаз объективно сильно изменен вторичными процессами — серпентизацией, сорицитизацией и эпидотизацией, наиболее интенсивно проявленных в центральных частях зерен. В плагиоклазе имеются включения роговой обманки, сфена, апатита и ильменита. Местами плагиоклазы корродированы изометрическими зернами кварца.

Пироксен представлен диопсидом и авгитом, встречается в виде неправильных зерен. В проходящем свете минерал бледно-зеленый. Плеохроитрует от светло-зеленовато-желтого по Ng до бесцветного по Np; $2v = +52^\circ$, $c:Nq = 45^\circ$, $ng-np = 0,024$.

Роговая обманка представлена зелеными разновидностями. Образует длинные призматические и таблитчатые зерна размером 0,1х0,5 до 1,2х0,7 мм. Плеохроизм выражен очень резко, по Ng — зелено-зеленый, по Np — желтовато-зеленый, по Nm — зеленоватый. Схема абсорбции $Nq > N-n > Np$; $c:Nq = 18-20^\circ$, $ng-np = 0,016$.

Кварц образует зерна неправильной формы размером 0,2-0,35 мм. Выделяется в промежутках между зернами амфибола и плагиоклаза.

Ильменит встречается в виде крупных и мелких скоплений. Представлен шестигонными кристаллами и зернами неправильной формы. Идиоморфен по отношению к плагиоклазу, роговой обманке и магнетиту. Местами ильменит окаймляется лейкоксеном, последний развивается и вдоль отдельных трещин в ильмените. В некоторых шлифах ильменит и магнетит занимает до 10-12% площади шлифа (шл. H-24, X=464, X=463 и др.), соответственно содержание $TiO_2 + Fe_2O_3 \cdot FeO$ в отдельных образцах достигает 15-22% (анализы X=471, X=470, 39С°).

Магнетит образует изометричные и неправильной формы зерна с металлическим блеском в отраженном свете.

Сфен встречается в виде алотриоморфных, слегка вытянутых зерен размером 0,8x0,6 мм. Изредка обнаруживаются конвертообразные кристаллы.

Апатит образует длинные тонкие призмы или изометричные зерна, идиоморфные по отношению к плагиоклазу и цветным минералам.

Циркон представлен мелкими удлиненными кристаллами, иногда округлыми зернышками размером до 0,1x0,07 мм. Ассоциирует с темноцветными минералами.

Вторичные минералы развиты крайне широко, что дает основание предполагать интенсивное преобразование пород Зайчского массива с превращением их в ортоамфиболиты. Плагиоклазы в описываемых породах часто серицитизированы, эпохалитизированы. Пироксен и амфибол также замещаются биотитом, хлоритом и эпидотом. Для пород Зайчского массива характерны габбро-офитовая, габбровая, панидиоморфнозернистая и призматически-зернистая структуры.

Особенности химического состава пород

Химические анализы пород зайчского комплекса приведены в табл. 11. Результаты пересчетов анализов по методу А. Н. Заварицкого нанесены на петрохимическую диаграмму (рис. 4), на которой виден значительный разброс фигуративных точек. Расположение фигуративных точек на правой части диаграммы (плоскость $\alpha\beta b$) в общем показывает, что при увеличении кремнекислотности пород щелочность их (параметр β) также постепенно увеличивается. Значение параметра β , характеризующего содержание химических компонентов, испытывает значительные колебания, но в общем оно уменьшается с увеличением параметров α и ω , т. е. по мере перехода от пород основного состава к более средним разновидностям. В то же время в них возрастает относительное количество Fe, что выражается в заметном уменьшении длины векторов в направлении от нижней части диаграммы к верхней. Преобладание Fe над Mg вообще является характерной особенностью анализируемых пород.

На левой части диаграммы (плоскость $c\beta b$) вытянутость векторов отражает пропорциональность полевошпатово-известковой (параметр α) по направлению от основных пород к средним. Все основные параметры, отражающие состав пород зайчского комплекса, почти ложатся в одну линию, что свидетельствует о незначительном влиянии процессов ассимиляции и гибридизма на их образование. Крутой наклон векторов в этой плоскости указывает на значительное преобладание Na над K.

Средние значения описываемых пород по отношению к средним, по Р. Дэли, соответствуют породам габбро (все). Отличаются от последних чуть большим содержанием суммы щелочей, титана и меньшим — основности.

По химической классификации А. Н. Заварицкого (1950), породы зайчского комплекса относятся к нормальному ряду, 4 и 5-му классам (соответствуют насыщенным, слабонасыщенным SiO_2 породам), к группе пород, бедных щелочами.

С целью выявления содержания некоторых микроэлементов в габброидах Зайчского массива нами были химическими и спектральными (количественными) методами определены содержания следующих элементов: Ti, Cu, Zn, Ni, Co, V, Cr, Tl, Li, Rb, U и Th (табл. 12).

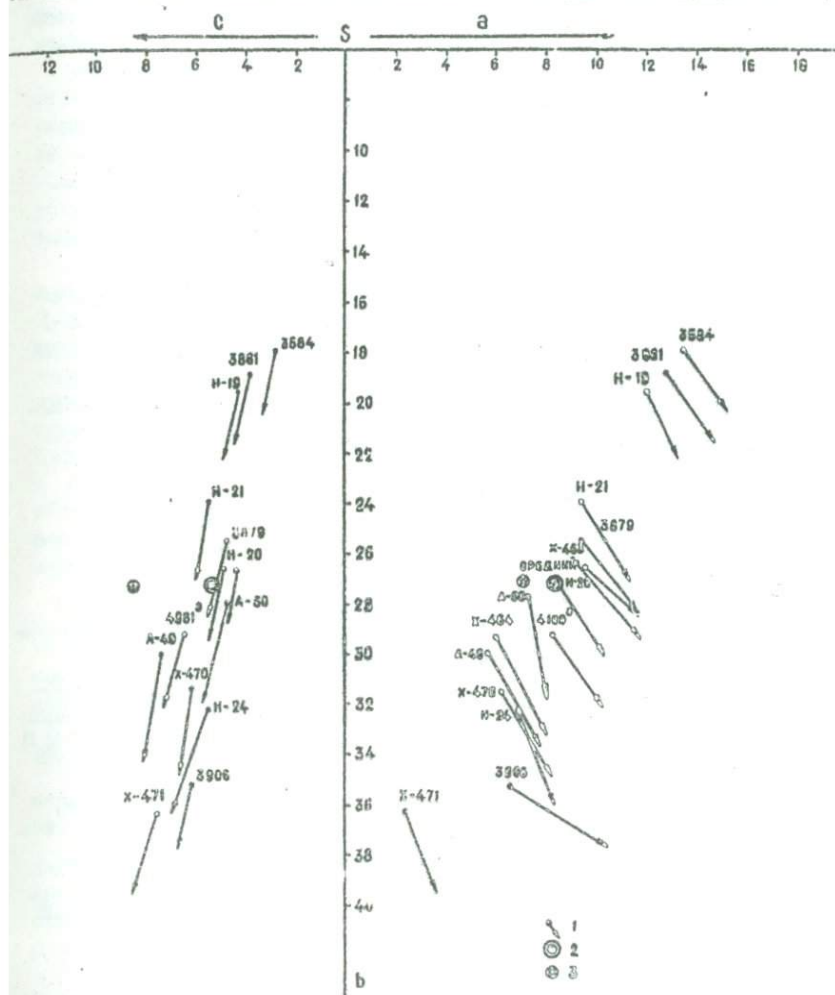


Рис. 4. Диаграмма химических составов пород зайчского комплекса: 1 - габбро; 2 - средние значения по комплексу; 3 - габбро (все) по Р. Дэли.

Титан обнаружен во всех породах, среднее содержание его 25600 г/т. Титан встречается в породах в виде ильменита, ильмено-рутила, рутила, титано-магнетита, сфена, лейкоксена, в некоторых шлифах содержание титансодержащих минералов достигает 10-15%. Столь высокое содержание титана в габброидах описываемого массива объясняется, по-видимому, первичной зараженностью магмы титаном и частичным заимствованием его из вмещающих пород. Кроме титана в габброидах наблюдается высокое содержание F, P, Te и несколько низкое $Cu, Ni, Co, V, Cr, Li, Rb$ по отношению к кларкам этих элементов в основных породах (Виноградов, 1962).

Возраст зайчского комплекса геологическими методами однозначно не устанавливается. Выше было отмечено, что массивы зайчского комплекса залегают среди допалеозойских осадочно-метаморфических пород и юрских известняков.

С целью установления верхнего возрастного предела массивов комплекса нами было проведено определение абсолютного возраста 8 проб, применялся калий-аргоновый объемный метод. Полученные радиологические результаты колеблются в пределах 72-118 млн. лет, что соответствует меловому периоду. Таким образом, радиологические данные не противоречат геологическим представлениям о возрасте комплекса.

В ы в о д ы

1. По особенностям вещественного состава и возраста Зайчский, Оудинский, Сейгхарвский, Звирдаринский, Арганхекский массивы нами отнесены к единому зайчскому габброидному комплексу.
2. Зайчский комплекс сложен габбро, габбро-норитами и габбро-диоритами. Габбро зайчского комплекса отличаются от средних габбро (по Р. Дэли) высоким содержанием $TiO_2, Fe_2O_3, FeO, Ni_2O, MnO$ и низким — CaO, MgO и CaO .
3. По данным абсолютной геохронологии, время формирования зайчского комплекса колеблется в пределах 72-118 млн. лет, что по геохронологической шкале, соответствует меловому периоду.
4. Кумачдаринский позднемеловой диорит — анодиоритовый комплекс

Комплекс выделен в результате наших работ (Акрамов и др., 1971) и представлен в регионе Кумачдаринским, Восточно-Ванауским и Западно-Ванаускими массивами. Кумачдаринский массив самый крупный из них. Он расположен на правом борту взгорья ущ. Ванау, имеет клинообразную форму выхода, вытянутую в северо-восточном направлении. Длина интрузива около 9 км, ширина — от первых сотен метров до 2 км.

Контактовые поверхности интрузива имеют сложные очертания с углами падения от 35 до 70° в сторону вмещающих пород. Вмещающими для интрузива являются нижнемеловые красноцветные песчаники.

В строении массива принимают участие по две интрузивных фаз, сопровождающие их жильно-магматические фации, введенные впервые М. Х. Хамидовым (1956).

Габбро-диориты первой фазы встречаются исключительно в виде ксенолитов среди диоритов и кварцевых диоритов второй фазы. К породам третьей фазы относятся дайкообразные и штокообразные тела лейкократовых гранитов, альбигитов и др.

С Умачдаринским интрузивом связаны дайки аплитов, пегматитов, диоритовых пегматитов, лампрофиров, диабазовых и диоритовых лампрофиров.

Аплиты встречаются как в самих интрузивах, так и во вмещающих породах. Мощность аплитовых тел колеблется от 0,3 до 2,0 м, длина их достигает 15-20 м. Это роскошные аплиты — плотные микро- и мелкозернистые, светло-серые, белые, реже светло-розовые породы. Под микроскопом в составе аплитов присутствуют слабо фелитизированный калишпат, иногда с микроклиновой решеткой, плагиоклаз (№ 8-10), кварц, биотит, сфен, пирит. Структура пород аплитовая.

Лампрофиры залегают среди кварцевых диоритов массива, на обоих бортах северо-восточного цирка. Морфология лампрофиров весьма сложна. Обычно это неправильные ветвистые тела, мощность жил 1, 0-2, 5 м, длина 30-40 м.

Макроскопически лампрофиры мелко- и среднезернистые, телом серые с зеленоватым оттенком породы, состоящие из зерен серого полевого шпата и черных иголочек мфибола. Под микроскопом в их составе обнаружены плагиоклаз, амфибол, кварц, микроклин, сфен, циркон, апатит, магнетит, шьменит, эпидот, цонзит, хлорит и др.

Описываемые лампрофиры имеют преимущественно панидиоморфно-зернистую структуру.

С массивом связаны различные скарны, эпидозиты, кварцевые и карбонатные жилы.

Нижнемеловые красноцветные отложения — мергели, сланцы и песчаники — в экзоконтакте массива превращены в роговики. В непосредственной близости от контакта роговики сильно обогащены эпидотом и хлоритом. Процесс преобразования осадочных пород нижнего мела в роговики совершается постепенно. Вначале в породе появляются отдельные пятна эпидота и хлорита, а затем она полностью замещается указанными минералами.

В районе перевала Рошт-Жир-Куталь, по данным М. Х. Хамидова (1956), на контакте диоритов с юрскими карбонатными породами были встречены скарновые тела, которые состоят из граната, амфибола, пироксена, плагиоклаза, кальцита, эпидота, хлорита и других минералов.

Нижняя возрастная граница Кумачдаринского интрузива определяется однозначно как послепермская на основании прорывания массивом красноцветных песчаников нижнего мела.

С целью установления верхней возрастной границы массива нами были проведены специальные радиологические исследования. Данные, полученные калий-аргоновым методом, показывают, что формирование Кумачдаринского массива происходило от 67 до 97 м.л. лет, что соответствует верхнему мелу.

Наиболее широко распространены породами Кумачдаринского интрузива являются диориты и кварцевые диориты.

Диориты — мелко-, средне- и крупнозернистые породы с непостоянным содержанием главных породообразующих минералов. В серой, темно-бурой, иногда зеленовато-серой массе диоритов макроскопически различаются пластинчатые зерна амфибола, биотита и полевых шпатов.

В составе диоритов установлены следующие минералы: плагиоклаз, амфибол, пироксен, биотит, микроклин, кварц, апатит, ортит, сфен, рутил, ильменит, магнетит, гематит, хлорит, эпидот, цоизит, лейкоксен, серицит, пирит, турмалин, кальцит и др. (табл. 23).

Плагиоклаз присутствует в количествах от 46 до 70%, образуя идиоморфные короткопризматические и таблитчатые кристаллы, по составу соответствуют андезину (Al_2 35-40). По плагиоклазу развиваются эпидот, серицит, клиноцоизит.

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой. Он образует короткопризматические кристаллы, имеет густую зеленую окраску по Nq , буроватую по Nm и зеленовато-желтую по Np . Иногда роговая обманка интенсивно замещается хлоритом с выделением мелких, рельефных зернышек сфена.

Пироксен моноклиный, присутствует в виде призматических и таблитчатых зерен с совершенной спайностью; $ng-np = 0,022$. Пироксен обычно разбит трещинами, которые выполнены вторичными минералами: серицитом и рудными. По краям пироксен обростаёт амфиболом и биотитом.

Биотит представлен листочками неправильной формы, и лучеными в зерна роговой обманки. Биотит характеризуется резким плеохроизмом от красно-бурого по Nq до светло-серого по Np . Местами он интенсивно замещен хлоритом. В биотите имеются включения магнетита, апатита, пироксена и др.

Кварц встречается в виде не крупных выделений, заполняет промежутки между зернами плагиоклаза и амфибола. Некоторые зерна кварца имеют слабое волнистое угасание.

Калишпат встречается только в виде микропегматитовых сростаний с кварцем. Эти участки, как и кварц, заполняют промежутки между зернами плагиоклаза.

Сфен приурочен к темноцветным минералам, для него характерны неправильные формы зерна размером 0,15 - 0,5 мм.

Апатит образует довольно крупные зерна изометрической и удлинённой формы, часто с мелкими включениями рудных минералов. Апатит в виде включений наблюдается в слюдите.

Магнетит представлен изометрическими зёрнами, включёнными в амфибол и плагиоклаз.

Серпентин интенсивно развивается по плагиоклазу, некоторые зерна которого начело замещены серпентитом.

Эпидот развивается по плагиоклазу в виде мелких рельефных зернышек, а также образует самостоятельные, более крупные выделения, не приуроченные к какому-либо минералу.

Кальцит выделяется в виде лапчатых и дендритовидных зерен, обычно на контакте выделений плагиоклаза.

Для описываемых пород характерны гиллиноморфнозернистая, палидиморфнозернистая и призматически-зернистая структуры.

Петрохимическая характеристика пород

Был использовано 13 силикатных анализов, проведенных М.Х.Хамидовым и нами.

Исследование приведенных данных и пересчеты их по методу А.Н.Заварицкого (1956) (табл. 15) позволяет говорить о следующих общих чертах, петрохимических особенностях пород Кумачдаринского массива.

Породы Кумачдаринского массива образуют две самостоятельные группы (поля) на вариационной диаграмме А.Н.Заварицкого (рис.5). Породы первой группы относятся по петрохимической классификации к 5-му классу, что соответствует слегка недосыщенным SiO_2 ($-6 > Q > -15$) и бедным щелочами породам ($2 > a:c$). Породы второй группы относятся к 3-му классу, что соответствует породам слабонерасыщенным ($15 > Q > 8$) и бедным щелочами ($3 > a:c > \frac{3}{2}$).

Пробы 3732, 3760, 3817 соответствуют среднему габбро (по Р.Дэли), но незначительная разница заключается в том, что в описываемых диоритах фиксируется низкое содержание Al_2O_3 - 2%, CaO - 20, MgO - 0,65% и избыток SiO_2 - 2%, TiO_2 - 0,06%, FeO - 0,86, Na_2O - 0,61, K_2O - 0,70%.

Вторая группа пород (см. табл. 14) отвечает среднему составу диорита (по Р.Дэли) и отличается от него несколько меньшим количеством FeO , MgO , CaO , TiO_2 и большим SiO_2 , Al_2O_3 . Содержание Fe_2O_3 , MnO , Na_2O , K_2O близко среднему диориту.

С целью выяснения геохимических особенностей диоритов и кварцевых диоритов Кумачдаринского массива нами были химическим и количественным спектральным методами определены содержания следующих элементов Ti , Ca , Zn , Ni , Co , V , Cr , Tl , Li , Rb , U , Th , B , Fl и P . (табл. 16).

Обработка приведенного аналитического материала показывает, что для диоритов и кварцевых диоритов Кумачдаринского массива характерно несколько пониженное среднее содержание (геохимического фона) Ti , Zn , Ni , V , F , P , B по сравнению со средним содержанием этих же

элементов в соответствующих породах (Виноградов, 1962). Содержание U, Th, Cs выше кларков соответствующих пород, а содержание Cu, Co и Tl близко к кларкам.

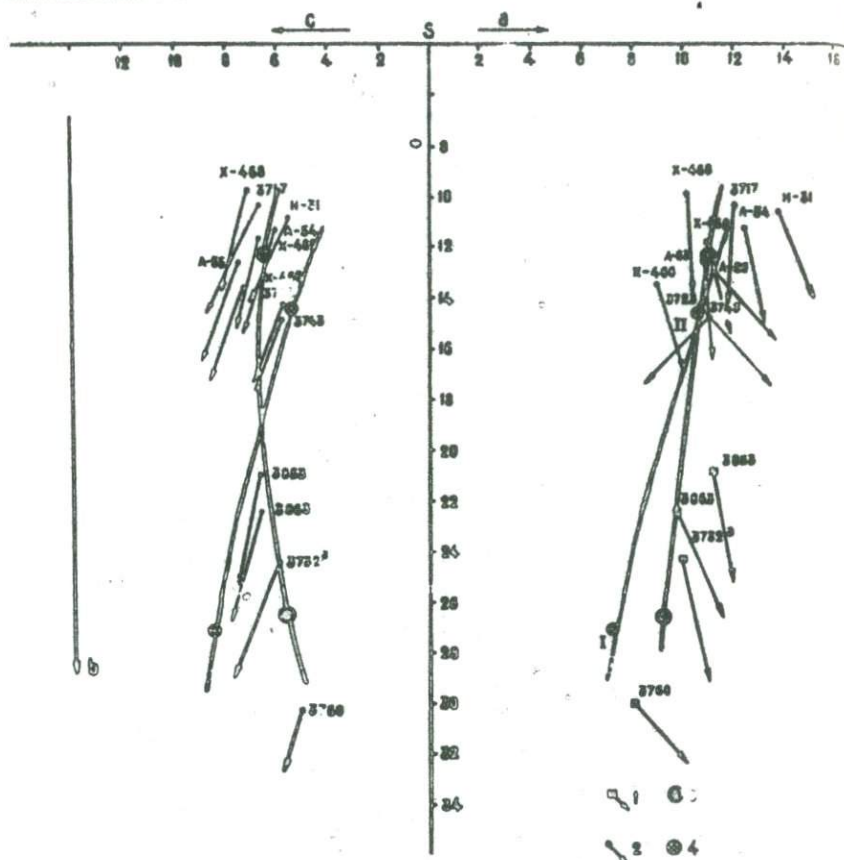


Рис. 5. Диаграмма химических составов пород кумачдаринского комплекса:
 1 - габбро; 2 - диориты; 3 - средние значения по комплексу; 4 - средние типы пород (по Р.Дэли). 1 - габбро (все), П - диориты (включая кварцевые диориты).

В ы в о д ы

1. Массивы кумачдаринского комплекса сложены главным образом диоритами, кварцевыми диоритами и градиоритами. Жильномагматические образования представлены аплитами, пегматитами, лапрофирами, диабазовыми порфиритами. Из постмагматических образований широко распространены жилы эпидотовые, кварцево-карбонатные, кварцевые и др.

2. Время формирования кумачдаринского комплекса происходило в интервале от 87 до 97 млн. лет, что соответствует верхнему мелу.

3. Средний химический состав диоритов и кварцевых диоритов соответствует среднему составу диорита (по Р.Дэли и П.С.Соловьеву, 1940).

4. Для пород описываемого комплекса характерно несколько повышенное содержание Cr, Rb, U, Th и пониженное Ti, Zn, Ni, V, F, P .

5. Ванч-язгулемский палеогеновый гранитоидный комплекс

Представлен рядом крупных и мелких тел гранитоидов, обнажающихся среди метаморфических отложений условно протерозойского, палеозойского и мезозойского возрастов.

М.Х.Хамидовым (1967) доказана многофазность формирования гранитоидных интрузивов Западного Памира. Им же была установлена генетическая связь между всеми разновидностями интрузивных пород и приуроченность их к одному третичному (альпийскому) циклу магматизма.

Третичный (альпийский) гранитоидный комплекс, по М.Х.Хамидову (1961), формировался в четыре интрузивные фазы, отделенные друг от друга сравнительно продолжительными отрезками времени. При этом породы наиболее ранних фаз сосредоточены в интрузивах, расположенных в северной части района исследования, тогда как породы двух последних фаз широко проявились в массивах, находящихся значительно южнее. Кроме диоритов и монзонит-диоритов, кварцевых диоритов, кварцевых монзонитов, гранодиоритов, гранитов и плагiogранитов, являющихся главнейшими разновидностями гранитоидов данного комплекса, есть и менее распространенные переходные типы пород. Вместе с тем образование каждой фазы сопровождается появлением жильномагматических и постмагматических производных.

В пределах исследованной территории наиболее крупные выходы образуют Ванчский, Гумасский, Верхне-Язгулемский, Джамакский, Сохчарский, Маргдаринский, Биджвардаринский и другие интрузивы, относящиеся к ванч-язгулемскому гранитоидному палеогеновому комплексу. Большинство из них многофазны и имеют различную площадь распространения (табл. 17).

Разрозненность выходов интрузивных пород (по М.Х.Хамидову) связана с особенностями рельефа поверхности такого громадного батолитоподобного тела, протягивающегося через исследованный район. Подтверждает это приуроченность выходов к осевым частям антиклинорных структур II порядка, тенденция к расширению с глубиной, формирование их одновременно в третичное время, одинаковый состав пород соответствующих фаз, образованных, по-видимому, в результате последовательного внедрения магмы из одного и того же магматического очага. Нам представляется, что эти массы являются куполами и апофизами единого батолитоподобного тела, локализованного в ядрах Ванч-Язгулемского и Сарезско-Пшартского антиклинориев, сложенных породами условно протерозойского и верхнепалеозойского возрастов. Определения абсолютного возраста гранитоидов ванч-язгулемского комплекса из различных интрузивов дают цифры 30-50 млн. лет, поэтому впредь мы предлагаем именовать этот комплекс палеогеновым.

В настоящей работе мы приводим данные лишь по отдельным, наиболее крупным и характерным массивам, таким как Ванчский, Джамакский, Кударинский, Хаврездаринский, Ровхарваринский, Кольгайский, Сохравский.

Ванчский интрузив расположен на северо-западном склоне северо-восточной части Ванчского хребта, вытянут в соответствии с общим простиранием геологических структур района. Общая протяженность доступной для наблюдения части массива (до ледника Федченко) около 40 км. Форма интрузива в плане неправильная, с пережимами и раздувами. Ширина колеблется от 0,15 до 9 км. Интрузивное тело контактирует преимущественно с породами условно протерозойского возраста. Контакты интрузива с вмещающими породами в основном крутые. Так, северный контакт интрузива почти вертикален (80-90°), западный и южный относительно пологий, с падением в сторону вмещающих пород.

М.Х.Хамидов (1967) установил, что диориты, кварцевые диориты и кварцевые монцититы первой фазы занимают почти половину площади Ванчского интрузива. Породы второй фазы, представленные гнейсовидными и порфиroidными биотитовыми гранитами, обнажаются в нескольких участках центральной части интрузива. Мелко- и среднезернистые биотитовые и двуслодяные граниты третьей фазы встречены лишь по ущелью Шаугадо, где они слагают небольшой шток и многочисленные дайки.

Образование четвертой фазы (лейкократовые граниты и плагиограниты) обнажаются в виде даек и жил различных размеров.

Среди жильных пород, генетически связанных с породами Ванчского массива, различаются аплиты, пегматиты, лампрофиты, плагиоклазовые порфириты и гранит-порфиры.

Джамакский массив расположен на юго-восточном склоне Ванчского хребта и вскрыт по ущельям Будун, Вишхарв, Раам, Ахе, Уш-хон и др. Приурочен к ядру Ванчской антицинали, имеет рвущие дискордантные контакты. На западе и востоке плоскость контакта падает в сторону вмещающих пород под углом $75-70^{\circ}$, а с севера и юга угол падения $80-90^{\circ}$. Площадь выхода массива около 80 км^2 .

Интрузив расположен в толще условно протерозойских отложений, представленных кристаллическими сланцами, гнейсами, догони-ками, мраморами, кварцитами и сложен габбро, габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами и монцодиоритами первой фазы, а также гранодиоритами и порфириновидными, иногда рапакивиобразными биотитовыми гранитами второй фазы. В виде секущих жил встречаются лейкократовые и аляскитовые граниты четвертой фазы. Порфиридные граниты занимают значительную площадь (60%), тогда как остальные породы находятся в подчиненном количестве.

Кударинский и Хаврездаринский интрузивы расположены несколько изолированно от других массивов ванч-язгулемского комплекса. Кударинский интрузив находится в водораздельной части Кокуйбель-су-Талымас и частично на северном склоне Музкольского хребта, Хаврездаринский — в юго-восточных отрогах Язгулемского хребта.

Кударинский гранитоидный интрузив сложен продуктами двух фаз (III и IV фазы) (табл. 17) интрузии, Хаврездаринский — трех фаз (II, III и IV фазы) и их жильными дериватами. При этом господствующими породами в составе Кударинского интрузива являются мелко- и среднезернистые биотитовые граниты третьей фазы, в Хаврездаринском — гнейсовидные гранодиориты и порфириновые граниты второй фазы, в то время как лейкократовые граниты и плагиограниты четвертой фазы составляют всего лишь 5% всей площади выходов массивов. Площади, занятые выходами пород второй, третьей и четвертой фаз интрузии, соотносятся как 10:85:5.

Длина Кударинского интрузива превышает 20 км при ширине 8 км, площадь его обнажающейся части 160-165 км².

Наиболее эродированы (2,0-2,5 км) западный и юго-западный участки интрузива, северный и северо-восточный находятся в начальной стадии вскрытия.

Хаврездаринский интрузив обнажается в основном по долинам правых притоков р. Кудара (правый склон), Хаврездара, Башрувдара, Ворзолдара. Интрузив прослеживается непрерывной полосой (на 15-16 км) до устья р. Ворзолдара, запад ее которого постепенно погружается под верхнетриасовые отложения. Эрозией вскрыта лишь самая верхняя часть Хаврездаринского интрузива на глубину 500 м.

Хаврездаринский интрузив довольно активно воздействует на вмещающие породы, вызывая появление в эндоконтактовой зоне гнейсов, кварцитов, скарнов и окварцованных пород, причем степень контактовых преобразований интрузива постепенно затухает вверх и в сторону от интрузива.

Породы массива представлены в основном гнейсовидными гранодиоритами и гранитами. Граниты, в отличие от гранодиоритов, развиты в приконтактовых участках и занимают несколько большую площадь. Контакты между гранодиоритами и гранитами постепенные. Породы второй фазы пересечены многочисленными жилами, дайками и штоками мелко- и среднезернистых биотитовых гранитов третьей фазы, лейкократовыми гранитами и плагиогранитами четвертой и интрузивной фазы. Из жильно-магматических образований широко развиты турмалиново-микрокриновые пегматиты, микрограниты, аплиты, аплит-пегматиты и др.

Сохчарвский интрузив расположен в долине р. Пяндж, между киш. Сохчарв и Паст-Баджу. Площадь выхода массива составляет 30 км². Глубина вскрытия эрозией — 1200 м. В северо-восточной части интрузив контактирует с эффузивами бартангского комплекса, в остальной части — с песчано-сланцевой толщей верхнего триаса и юры.

Сохчарвский массив сложен породами трех интрузивных фаз: диоритами и кварцевыми монцонитами (I фаза), крупнозернистыми порфиroidными гранитами и среднезернистыми кварцевыми монцонитами — (II фаза) и лейкократовыми гранитами и аляскитами (III фаза).

Выходы гранитоидов I фазы составляют около 9 км². Более широко развиты породы II фазы, занимающие около 89% площади массива. Лейкократовые граниты и аляскиты III фазы развиты в виде дайковых тел как в пределах массива, так и среди вмещающих пород. Жильно-магматические образования незначительно распространены и представлены дайками гранита, гранит-порфира, аплита, пегматита и лампрофира.

Ровхарвдаринский и Колгайский интрузивы. По существующим прежним представлениям в юго-западной части Язгулемского хребта насчитывалось несколько десятков самостоятельных выходов интрузивных пород, которые М.Х.Хамидов (1957 г.) объединил в пять массивов гранитоидных пород: Ровхарвдаринский, Робчский, Одудинский, Колгайский, Дерушонский. На основании исследований позволяют объединить эти многочисленные мелкие и крупные тела в два гранитоидных массива — Ровхарвдаринский и Колгайский. Робчский интрузив, расположенный в среднем течении р. Кумачдара, и Одудинский — в верховьях р. Интави, сложены породами основного и среднего состава и отнесены нами к зайцскому раннемезозойскому габбро-диоритовому комплексу.

Вопрос о Дерушонском интрузиве остается открытым до получения дополнительного материала.

Ровхарвдаринский интрузив сложен породами второй, третьей и четвертой фаз интрузий, а также их жильно-магматическими образованиями и вытеснен в северо-восточном направлении согласно с общей геологической структурой района. Обнажается по долинам р. Матрава, Шавуд, Кумачдара, Шипад и др. С ним связаны почти все гранитоиды, развитые к юго-западу от ущ. Равхарвдары вдоль р. Пяндж вплоть до кишлак Шидэ. Интрузив залегает среди условно протерозойских отложений и имеет в большинстве случаев секущие контакты.

Основная масса выходов сложена гранитоидами второй фазы, представленными гнейсовидными крупнозернистыми гранодиоритами, кварцевыми монзонитами и гранитами.

Среди гранитоидов и вмещающих пород развиты дайки гранитов, аплитов, пегматитов. В экзоконтакте интрузивы встречаются скарны с молибденитом и браннеритом и пегматитовые жилы с браннеритом, бериллом, молибденитом и ильменитом в виде акцессориев. Кварцкарбонатные жилы залегают среди осадочно-метаморфических пород.

Колгайский интрузив образован гранитами третьей фазы, которые в верховьях Ровхарвдара и ее притока р. Колгай прорывают сильно метаморфизованные породы условно протерозойского возраста. Большая часть массива ориентирована согласно с простиранием вмещающих пород, по падению контактовая поверхность интрузива срезает слоистость последних. Интрузив еще не полностью вскрыт эрозией, поэтому, как правило, контактовые поверхности пологи (до $30-40^\circ$), погружаются под вмещающие породы.

Гранитоиды и окружающие их метаморфические породы пронизаны огромным количеством даек лейкократовых гранитов, аплитов, пегматитов и лагифириров. Разнообразны и постмагматические образования, связанные с данным массивом. Среди них наибольший интерес представляют скарны с молибденитом, магнетитом, рутилом, ильменитом, тантало-ниобатом (?); пегматиты с бериллом, молибденитом, вольфрамитом (?).

Петрографическая характеристика интрузивных пород ванч-изгулемского палеогенового комплекса

По данным М.Х. Хамидова (1967), формирование ванч-изгулемского палеогенового гранитоидного комплекса произошло в результате четырех последовательных фаз интрузии.

1 фаза. Породы широко распространены в Ванчском, Гумасском, Джамакском, Маргдаринском интрузивах и в виде ксенолитов установлены в Ровхарвдаринском, Сохчарвском интрузивах, а также в большинстве мелких тел, залегающих среди мезозойских отложений (см. табл. 17). Они прорываются гранодиоритами и гранитами второй фазы (Ванчский, Гумасский, Джамакский и др.).

Среди интрузивных пород первой фазы выделяются следующие разновидности: габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, монзонито-диориты, окварцованные монзониты, гранодиориты, адамеллиты, гибридные породы, гранитизированные породы и другие разновидности.

Для указанных разновидностей характерны: неравномерность распределения цветных минералов, быстрая смена структур, неравномерный количественно-минеральный состав, необычная для нормальных магматических пород асоциация минералов и другие признаки, свидетельствующие о взаимодействии первой порции магмы с вмещающими песчано-сланцевыми и карбонатными толщами.

В связи с тем что среди пород первой интрузивной фазы наиболее широким распространением пользуются диориты и кварцевые монцониты, здесь будет дано относительно подробное описание этих разновидностей.

Диориты. По внешнему виду это мелко-, средне- и крупнозернистые, очень часто полосчатые и гнейсовидные породы с непостоянным содержанием главных породообразующих минералов. Состоят из основного из полевых шпатов, амфибола, биотита. Первые местами достигают более крупных размеров, придавая породе порфиroidный облик.

При микроскопическом исследовании установлено, что диориты состоят из плагиоклаза, амфибола, биотита, микроклина. В меньшем количестве присутствуют кварц, пироксен. Акцессорные минералы представлены апатитом, ортитом, цирконом, сфеном, рутилом, ильменитом, магнетитом, гематитом.

Вторичные минералы — хлорит, эпидот, клиноцоизит, цоизит, мусковит, серицит, брукит, пирит, турмалин, кальцит. Структура гипидиоморфнозернистая, панидиоморфнозернистая и порфиroidная. Количество порфиroidных выделений колеблется от 20 до 30% объема породы.

Данные количественного содержания отдельных минералов в диоритах первой фазы из разных массивов приведены в табл. 18 и рис. 6.

Характеристика главных породообразующих минералов и акцессориев пород первой интрузивной фазы, как и последующих фаз, с приведением химического, спектрального, термического, рентгенового и других данных, дается в следующем разделе.

Кварцевые монцониты. Описываемые породы распространены в тех же интрузивах и участках, что и диориты. Однако по сравнению с последними они менее распространены. Во всех случаях переходы от диоритов к кварцевым монцонитам постепенные. Последние представляют собой мелко- и крупнозернистые, часто гнейсовидного облика, серые и темно-серые породы. В составе кварцевых монцонитов встречаются следующие минералы: плагиоклаз, биотит, амфибол (главные); кварц, калиевый полевой шпат (второстепенные); апатит, циркон, ортит, сфен, магнетит, ильменит (акцессорные); хлорит, эпидот, цоизит, мусковит, серицит, карбонат (вторичные).

Кварцевые монцониты обладают гипидиоморфнозернистой структурой. Стремление к порфиroidности у них не бывает почти повсеместно, однако разница в размере зерен главных массы и порфиroidных выделений часто незначительна. Последние представлены плагиоклазом, реже с биотитом и амфиболом.

В кварцевых монцонитах в отличие от диоритов можно отметить особенности: отсутствие пироксена, меньшее количество амфибола (не более 17%); более кислый плагиоклаз, представленный олигоклаз-андезитом; более высокое содержание биотита и кварца; большее развитие вторичных минералов, содержание которых не превышает 1,0%.

Количественный минеральный состав кварцевых монзонитов постоянен. Кварцевые монзониты в основном представлены биотитовой разновидью, реже встречаются амфиболовые и биотит-амфиболовые разновидности.

Жильные породы, генетически связанные с диоритами и кварцевыми монзонитами, представлены аплитами, пегматитами и лампрофирами. Аплиты широко распространены, но маломощны (0,2-0,6 м). Отличительной чертой аплитов является отсутствие или небольшое содержание микроклина, наличие в значительном количестве граната, сфена, амфибола и биотита.

Пегматиты менее распространены. Это шпировые образования неправильной ветвистой формы, до 0,5 м мощности и 6-8 м длины. По преобладанию тех или иных минералов среди описываемых пород можно различать биотит-плагноклазовые и амфибол-плагноклазовые диорит-пегматиты.

Лампрофиры наблюдаются редко, слагают маломощные (до 5-6 см) короткие (до 3-6 см) жилы и нигде за пределами диоритов и кварцевых монзонитов, среди более поздних интрузивных фаз, не обнаружены, что и послужило основанием для отнесения их к породам первой фазы интрузии.

II фаза. Породы Ванч-язгулемского комплекса представлены кварцевыми монзонитами, гранодиоритами, адеманлитами и порфирированными гранитами. Среди отмеченных пород наиболее распространены кварцевые монзониты, гнейсовидные гранодиориты и порфирированные граниты, которые мы и охарактеризуем далее.

Гнейсовидные гранодиориты, кварцевые монзониты, и порфирированные граниты особенно широко представлены в таких крупных массивах, как Ванчский, Джамакский, Гумасский, Ровхарвдаринский, Хаврездаринский, Селчарский и др. Основная масса пород второй фазы обнаружена в интрузивах, расположенных в условно протерозойских и верхнепалеозойских отложениях района, тогда как в интрузивах, прорывающих мезозойские отложения, гранитоиды второй фазы не встречаются.

Сносительный возраст гранитоидов второй фазы устанавливается на основании многочисленных примеров пересечения их гранитоидами третьей фазы. Для массивов, сложенных гранодиоритами и порфирированными гранитами, характерно своеобразное строение с проявлением трех зон развития структурных разновидностей гранитоидов: внешней - гнейсовидной, промежуточной - среднезернистой и центральной - крупнозернистой порфирированной. В том же направлении увеличивается степень кислотности.

Макроскопически гранодиориты представляют собой серую темно-серую неравномернозернистую часто гнейсовидную породу реже массивного сложения. Гнейсовидные разновидности большей частью наблюдаются в Ровхарвдаринском, Ванчском, Хаврездаринском интрузивах, приурочены они к приконтактовым и апикальным участкам массива.

Следует отметить, что ряд исследователей гнейсовидной текстуре приписывают дислокационное происхождение и на основе этого возраст гранитоидных интрузий Ванч-Язгулемской зоны считают варисийским или каледонским. Мы придерживаемся иной точки зрения и вслед за М.Х.Хамидовым (1967 и др.) считаем, что гнейсовидная текстура первично-магматического происхождения.

При микроскопическом исследовании установлено, что гнейсовидные гранитоиды состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца, биотита, амфибола и реже пироксена. Акцессорные минералы представлены апатитом, ширконом, ортитом, сфеном, ильменитом, магнетитом, гематитом. Вторичные минералы — лейкоксен, хлорит, эпидот, клинозоизит, поизит, мусковит, серицит.

Структура гранодиоритов гипидио-орфиозернистая, местами порфиroidная. Данные количественного содержания отдельных минералов в описываемых гранодиоритах приведены в табл. 19 и рис. 6.

Порфиroidные граниты обнажаются главным образом в наиболее глубоко вскрытых участках центральной части массивов (Хавардаринский, Ровхарвардинский, Ванчский и др.) и представляют собой крупнозернистые серые и светло-серые с розоватым оттенком, реже светло-розовые породы с беспорядочно ориентированными вкрапленниками полевых шпатов. Промежутки между последними выполнены равномернозернистой массой, состоящей из зерен кварца, полевых шпатов и чешуек биотита.

Под микроскопом в составе порфиroidных гранитов наблюдаются плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит (главные); амфибол (второстепенные); апатит, ортит, ширкон, сфен, ильменит, магнетит, гематит (акцессорные); хлорит, эпидот, мусковит, серицит (вторичные).

Структура крупнозернистых гранитов гранитовая, монзонитовая и порфиroidная. Последняя характеризуется присутствием, с одной стороны, крупных идиоморфных вкрапленников полевых шпатов, с другой — наличием среднезернистой основной массы, в которой отмечаются порфиroidные выделения.

Данные количественно-минерального состава гранодиоритов и гранитов второй фазы (1 об.%) показан в табл. 19.

Жильно-магматические породы генетически связаны с гранодиоритами и гранитами второй фазы, представлены (в порядке возрастной последовательности): биотитовыми гнейсовидными и порфиroidными гранодиорит-аплитами и гранит-аплитами; плагиоклаз-микроклиновыми аплитами; микроклиновыми пегматитами; лампрофитами (биотит-роговообманковые керсититы).

III фаза. Мелко- и среднезернистые граниты встречены в Кударинском, Колгайском, Верхне-Язгулемском интрузивах и в виде небольших выходов в Северо-Мазардаринском, Ровхарвардинском и др. Необходимо отметить, что Верхне-Язгулемский, Колгайский и Кударинский интрузивы на 98-99% всей площади сложены гранитоидами третьей фазы.

Граниты данной фазы интрузии на территории района по площади уступают гранитоидам предыдущих фаз. Центральные части Кударинского и Колгайского интрузивов представлены среднезернистыми биотитовыми гранитами; тогда как вдоль контактов породы имеют гнейсовидную текстуру, мелко- и среднезернистое сложение.

По особенностям вещественного состава среди мелко- и среднезернистых гранитов третьей фазы можно выделить следующие разновидности: гранит биотитовый, гранит двуслюдяной, адаметит биотитовый, гранодиорит и гибридные граниты.

Граниты макроскопически мелко- и среднезернистые светло-серого цвета, обладают массивной текстурой.

Структура породы гранитовая. Порода характеризуется идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату и последнего — по отношению к кварцу.

Для гранитов третьей фазы характерны (табл. 20): резкое колебание содержания биотита (2,0—11,5%); довольно выдержанное содержание кварца; повышенное содержание ртутного минерала и появление таких аксессуарных минералов, как монацит, флюорит, турмалин, рутил.

С гранитоидами третьей фазы связано подавляющее большинство аплитов, пегматитов, гранит-порфиров и других жильно-магматических образований.

Постмагматические образования, генетически связанные с гранитоидами третьей фазы, представлены скарнами с ильменитом, давидитом, молибденитом, кварцевыми и карбонатными жилами с галенитом, баритом (Кударинский и Ровхарвдаринский интрузивы).

IV фаза. Лейкократовые граниты и плагиограниты в районе развиты незначительно. Обычно они образуют выдержанные по г.ости ранию дайки, линзообразные тела, а также штоки. Дайки лейкократовых гранитов в одних случаях залегают среди гранитоидов первой фазы (Ванчский, Гумасский, Джамакский интрузивы), а в других случаях прорывают гранитоиды второй фазы (Ванчский, Ровхарвларинский, Хаврездаринский, Джамакский интрузивы). В Кударинском, Верхне-Язгулемском и Колгайском интрузивах тела описываемых пород залегают среди гранитов третьей фазы.

Как правило, размеры даек и штоков лейкократовых гранитов небольшие и непостоянные. Длина их в среднем достигает 40—45 м, а ширина 5—6 м.

Макроскопически лейкократовые граниты и плагиограниты представляют собой белые и светло-серые, среднезернистые, местами крупнозернистые породы.

Обычно некоторое обогащение (до 2—2,5%) биотитом лейкократовых гранитов происходит в эндоконтактных зонах. Под микроскопом в составе лейкократовых гранитов и плагиогранитов встречаются плагиоклаз (№ 7—10) калиевый полевой шпат, кварц; аксессуарные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, рудным; и второстепенных встречаются биотит и вторичные минералы представлены мусковитом эпидотом, карбонатом (табл. 21).

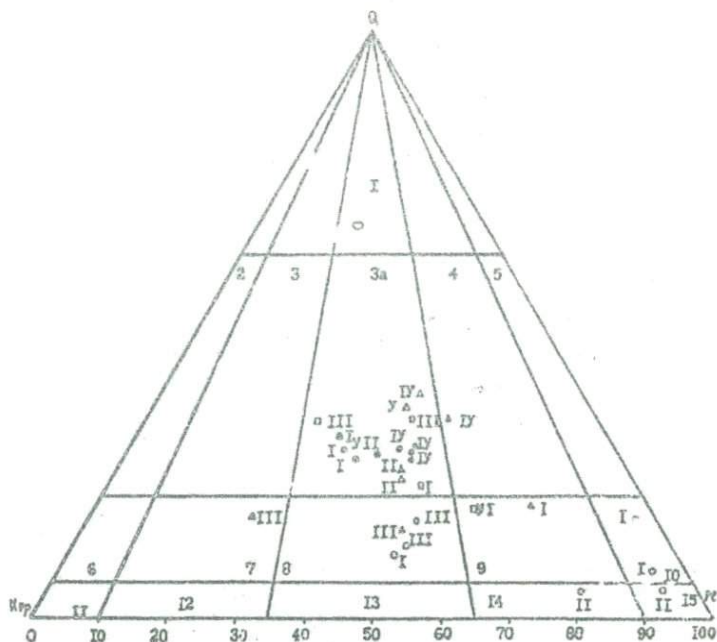


Рис. 6. Диаграммы количественно-минерального состава гранитоидов и кварц-диоритового комплекса, Масслы:

1 - Вагский; II - Дивьянский; III - Сохараевский; IV - Укруза, левый;
 V - Рондараевский; VI - Кудринский; VII - Колгаевский.

Условно обозначены:

- - диорит, мегакристаллы и кварцы 1 фазы;
- △ - гнейсовит, кварцевый мочалок и гранит II фазы;
- ◐ - мачо - в срединно-гнейсовитовой фазе III фазы;
- ◑ - лейкокристаллы гранит IV фазы.

В гранитоидах четвертой фазы можно выделить лейкократовый адамеллит, лейкократовый гранит, лейкократовый кварцевый монц порит. Перечисленные разновидности связаны между собой постепенными переходами.

В некоторых разновидностях описываемых гранитов содержание плагиоклаза достигает 70–80%, такие разновидности можно отнести к плагиогранитам. Структура лейкократовых гранитов гипидиоморфнозернистая и гранитовая. С интрузивами лейкократовых гранитов связаны дайковые образцы анига – аплиты, аплит-пегматиты, пегматит и альбититы. Встречаются эти тела главным образом в районе Ванчского, Верхне-Язгулемского, Кударинского, Ровхарвардинского и других массивов, прорывающих условно протерозойские и верхнепалеозойские отложения.

С гранитоидами четвертой фазы связаны разнообразные постмагматические образования. В порядке возрастной последовательности среди них можно выделить следующие разновидности: кварцевые жилы с кристаллами горного хрусталя и железистого кальцината; карбонатно-сульфидные (пирит, халькопирит) жилы вблизи гранитных интрузивов и карбонатно-гематитовые – вдали от них; жилы белого (скаленоэдрического) кальцита с магнетитом; жилы и прожилки бледно-желтого кальцита.

Все указанные постмагматические образования пересечены турмалиновыми пегматитами и поэтому генетически связываются с гранитоидами четвертой фазы. Они, как правило, образуют маломощные (до 0,8 м) и небольшие по простиранию (до 10–15 м) жилы.

Петрохимическая характеристика гранитоидов ванч-язгулемского палеогенового комплекса

Приведенные петрографические данные показывают, что в массивах ванч-язгулемского палеогенового комплекса состав пород меняется от габбро, габбро-диоритов, кварцевых монцитов, гранодиоритов, гранитов к лейкократовым гранитам. Их петрохимические особенности отражены на вариационной диаграмме (рис. 7).

По классификации А.Н.Заварицкого (1950), породы, слагающие гранитоиды первой интрузивной фазы ванч-язгулемского комплекса, относятся к третьей и четвертому классам (слабо пересыщенные и насыщенные SiO_2 породы), к группе гранитоидов, бедных ($\frac{a}{c} = 2,3$) щелочами.

Средний состав диоритов ванч-язгулемского комплекса (табл.22) по сравнению со средним химическим составом диорита (по Р.Дэли) имеет следующие особенности: несколько меньшее количество SiO_2 (54,4% против 56,7% в среднем типе диорита); больше количество TiO_2 (1,31% против 0,86%); меньшее количество окисного железа и большее закисного; большую общую щелочность ванч-язгулемских диоритов ($a=12,2$) против $a=10,7$, что сказывается на положении вариационной линии диоритов ванч-язгулемского комплекса, которая значительно отходит от оси S ; больший параметр v ($v=18,2$ против $v=16,7$), что указывает на более меланократовый облик диоритов.

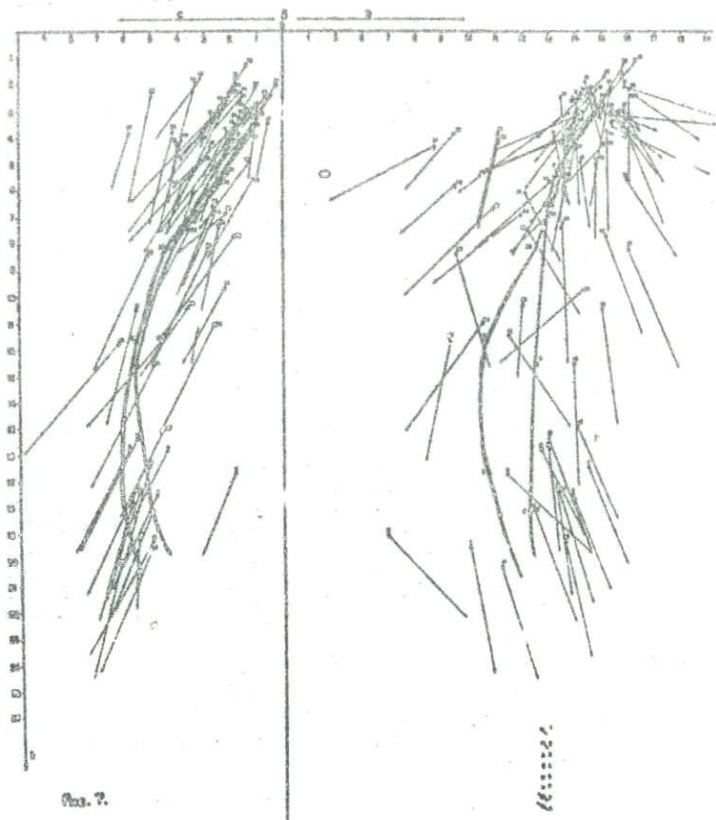


Fig. 7.

Fig. 8.

Химический состав кварцевых монцититов приближается к среднему составу кварцевых монцититов (по Р.Дэли), но в отличие от последнего имеет следующие особенности: резко пониженное содержание SiO_2 (56,6% против 66,6%); большее содержание окиси титана (в среднем 1,10% против 0,86%); меньшее количество окисного железа и большее закисного ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,09\%$, $\text{FeO} = 4,91\%$ против 1,91 и 1,94% соответственно); большую общую щелочность кварцевых монцититов первой фазы ($a = 13,0$, против $a = 12,9$).

Таким образом, результаты химического анализа диоритов и кварцевых монцититов, относимых к первой интрузивной фазе ванчязгулемского комплекса, довольно близки средним типам (по Р.Дэли), имеющиеся отклонения можно объяснить тем, что при формировании описываемых пород немаловажную роль играли процессы ассимиляции и гибридизма.

По химической классификации А.Н.Заварицкого (1950), породы, слагающие гранитоиды второй, третьей и четвертой фаз интрузии ванчязгулемского комплекса, относятся ко второму классу (пересыщенные SiO_2 породы), к группе гранитоидов, умеренно богатых щелочами (II фаза $\frac{a}{c} = 4,0$, III фаза $\frac{a}{c} = 7,5$ и богатых щелочами породы IV фазы $\frac{a}{c} = 13,5$).

По химическому составу гранитоиды несколько ближе к среднему типу гранодиорита (по Р.Дэли), но в отличие от него имеют следующие признаки: большее количество SiO_2 (67,9% против 61,0%); повышенную щелочность ($a = 4,0$); обеднены феррическими компонентами ($b = 5,8$ против $b = 8,3$ по Р.Дэли); меньшее количество полевошпатовой извести ($c = 4,2$).

Химический состав гранитов второй интрузивной фазы приближается к среднему составу гранитов всех периодов, но в отличие от последнего имеют следующие особенности: повышенное содержание окиси натрия и пониженное окиси калия ($\text{Na}_2\text{O} = 4,36\%$ и $\text{K}_2\text{O} = 3,07\%$, против $\text{Na}_2\text{O} = 3,48\%$ и $\text{K}_2\text{O} = 4,11\%$); более лейкократовый состав, обогащение щелочности ($a = 13,8$ против $a = 1,0$ по Р.Дэли) и высокую железистость ($f = 63,7$ против $f = 57,5$).

Фигуративные точки гранитоидов второй фазы (см. рис. 7) имеют определенный разброс, который, по-видимому, объясняется колебанием значения a (от 9,40 до 16,13 для гранодиоритов и от 8,70 до 17,84 для гранитов), характеризующего число атомов щелочных металлов, входящих в состав алюмосиликатов (полевых шпатов).

Химический состав гранитов третьей фазы в отличие от среднего состава гранита всех периодов (по Р.Дэли) имеет следующие особенности: большее количество SiO_2 ; более лейкократовый состав, повышенное содержание щелочей ($a = 14,5$ против $a = 13,4$).

По химическому составу лейкократовые граниты приближаются к аляскитам среднего состава (по Р.Дэли), но в отличие от последних имеют следующие особенности: меньшее количество SiO_2 (в среднем 73,25% против 74,5%); присутствие $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,25\%$ и большее количество $\text{FeO} = 1,48$ против 1,04; избыток калиция ($c = 22,7$) в породах лейкократовых гранитов, очевидно, связан с присутствием в них флюорита и эпидота.

Для лейкократовых гранитов при некотором преобладании суммарного содержания щелочей весьма характерно преобладание молекулярного количества Na над K . В левой части диаграммы (см. рис. 7, поле scb) это выражается в крутом положении векторов, показывающих соотношение щелочей в породе.

В целом фигуративные точки векторов на плоскости ABS для всех четырех из интрузии показывают постепенное возрастание щелочности от пород первой фазы к четвертой. В этом же направлении происходит значительное уменьшение меланоократовости пород.

Диаграмма рис. 8 показывает направленность в содержании отдельных компонентов в породах последовательно образующихся фаз интрузии. Так, при дифференциации магмы, т. е. по мере повышения содержания двуокиси кремния, наблюдается постепенное уменьшение TiO_2 , MgO , FeO , CaO .

Повышенное содержание MgO и CaO в породах первой интрузивной фазы, вероятно, связано с процессами ассимиляции магнезиальных рваностей осадочных и осадочно-метаморфических пород, в частности глинитов, довольно широко развитых в исследованном районе.

Количество K_2O и Na_2O при переходе от пород первой интрузивной фазы ко второй увеличивается, к третьей фазе Na_2O незначительно уменьшается и резко его содержание возрастает к четвертой фазе интрузии. Иная картина наблюдается для K_2O , содержание которого резко увеличивается к третьей фазе и уменьшается к четвертой.

Для последовательно образованных интрузивных фаз были вычислены коэффициенты щелочности, лейкократовости, магнезиальности, алкалинности, известковистости, титанистости, окисленности (табл. 23). Приведенные результаты показывают, что в интрузивном магматизме ванч-язгулемского палеогенового комплекса наблюдается определенная направленность в изменении химического состава пород от ранних фаз к более поздним. Так, величина коэффициента известковистости ($K_{из}$), окисленности ($K_{ок}$) закономерно уменьшается от диоритов первой фазы к лейкократовым гранитам четвертой фазы, и, наоборот, коэффициент щелочности ($K_{щ}$), лейкократовости ($K_{л}$), алкалинности ($K_{ал}$) и железистости ($K_{ж}$) закономерно возрастает от поруд ранних фаз к поздним.

Из изложенного следует, что химический состав ванч-язгулемского гранитоидного комплекса имеет следующие особенности.

Породы комплекса образуют непрерывный петрохимический ряд — от пород наиболее ранних фаз (диоритов) до более поздних (лейкократовых гранитов) при уменьшении известковистости, окисленности и увеличении щелочности, лейкократовости и железистости.

Гранитоиды имеют повышенное содержание щелочей, которое также отмечается для молодых магматических пород других районов. Возрастание щелочности происходит параллельно с увеличением кислотности от пород ранних фаз к более поздним. При этом следует подчеркнуть, что для описываемого комплекса характерна "сквозная" натриевая специализация щелочей. В большинстве типов пород количество Na_2O преобладает над содержанием K_2O . Значение g не опускается ниже 52.

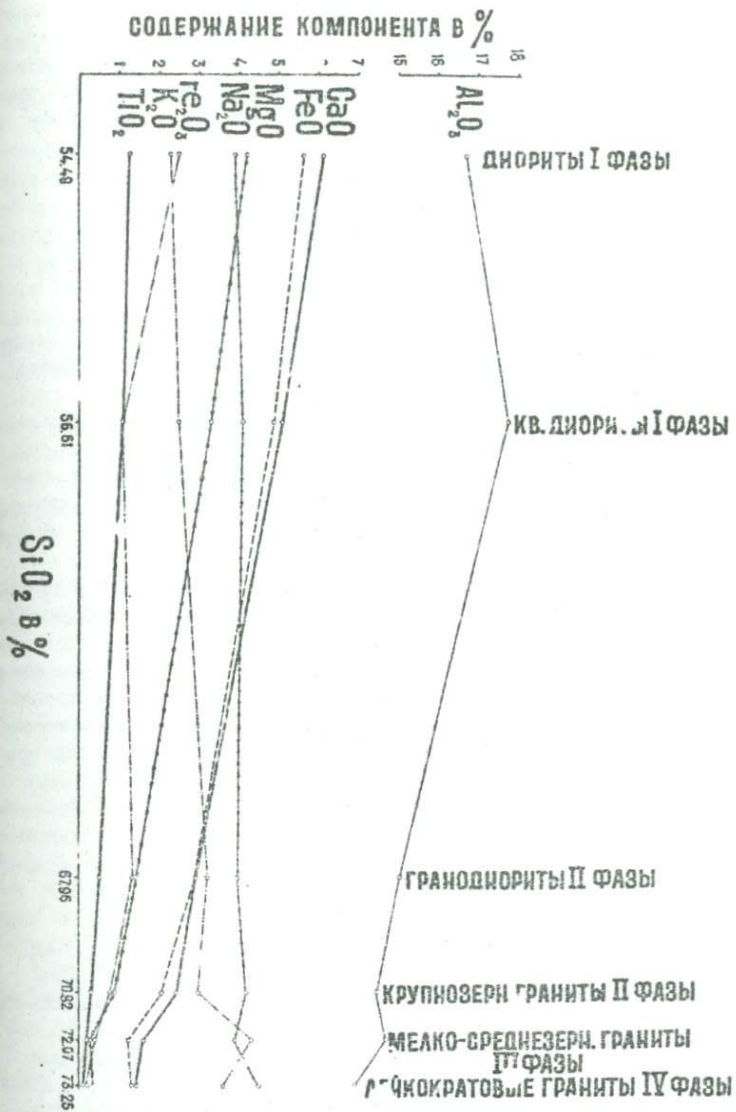


Рис. 8. Вариационная диаграмма средних химических составов последовательно образованных пород ванч-аргулемского пачеженового комплекса.

Закономерно последовательное изменение петрохимических особенностей гранитоидов ванч-язгу эмского комплекса свидетельствует об образовании пород различных фаз интрузии путем дифференциации. Имеющиеся резкие колебания содержания извести, железа и магния в породах ранних фаз интрузии, вероятно, связаны с карбонатно- и карбонатно-магнезиальной ассимиляцией.

Характеристика породообразующих и аксессуарных минералов

Главные породообразующие минералы

В породах ванч-язгулемского комплекса установлены следующие породообразующие минералы: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, амфибол, пироксен (табл. 24).

Плагиоклаз является одним из наиболее широко распространенных минералов гранитоидов комплекса. Плагиоклазы различных фаз интрузии различаются между собой как по количественному содержанию, так и по составу, зональности, формам, а также продуктам изменения. Основность плагиоклазов от ранних фаз к поздним уменьшается.

Плагиоклаз пород первой интрузивной фазы представлен длинно-призматическими таблитчатыми зернами, имеющими и идиоморфные, и ксеноморфные формы. Размер зерен варьирует от 1,1x0,3 до 5,5x3,5 мм. По составу плагиоклаз диоритов и кварцевых мэншонитов отвечает андеzinу (35-45% An , табл. 25), а ядра зональных зерен плагиоклаза представляют олигоклазом (20-37% Act). Зональные плагиоклазы отмечаются в основном в гибридных разностях гранитоидов, согласно Х.М.Абдуллаеву (1953, 1954), С.Ф.Васильченко (1955), И.М.Исмамухамедову (1952), А.С.Марфушину (1952), Т.В.Плотникову (1964) и др., которые явления обратной зональности плагиоклазов связывают с процессами ассимиляции. Включения в плагиоклазе представлены чешуйками биотита, графита, зернами кварца, апатита, сфена, циркона, иголочками рутила.

Плагиоклаз в грандиоритах и порфириовидных крупнозернистых гранитах второй интрузивной фазы распределен неравномерно. Эта неравномерность четко выражена в эндоконтактных частях массивов. Замеры основности плагиоклазов в гранитоидах второй фазы показывают, что его состав колеблется от альбит-олигоклаза до андезина (табл. 26). Плагиоклаз в породах второй интрузивной фазы представлен тремя генерациями, различающимися по составу и форме выделений. Первая генерация плагиоклаза наблюдается в виде крупных идиоморфных зерен и по составу соответствует олигоклаз-андезину № 25-32. Плагиоклаз этой генерации антипертитовых вростков не содержит.

Вторая генерация плагиоклаза представлена зернами неправильной формы, нередко с зональным строением. Центральные части их слагают № 20-22, самые внешние - № 10-12.

К третьей генерации можно отнести плагиоклаз, встречающийся в породе в виде пертитовых зростков, в калиевом полевом шпате. В крупных зернах эти двойникованы по альбитовому закону и встречаются № 11-12, иногда № 4-8.

Плагиоклаз мелко- и среднезернистых гранитов третьей интрузивной фазы представлен удлиненными кристаллами со слабо заметными тонкими гелисинтетическими двойниками. Плагиоклаз идиоморфен по отношению к микроклину и кварцу. По составу плагиоклаз варьирует от альбита № 9 до олигоклаза № 20. Двойникование идет по альбитовому и альбит-карисбадскому закону, реже встречаются карисбадские двойники. Различаются кристаллы двух генераций: зональные тонкопризматические или таблитчатые полисинтетически двойникованные, зональные зерна. Как для первых, так и для вторых наблюдается незначительное разложение внутренней части кристаллов при сравнительно свежих наружных частях. Продукты разложения представлены в порядке убывания с рихитом, кальцитом, реже листочками мусковита.

В лейкократовых гранитах и плагиогранитах четвертой интрузивной фазы содержание плагиоклаза значительно колеблется (24,0 - 74,3, табл. 27).

По составу (см. табл. 27) плагиоклаз более или менее выдержан и принадлежит к альбит-олигоклазу. Спектральным анализом в плагиоклазах из различных пород обнаружены титан, марганец, галлий, свинец, цирконий, барий, стронций и бериллий. Характерной особенностью плагиоклазов из гранитоидов третьей интрузивной фазы является присутствие в них свинца (30-100 г/т), которого нет в плагиоклазах гранитоидов других фаз.

Таким образом, по плагиоклазам ванч-язгулемского гранитоидного комплекса можно отметить, что представлены они рядом альбит-олигоклаз - андезит. Наличие нескольких генераций плагиоклаза в одной и той же породе, по-видимому, свидетельствует о неравномерно прерывистом характере кристаллизации магмы в гиабиссальных условиях. Сравнительно пестрый состав плагиоклазов, по всей вероятности, объясняется разнообразным литологическим составом вмещающих пород.

Среднее содержание плагиоклаза в четырех интрузивных фазах ванч-язгулемского гранитоидного комплекса одинаковое (см. табл. 24): от первой к второй и далее к третьей фазе отмечается постепенное уменьшение его количества, а в лейкократовых гранитах четвертой фазы оно снова заметно увеличивается.

Калиевый полевой шпат представлен решетчатым и реже нерешетчатым микроклином. Микроклин в диоритах и кварцевых монзонитах первой фазы образует светло-серые порфиновые выделения (10,2x5,6 мм) неправильных очертаний. Отмечаются двойникованные кристаллы с ясной микроклиновой решеткой. Местами по углам микроклина отмечаются микрографические срастания с кварцем, особенно характерные для пород периферической части массивов.

В гранодиоритах и гранитах второй фазы микроклин распределен довольно неравномерно — от 12,7 до 51,8% (см. табл. 24). Обычно в эндоконтактах гранитоидов количество его уменьшается, а при приближении к центру интрузива увеличивается.

Микроклин в гранитах третьей фазы является одним из распространенных породообразующих минералов и встречается в виде крупных правильной и неправильной формы порфировых выделений и мелких ксеноморфных зерен. Некоторые из них содержат пертитовые вросстки или же сами представлены антипертитовыми вросстками в плагиоклазе.

В лейкократовых гранитах четвертой фазы микроклин встречается почти повсюду, максимальное его содержание наблюдается в аляскитах и щелочных гранитах. Замеры, проведенные на универсальном столике Федорова, дают для гранитоидов ванч-язгулемского комплекса константы, которые мы приводим в табл. 28.

Полуколичественным спектральным анализом установлено постоянное присутствие титана (80 г/т), марганца (100 г/т), циркония (от 10–30 г/т), галлия (30–60 г/т), бария (600–1000 г/т), стронция (300 г/т).

По химическому составу (табл. 29) анализированные микроклины близки к теоретически вычисленному составу микроклина (Дир и др., 1966), но несколько повышенное содержание Ca, Na и Mg объясняется тем, что исследовались микроклины с пертитовыми и темноцветными вросстками.

По калиевым полевым шпатам ванч-язгулемского комплекса можно отметить, что общее увеличение его содержания наблюдается от пород первой интрузивной фазы ко второй и третьей, а к четвертой фазе оно несколько уменьшается.

Довольно отчетливо устанавливается в массивах возрастание содержания микроклина от контакта к центру.

Кварц встречается в гранитоидных ванч-язгулемского комплекса крайне неравномерно и различен по форме, размерам и распространению в четырех фазах интрузии. Основная масса кварца выделилась после плагиоклаза и микроклина и образовала в последних "лалы" и "бухточки". По отношению к биотиту кварц явно ксеноморфен. Содержание кварца возрастает от древних пород к молодым.

Пироксен в ничтожных количествах присутствует в составе пород первой интрузивной фазы. Представлен моноклинной модификацией. Минерал бесцветен, имеет двойниковые срастания. Относится к ряду моноклинных пироксенов диопсид-гедербергитового ряда ($n_g = 38-40^\circ$; $n_g - n_p = 0,026$; $2V = +60^\circ$).

Довольно редко встречается пироксен ромбической модификации — энстатит ($n_g - n_p = 0,010-0,013$; $2V = +68^\circ$). В пироксенах помимо основных элементов спектральным анализом установлено присутствие (в %) марганца — 0,61, никеля — 0,001–0,006, кобальта — 0,001–0,003, хрома — 0,001–0,03, циркония — 0,001–0,006, меди — 0,0001–0,001, галлия — 0,001, бериллия — 0,0001–0,003.

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, рибекитом, актинолитом и тремолитом. Основная масса перечисленных

Амфиболов концентрируется в породах пегматитовой интрузивной фазы, тогда как в породах последующих фаз они встречаются очень редко.

Обыкновенная роговая обманка представлена в виде призматических и габриччатых кристаллов (3,2x1,2 мм) неправильных размеров. Устанавливается повсеместное срастание ее с листочками биотита или переход в него. Имеет следующий плеохроизм и схему абсорбции: Nq - темно-синеваато-зеленый, Nm - буровато-зеленый, Np - зеленовато-желтый, $Nq > Nm \geq Np$, $c:Nq =$ от 18 до 25°, $nq - np = 0,018 - 0,020$, $2V = -74^\circ$. Почти все кристаллы роговой обманки содержат бесчисленные червообразные включения рудных минералов и иголок рутила, чем и объясняется высокое содержание TiO_2 в химическом анализе минералов (табл. 30).

Актинолит является характерным минералом гранитоидов первой и второй интрузивных фаз. Широко распространен в породах эндоконтакта, развивается по краям роговых обманок, размер зерен актинолита более 1,8x0,5 мм. Характеризуется совершенной спайностью по (100) под углом 124°; плеохроизм по Nq - темно-зеленый, по Np - светло-бурый, $c:Nq = 18^\circ$, $nq = 1,652$, $np = 1,628$, $nq - np = 0,024$.

Тремолит представлен игольчатыми тонковолокнистыми и призматическими кристаллами самых различных размеров. Бесцветен, $c:Nq = 17-18^\circ$, $2V = -82^\circ$, $nq - np = 0,025$. Тремолит встречается в скарнах, а также гранитизированных породах и лейкократовых гранитах четвертой фазы.

Рибекит зафиксирован в редко встречающихся сиенит-диоритах первой фазы. Он образует скопления кристаллов и неправильных зерен размером от нескольких десятых миллиметров до 2,0-1,6 мм. Спайность совершенная по (110) под углом 124°. Схема абсорбции: $Nq < Nm < Np$, $c:Nq = 5^\circ$, $2V = -56^\circ$, двупреломление очень незначительное, удлинение отрицательное.

Амфиболы рассматриваемых гранитоидов несколько различаются между собой по содержанию TiO_2 , MnO , MgO , CaO . При сравнении с амфиболами Западного Узбекистана отмечается повышенное содержание SiO_2 , TiO_2 , MnO , MgO , CaO и пониженное FeO и особенно щелочей (см. табл. 30).

Спектральным анализом в амфиболах танч-язгулемского комплекса установлены фосфор (в десятках долей процента), хром, ванадий (в сотых долях процента), никель, кобальт, медь, цинк, галлий, бериллий, барий (в сотых и тысячных долях процента).

Биотит встречается во всех интрузивных фазах и жильных дебриватах. Содержание биотита обычно увеличивается в эндоконтактовых частях массива и вокруг ксенолитов. Биотит аналогично гранитоидам Западного Узбекистана (Хамрабаев, 1958) и Писсарского хребта (Баратов и др., 1965) в описываемых породах имеет три разновидности: контаминационный биотит в гибридных породах, биотит магматического происхождения и постмагматический биотит (Акрамов, Халилов, 1968 в).

Из перечисленных разновидностей широким развитием пользуется биотит магматического происхождения. Для гранитоидов первой фазы наиболее характерны размеры $2,0 \times 2,5$ мм, второй фазы — $1,2 \times 1,7$ мм и третьей — $0,3 \times 0,6$ мм, в четвертой фазе биотиты имеют размеры, не превышающие $0,1 \times 0,3$ мм.

Угол оптических осей биотита во всех случаях близок к нулю, за некоторым исключением (47, 48п, 51/61), когда наблюдается отклонение $2V = 5-8^\circ$. Соответственно и железистость этих биотитов является высокой (70-73%), что согласуется с данными И.А.Островского и В.П.Петрова (1940) об увеличении угла оптических осей в биотите с увеличением содержания в нем Fe_2O_3 .

В гранитоидах третьей фазы биотит распределен довольно равномерно, среднее содержание его 6,8%. В большинстве случаев биотит представлен коринтевыми листочками с зеленым и желтоватым оттенком, реже с коричневато-бурым, красновато-бурым и красновато-коричневым (титанистые биотиты). Окраску биотитов и различную степень ее интенсивности многие исследователи (Дуде, 1955; Махнин, 1949; Островский и Петров, 1940; Хамрабаев, 1958) связывают с химическим составом минерала.

В гранитоидах четвертой фазы содержание биотита незначительно (1,6%), он присутствует в качестве примеси.

Постоянно с биотитом встречаются мелко- и среднекристаллические зерна магнетита, зерна тонкопризматических или игольчатых кристаллов апатита, циркона, неправильные формы ортита, конвертоподобные зерна сфена, кубики пирита, эпидота и др. Биотит в гранитоидах ванч-язгулемского комплекса обладает резко выраженным плеохроизмом: в первой фазе по Nq — темно-зеленый, Np — светло-желто-зеленый; во второй фазе по Nq — темно-зеленый, Np — желтовато-зеленый, в третьей фазе по Nq — грязно-буро-зеленый, Np — ярко-зеленый и в четвертой по Nq — бурый, Np — красно-бурый. Схема абсорбции: $Nq = Nm > Np$, реже $Nq > Nm > Np$. В табл. 31 приведены результаты измерений показателей преломления ($nq-np$), железистость и состав спл. Состав биотита определялся по диаграмме А.Н.Винчелла (Винчелл и др., 1953), а общая железистость по диаграмме В.С.Соболева (1950).

Из приведенных данных видно, что показатель преломления биотитов в пределах фаз изменяется незначительно, однако наблюдается постепенное уменьшение показателей преломления биотитов в породах. Так, от пород первой и второй фаз к третьей среднее значение показателя преломления уменьшается постепенно, и довольно резкое снижение устанавливается в породах четвертой фазы (см. табл. 31).

Результаты химического анализа биотитов показывают (табл. 32), что суммарное содержание железа также несколько уменьшается от первой к второй фазе к третьей и довольно заметно в породах четвертой фазы. В биотите из скарнов помимо уменьшения суммарного железа (по сравнению с исходными породами) наблюдается повышенное содержание фтора ($F = 1,50\%$). Изменение суммарного количества железа в биотитах и явилось причиной изменения величины по-

показателя преломления биотита, значительное влияние оказало и повышенное содержание фтора. Аналогичная картина, т. е. понижение показателей преломления от пород ранних фаз к более поздним фазам, отмечено и другими авторами. Так, А.Г.Руб, В.А.Онихимовский и др. (1962) отмечают это явление при описании гранитов Мян-Чанского района, где биотиты из гранитов третьей фазы имеют более низкие показатели преломления, чем биотиты второй фазы.

Понижение показателей преломления в биотитах поздних фаз отмечено В.В.Потаповым для Коливинского массива на Алтае (Потапов, 1964).

Общая железистость (табл. 31, 32) биотитов ванч-язгулемского комплекса варьирует от 33,6 до 69,6% и железистость — от 33,0 до 72,0%. По коэффициенту железистости биотиты относятся к железистым разностям биотитов. По А.Н.Винчеллу, они соответствуют закисно-железистым разностям слюд, т. е. лепидомелану, что хорошо согласуется с коэффициентом железистости, определенным по показателям преломления (табл. 31).

По составу трехвалентных ионов биотиты являются алюминиевыми, т. е. алюмобиотитами, по характеру двухвалентных ионов — железо-магнезиальными разностями.

Спектральным анализом было обнаружено присутствие большого количества элементов-примесей, которые не улавливаются обычным химическим анализом. В исследуемых биотитах встречаются почти постоянно во всех пробах галлий (10-100 г/т), цирконий (10-2000 г/т), скандий (10-100 г/т), барий (100-1000 г/т).

Наиболее характерными элементами биотитов являются свинец, цинк, олово, которые (особенно свинец) достигают высокой концентрации в биотитах пород третьей фазы, где содержание свинца повышается до 60 г/т, а частота его встречаемости составляет 50%. В то же время в биотитах пород первой и второй фаз интрузии свинец присутствует в ничтожном количестве или вообще отсутствует.

На рис. 9 приведены термограммы биотитов из пород второй и третьей фаз интрузии. Несмотря на значительные колебания химического состава биотитов, термограммы их имеют сходные очертания. Характерны для них волны приблизительно между 500-700°, отвечающие экзотермическому эффекту, связанному с окислением железа и довольно заметные перегибы между 1100-1300° эндотермических эффектов, которые А.И.Цветкова (195...) связывает с разрушением решетки слюд. Приведенные термограммы показывают, что исследованные биотиты после кристаллизации не испытывали значительных термических воздействий. Геологическое положение биотитов свидетельствует о том, что гранитоидные массивы, являясь наиболее молодыми образованиями рассматриваемого региона, после своего формирования не подвергались действию высоких температур.

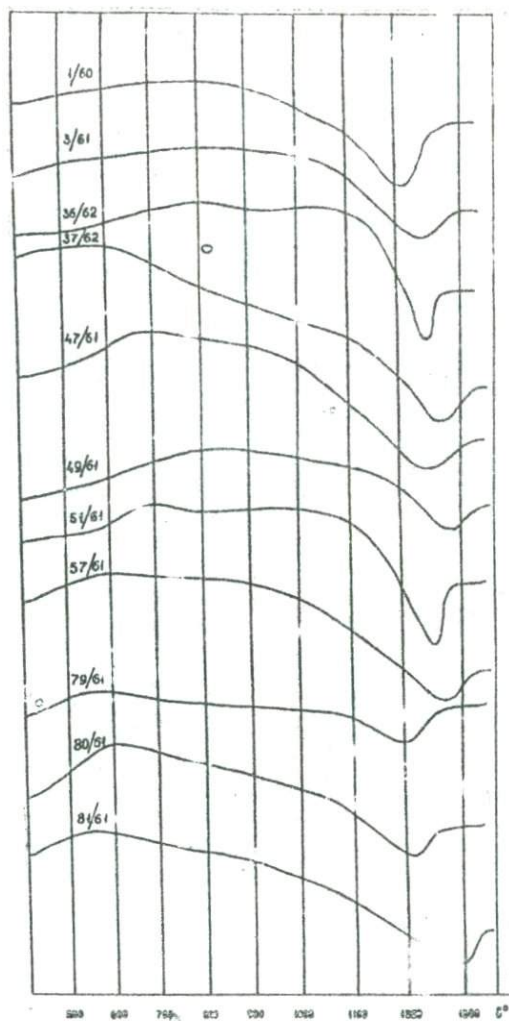


Рис. 9, Кривые нагревания биотита из гранитоидов Хавреэдаринского и Кударинского массивов.

Акцессорные минералы

С целью выявления особенностей распределения акцессорных минералов в породах Ванч-язгулемского комплекса производился отбор проб весом по 12 кг. Каждая проба отбиралась точечным способом с площади 100–150 м², а в наиболее труднопроходимых и сильно расчлененных участках массивов пробы отбирались большими штуфами (1,5–2,0 кг) на небольшой площади 20–25 м². Интервалы между точками отбора проб составляли 1–1,5 км, в вертикальном разрезе – 350–400 м.

Пробы дробились в щековой и валковой дробилках до крупности зерна меньше – 800 мк. Ситовым анализом проба была разделена на три фракции (–800+400; – 400 + 200; – 200 и меньше микрон). Двух-трехкратное промывание пробы производилось на концентрационном столе. Серый шлик делился в бромформе с последующей обработкой на электромагните. Количественные подсчеты велись в стограновых отквартованных навесках и переводились в стандартную единицу – г/т.

При описании широко распространенных и редких акцессорных минералов пород Ванч-язгулемского гранитоидного комплекса нами использована систематика по вещественному составу, предложенная И.Х.Хамрабаевым (1958).

Во всех разновидностях пород комплекса было обнаружено свыше 40 акцессорных минералов.

При изучении акцессорных минералов довольно детально были рассмотрены наиболее широко распространенные минералы гранитоидов. Изучались тонкие детали морфологии, преобладающие характерные формы, окраска, состав включений, степень изменчивости акцессорных минералов и замещения их вторичными продуктами. Дополнительно определялись содержания элементов-примесей.

Далее приводится характеристика лишь некоторых широко распространенных акцессорных минералов, таких как магнетит, циркон, гранат, турмалин, берилл, монацит, апатит, ортит, сфен.

ОКИСЛЫ

Магнетит выделяется в двух генерациях – магматическо^н и метасоматической (Акрамов, 1968). Первая представлена крупными (0,8–1,2 мм), хорошо образованными кристаллами. Большой частью магнетит тяготеет к биотиту. Магнетит второй генерации встречается между зернами породообразующих минералов и представлен зернами, имеющими округлые формы, реже наблюдаются мелкие октаэдрические кристаллы. Количественное содержание его зависит от состава пород и условий формирования каждого интрузива. Так, в Ванчском гранитоидном интрузиве магнетит находится в рассеянном состоянии, обогащая наиболее глубинные части массива. В некоторых участках массива он образует довольно крупные выделения шширового характера (Хамидов, 1959). В породах Джамакского интрузива магнетит образует довольно обильную вкрапленность.

По удельному весу магнетиты третьей интрузивной фазы (5,05-5,15 табл. 33) имеют несколько меньшее значение, чем магнетиты второй фазы (5,13-5,33). Магнетитам всех разновидностей характерно присутствие TiO_2 (см. табл. 33), содержание которого уменьшается от пород приконтактных частей к центральным и от кровли к более глубоким участкам, от ранних фаз интрузии к более поздним, что, возможно, объясняется обогащением магнетита титаном за счет вмещающих пород в процессе внедрения интрузивов.

При переходе от гранитоидов ранних фаз к более поздним (см. табл. 33) в магнетитах уменьшается содержание хрома, возрастает содержание никеля.

Силикаты

Циркон. В гранитоидах описываемого комплекса и сопровождающих их жильных дериватах отчетливо устанавливается три генетических типа цирконов: раннемагматический, позднемагматический, терригенный.

Раннемагматический циркон почти бесцветен, слегка розовый, преимущественно чистый. Выделяется одним из первых, тесно ассоциирует с породообразующими минералами, концентрируется в основном в биотите.

Раннемагматический циркон распределяется равномерно с незначительным возрастанием в количестве в центре массивов, преобладает в породах ранних фаз и заметно уменьшается его содержание с переходом к поздним фазам и жильным образованиям.

Двупреломление циркона для гранитоидов II фазы колеблется в пределах 0,044-0,005. Несколько повышается оно для цирконов из гранитоидов III фазы (0,043-0,009) и наиболее высоким становится в пегматитах - 0,073.

Позднемагматический - темноокрашенный циркон, обычно непрозрачен, имеет различные темные цвета (кофейно-бурый, темно-коричневый), встречается в пегматитах, реже в лейкократовых гранитах. Ассоциирует с биотитом, в большинстве случаев расположен в межзерновом пространстве и в трещинах породообразующих минералов. Образует кристаллы простой формы, иногда слагает бесформенные выделения и многоголовые сростки.

Терригенный циркон незначительно распространен в контаминированных породах эндоконтактной части массивов. Представлен округлыми, бесцветными, средне- и короткопризматическими кристаллами реже эллипсоидальной формы. Иногда зерна розового цвета, трещиноватые.

Рентгеноспектральным анализом в цирконах, отобранных из пегматитов (позднемагматический циркон), установлено до 2% гафния, 0,05% иттрия и тория.

Довольно заметно увеличение удлинения циркона от пород I и II фаз интрузии к III (при общем уменьшении размера кристаллов), остается почти одинаковым в породах III и IV фазы, довольно резко

уменьшается в цирконах из пегматитов (при увеличении размера кристаллов (рис. 10). Кроме того, от гранитоидов ранних фаз к поздним и их жильным образованиям (пегматитам) наблюдается уменьшение количества светлоокрашенных цирконов. И наоборот, темноокрашенные циркон, появляясь в единичных знаках в гранитоидах ранних фаз, увеличивается к IV фазе, максимум наблюдается в пегматитах.

Количество же содержание циркона от гранитоидов ранних фаз к поздним постепенно уменьшается.

Таким образом, акцессорный циркон может служить индикаторным минералом не только для различных магматических комплексов (Туровский, 1955; Матковский, 1956) и постмагматических образований, в частности пегматитов (Куровец, 1966), но для отдельных фаз одного магматического комплекса.

Гранат среди пород ванч-язгулемского палеогенового комплекса по эпитаксиальным свойствам, химическому составу и внешнему признаку устанавливается в трех разновидностях: альмандиновой, альмандин-гроссуляровой и андрадитовой. Широко распространена альмандиновая разновидность. Она постоянно присутствует в мелко- и среднезернистых гранитах III фазы, во вмещающих двуслоистых сланцах и гнейсах. Максимум содержания граната отмечается в пегматитах и гранит-порфирах. В гранатах гранит-порфиров и пегматитов отмечается присутствие урана, тория, иттрия (0,027-0,033%) и диспрозия (0,1-0,2). Наблюдается повышение удельного веса (3,72-4,55) и показателей преломления в связи с увеличением концентрации суммы железа (18,36-43,11%). Устанавливается сходство значений параметра a для гранатов мелко- и среднезернистых гранитов III фазы ($a = 11,60 \pm 0,02$ кХ) и генетически связанных с ними гранит-порфиров ($a = 11,59 \pm 0,02$ кХ). Гранаты гранитоидов III фазы и гранит-порфиров имеют когитационное происхождение, тогда как гранаты лейкократовых гранитов IV фазы - постмагматическое.

Берилл. Акцессорный берилл в Центральном Памире известен еще со времени Таджикско-Памирской экспедиции. Нами он обнаружен в гранитных пегматитах (в единичных знаках), генетически связанных с ванч-язгулемским гранитоидным комплексом, n_D колеблется от 1,577 до 1,593; n_F - от 1,570 до 1,585.

Результаты химического анализа берилла из пегматитов показали, что исследуемый минерал может относиться как к группе щелочных, так и бесщелочных бериллов (Беус, 1958).

Значения параметров решетки: $a = 9,19 \pm 0,02$ кХ, $c = 9,16 \pm 0,02$ кХ и $a = 9,20 \pm 0,02$ кХ, $c = 9,19 \pm 0,02$ кХ. Значения параметров решетки берилла из пегматитов, связанных с ванч-язгулемским гранитоидным комплексом, подтверждают точку зрения В.В. Франк-Каменецкого (1958), Т.А. Соселко (1957) и Е.Д. Соколовой (1959) о влиянии щелочей на величины элементарной ячейки. Так, при увеличении содержания щелочей (пр. $1^a/61 = 2,45\%$) значительно увеличиваются данные элементарной ячейки ($a = 9,20 \pm 0,02$ кХ, $c = 9,15 \pm 0,02$ кХ), при уменьшении (пр. $1^a = 0,08\%$) - заметно уменьшаются ($a = 9,19 \pm 0,02$ кХ, $c = 9,16 \pm 0,02$ кХ).

В табл. 34 приводятся данные суммы щелочных металлов, показателей преломления и удельного веса. При сравнении этих данных видно, что с увеличением суммы щелочей увеличивается показатель преломления минерала и соответственно удельный вес.

Т а б л и ц а 34
Зависимость показателей преломления и
удельного веса берилла от содержания щелочей

№ проб	Na + K	n_g	n_p	$n_g - n_p$	Уд. вес, г/см ³
1а/61	2,45	1,593	1,585	0,008	2,70
13а	0,77	1,580	1,574	0,006	2,70
3/59	0,87	1,587	1,580	0,007	2,68
2/59	0,45	1,577	1,570	0,007	2,65

Одновременно возрастает величина элементарной ячейки (Акрамов, 1973). Приведенные данные дополняют установленную закономерность изменения бериллов от содержания щелочей.

Турмалин широко распространен не только в Центральном Памире, но и вообще на всей территории Памира (Акрамов, 1971).

В исследованном районе различаются три генетических типа турмалинов: аксессуарный, турмалин пегматитовых жил и постмагматических образований.

Из перечисленных типов основная масса встречается в пегматитах, кварцевых жилах, распространенных как в телах массивов, так и во вмещающих породах. Меньшим развитием пользуется аксессуарный турмалин. Он распространен в мелко- и среднезернистых биотитовых гранитах (III фаза) и гнейсовидных граодиоритах и гранитах (II фаза). Единичные зерна турмалина встречаются в протоочках из лейкократовых гранитов. Плеохроизм от бледно-розового по n_p до буровато-зеленого по n_g .

Показатели преломления $n_g = 1,663$; $n_p = 1,634$ и $n_g = 1,664$; $n_p = 1,630$; $2V (-) 0^\circ$. По показателям преломления турмалин гранитоидов относится к ряду драгит - шерл.

Исследование турмалинов региона показывает, что основная масса их связана с поздними образованиями магмы (пегматиты и кварцевые жилы), что свидетельствует об обогащении магмы бором к концу завершения каждой фазы, это вполне соответствует геохимической природе бора концентрироваться в остаточных расплавах магмы.

Фосфаты редких земель

Монацит является весьма характерным аксессуарным минералом рассматриваемых гранитоидов. Он представлен двумя разновидностями. - темноокрашенной (коричневый и темно-коричневый), светлоокра-

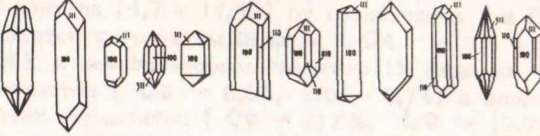
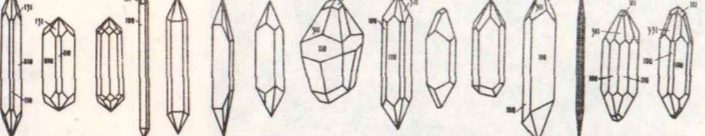
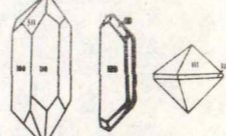
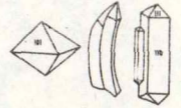
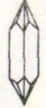
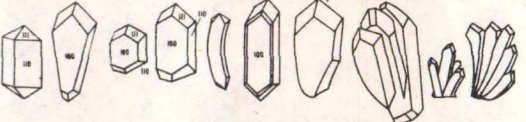
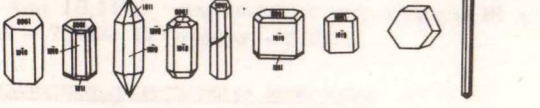
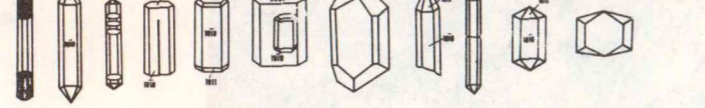




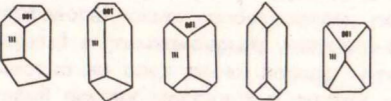




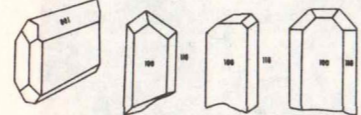

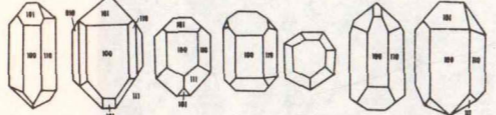
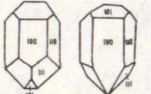

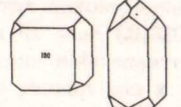
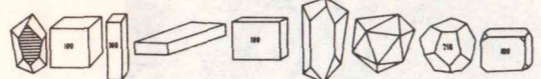


Минералы	ГРАНОДИОРИТЫ ГНЕЙСОВИДНЫЕ И ГРАНИТЫ КРУПНОЗЕРНИСТЫЕ ПОРФИРОВИДНЫЕ (II-фаза).	МЕЛКО-И СРЕДНЕЗЕРНИСТЫЕ БИОТИТОВЫЕ И ДВУСЛЮДЯННЫЕ ГРАНИТЫ. (III-фаза)	ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ ГРАНИТЫ И ПЛАГИОГРАНИТЫ	ГРАНИТ-ПОРФИРЫ	АПЛИТЫ	ПЕГМАТИТЫ
ЦИРКОН						
АПАТИТ						
СФЕН						
ОРТИТ						
МОНАЦИТ						
ПИРИТ						

Рис. 10.

шенной (светло-желтый, кремовый, медово-желтый) с многочисленными включениями биотита. Монашичноносными являются мелко- и среднезернистые граниты Ш фазы, они расположены в наиболее глубоких участках массивов. Показатели преломления увеличиваются от гранитоидов I и II фаз ($n_g = 1,837 - 1,845$; $n_p = 1,780 - 1,795$; $n_g - n_p = 0,049 - 0,070$) к мелко- и среднезернистым гранитам Ш фазы ($n_g = 1,837 - 1,860$; $n_p = 1,780 - 1,810$; $n_g - n_p = 0,040 - 0,075$) и лейкократовым гранитам IY фазы ($n_g = 1,845$; $n_p = 1,795$; $n_g - n_p = 0,050$), что обусловлено присутствием U и Th и несколько высоким содержанием редких земель. Содержание церия (13,8 - 28,0%) и лантана (4,7 - 14,5%) от гранитоидов I и II фаз интрузии увеличивается к гранитам Ш фазы ($Сe = 1,5 - 33,0\%$, $La = 2,7 - 19,0\%$), к лейкократовым гранитам IY фазы их содержание несколько снижается ($Сe = 9,3\%$, $La = 3,7\%$) и вновь возрастает в монашитах пегматитов ($Сe = 21,6\%$, $La = 12,5\%$). По составу редких земель монашит гранитоидов I и II фаз является более иттриевым (до 10,11%), чем монашит гранитоидов Ш и IY фаз интрузии (Ш фаза - 7,08%; IY - фаза - 3,0%).

Кальциевые акцессорные минералы

Апатит встречается в виде трех разновидностей, отличающихся по своей окраске, морфологическим особенностям, размерам и включениям: бесцветный; черный и темно-серый; молочно-белый. Первый обнаруживается повсеместно во всех типах пород; второй - в апикальной и эндоконтактовой частях массивов и третий - широко распространен в пегматитах. Форма кристаллов апатита изменяется от коротко- и среднепризматической (I и II фазы) до длиннопризматической (Ш фаза) и таблитчатой в пегматитах. Показатели преломления увеличиваются от апатитов гранитоидов ранних фаз к апатитам более поздних фаз. Апатиты гранитоидов Ш фазы являются более чистыми разновидностями фтор-apatита, чем апатиты других разновидностей пород. Особенности мелко- и среднезернистых гранитов III фазы (Кударинский интрузив) является преобладание в них черных и темно-серых разновидностей, которые составляют 30% всей массы апатитовой фракции. В целом значительное содержание апатита и укрупнение его размеров характерны для гранитоидов более ранних фаз, краевых и апикальных частей массивов.

Содержание иттрия в апатитах закономерно увеличивается от гранитоидов II фазы (0,021%) к III фазе (0,026%) и далее к пегматитам (0,043%). Обратная картина наблюдается в отношении тория. Его содержание уменьшается от ранних фаз к более поздним. Отмечается присутствие урана для черного апатита.

Ортит - широко распространенный редкоземельный акцессорный минерал гранитоидов вах-язгулемского палеогенового комплекса. Из-за высокого содержания ортита гранитоиды вах-язгулемского комплекса названы нами ортитносными. Ортит имеет тенденцию концентрироваться в апикальных и эндоконтактовых, наиболее конта-

минированных частях массивов, становится увеличение показателей преломления ортитов от гранитоидов I и II фаз интрузии ($n_g = 1,680 - 1,684$; $n_p = 1,668 - 1,674$; $n_g - n_p = 0,010 - 0,012$) к биотитовым гранитам III фазы ($n_g = 1,788 - 1,820$; $n_p = 1,765 - 1,775$; $n_g - n_p = 0,032 - 0,065$) и уменьшение к лейкократовым гранитам IV фазы ($n_g = 1,757 - 1,799$; $n_p = 1,739 - 1,770$; $n_g - n_p = 0,018 - 0,029$). Несколько более высокая величина показателей преломления для гранитоидов III фазы объясняется большим содержанием редких земель и железа. Так, ортиты Кударинского интрузива (мелко- и среднезернистые граниты) характеризуются присутствием Ce (13,0 - 15,0%) и La (6,6 - 6,7%). С увеличением содержания церия и лантана увеличивается содержание неодимия и самария. Ортиты ванч-язгулемского гранитоидного комплекса по составу редких земель имеют типичный характер.

Сфен является одним из наиболее широко распространенных и постоянно встречающихся аксессуарных минералов после магнетита.

Наши исследования позволяют говорить о наличии в гранитоидах ванч-язгулемского комплекса и сопровождающих их жильных производных трех генетических типов сфена: магматический, постмагматический и контаминационный (Акрамов, 1969).

Сфен магматический развит незначительно, имеет коричневую окраску различной интенсивности; полупрозрачный, с алмазным блеском. Основная масса его встречается в гранитоидах I и II фаз интрузии, при этом в апикальных и приконтактных частях массивов он либо отсутствует, либо распространен незначительно.

Сфен постмагматический развит слабо. Представляет прозрачные зернами неправильной формы, иногда присутствует в уплощенных кристаллах с гладкими гранями и хорошо выраженными призматическими формами. Сфен бесцветный, но встречается и бурый. В шлифах образует тонкие оболочки вокруг ильменита.

Сфен контаминационный встречается в гибридных породах, распространенных в эндоконтактных участках массивов. Характерные формы - конгломератобразные с развитием граней (001) и (111). Довольно часто наблюдается усложнение граней в пирамидальных частях. Клиновидные формы очень редки.

Величина зерен и кристаллов сфена в апикальной и приконтактной частях массивов увеличивается в 2-3 раза по сравнению с магматическим сфеном центральных участков.

По мере увеличения содержания сфена наблюдается уменьшение до полного исчезновения монацита. Результаты химического анализа сфена приведены в табл. 35.

По показателям преломления сфены гранитоидов III фазы ($n_g = 1,885 - 2,080$; $n_p = 1,870 - 1,940$; $n_g - n_p = 0,115 - 0,210$) имеют низкие значения по сравнению с гранитоидами I и II фаз ($n_g = 2,140 - 2,120$; $n_p = 1,890 - 1,885$; $n_g - n_p = 0,115 - 0,170$).

Согласно справочной литературе, уменьшение показателей преломления сфена связано с уменьшением содержания титана и присутствием вместо последнего железа и алюминия.

Н.И.Забавникова (1957) отмечает, что показатели преломления сфена понижаются с увеличением количества примесей, таких как Ti и Nb , Al и Fe .

Т а б л и ц а 36

Химический состав сфена (пр. 1а)
(Кударинский массив)

Компоненты	Содержание, %	Теоретический состав сфена, %	Примечание
SiO_2	28,93	30,60	Результат химического анализа сфена показывает, что содержание SiO_2 и CaO несколько ниже теоретического, в то время как TiO_2 значительно больше.
TiO_2	44,80	40,80	
MnO	0,005		
CaO	23,40	28,60	
MgO	3,40		
Ta_2O_5	0,007		
Nb_2O_5	0,001		
С у м м а	100,66	100,00	

Рентгеноспектральным анализом в сфенах гранитоидов П фазы установлены La (0,1%), Ce (0,2-1,1%), Nd (0,1%), Ho (0,1%), Sm (0,2%), Gd (0,2%), Dy (0,3-0,4%), Er (0,1-0,2%), Yb (1,2-1,5%).

Особенности распределения акцессорных минералов
в гранитоидах ванч-язгулемского комплекса

Для определения количественного содержания акцессорных минералов в ванч-язгулемском гранитоидном комплексе использовалась стограммовая отквартованная навеска.

В исследованных гранитоидах было установлено свыше 40 акцессорных минералов. Далее мы рассмотрим закономерности распределения основных акцессорных минералов (магнетит, апатит, сфен, ортит, монацит, флюорит).

Магнетит встречается во всех без исключения породах ванч-язгулемского комплекса. По сравнению с другими акцессорными минералами его содержание в породах самое высокое (табл. 36).

Из табл. 36 видно, что максимальное содержание его устанавливается для гранитоидов первой интрузивной фазы (11,656 г/т). В гранитоидах второй фазы содержание магнетита уменьшается наполовину, в третьей фазе по сравнению с первой - в четыре раза, а в IV фазе составляет (330-2990 г/т). При этом магнетит накапливается в апикальных и приконтактовых частях массивов, т. е. в местах, где наиболее проявлены процессы ассимиляции и конта-

минации. Примеры максимального накопления аксессуарного магнетита в ассимилированных и контаминированных участках гранитных массивов отмечены и для других районов СССР (Ляхович, 1961; Никольский, 1952; Сердюченко, 1959; Меликсетян, 1961; Азимов, 1967).

Апатит так же, как и магнетит, является одним из наиболее распространенных аксессуарных минералов пород различного состава. Содержание его колеблется в различных по петрографическому составу породах от 0,5 до 155,5 г/т (см. табл. 36). Содержание апатита снизу вверх и от центра к периферии массивов увеличивается. В целом количество апатита закономерно уменьшается от древних пород (1555 г/т - I фаза) к молодым и более кислым (86 г/т - IV фаза).

Сфен. Особенно характерен для пород ранних фаз. Как правило, содержание его возрастает в эндоконтактной части массивов с мраморами в участках распространения гранитоидов повышенной основности, а также в пробах, отобранных вблизи ксенолитов пород кровли. Содержание сфена резко уменьшается от гранитоидов I фазы (1950 г/т) к породам III и IV фаз интрузии (91 г/т - III фаза; 6 г/т - IV фаза).

В целом содержание сфена увеличивается от центральных частей массивов к краевым участкам, а в участках распространения гранитоидов повышенной основности - от пород лейкократовых к меланократовым (по вертикали снизу вверх). Направленность изменения содержаний сфена и апатита одинаковая при значительно меньшем содержании сфена.

Циркон присутствует во всех разновидностях пород, но встречается он в незначительном количестве. Среднее содержание циркона в породах отдельных интрузивов колеблется от 1 до 510 г/т (см. табл. 36). Концентрация циркона увеличивается от контактовых частей массивов к центру.

Содержание циркона уменьшается от пород ранних фаз (I фаза = 510 г/т) к поздним (IV фаза = 1 г/т) и пегматитам.

Ортит, являясь довольно широко распространенным минералом, имеет крайне неравномерное распределение. Основная масса его характерна для гранитоидов I и III фаз интрузии, где среднее содержание ортита для пород отдельных массивов колеблется от 72 до 241 г/т (I фаза) и от 12,0 до 13,6 г/т (III фаза).

Ортит проявляет тенденцию, аналогично магнетиту, апатиту и сфену, концентрироваться в породах эндоконтактной полосы и реже в апикальных частях массивов, обычно представленных гибридными и контаминированными разностями. Содержание ортита снизу вверх и от центра массивов к приконтактной полосе увеличивается.

Монацит является характерным и постоянным аксессуарным минералом гранитоидов ванч-язгулемского комплекса. В гибридных гранитоидах приконтактной полосы массивов монацит встречается в крайне незначительных количествах или вообще отсутствует, тогда как

центральные части массивов характеризуются несколько повышенным содержанием.

Содержание монацита и частота встречаемости резко возрастает от гранитоидов I и II фаз к третьей, где концентрируется основная его масса, затем довольно резко сокращается к гранитоидам IV фазы, далее в аплитах и постмагматических образованиях практически исчезает.

В целом наибольшим обогащением монацита характеризуются центральные части массивов, пониженное его содержание наблюдается для участков эндоконтактной полосы и реже — апикальных частей. По-видимому, такое поведение монацита можно объяснить появлением в приконтактной полосе таких кальциевых акцессорных минералов, как сфен, ортит и апатит, с которыми связывается присутствующий фосфор и значительное количество редких земель.

Молибденит, лейкоксен, галенит, халькопирит, широтин, ксенотим обнаружены от нескольких единиц до первых десятков граммов на тонну породы.

Силлиманит, хризоберилл, колумбит, вилькему, топаз, сподумен встречаются только в пегматитах.

Среднее валовое содержание акцессорных минералов для гранитоидов I фазы достигает 10769 г/т, II фазы — 6879 г/т, III фазы — 3501 г/т и IV фазы — 2528 г/т (см. табл. 36). Высокое валовое содержание акцессорных минералов для гранитоидов I фазы обусловлено присутствием значительного содержания в них цветных минералов и высоким содержанием окислов железа, титана, магния и кальция.

Отличительными признаками гранитоидов I и II фаз от пород III и IV фаз интрузии является высокое содержание магнетита (до 11655 г/т), апатита (до 1555 г/т), сфена (до 1950 г/т) и незначительное содержание монацита и флюорита. Последние имеют высокое содержание в гранитоидах III фазы.

Лейкократовые граниты от пород трех предыдущих фаз интрузии отличаются низким содержанием акцессорных минералов, богатством видового состава и концентрацией рудных акцессорных минералов.

Устанавливается, что магнетит, апатит, сфен и ортит накапливаются в апикальной и приконтактной частях массивов, т. е. в местах, где наиболее четко проявлены процессы ассимиляции и контаминации. Это указывает также появление здесь андалусита, граната и дистена.

Направленность изменения содержания циркона, монацита и ильменита обратна магнетиту, апатиту, сфену и ортиту, т. е. содержание первых увеличивается от приконтактной полосы к центру и от апикальной части к глубоким участкам массивов, а по вертикали — сверху вниз.

У ранних фаз интрузии к более поздним помимо изменений видового состава акцессорных минералов наблюдается значительное уменьшение валового содержания, которое в основном происходит за

счет широко распространенных акцессорных минералов, таких как магнетит, апатит, сфен, пирит.

С точки зрения редкоземельной минерализации, гранитоиды в ванч-язгулемского комплекса можно рассматривать как акцессорно-специализированными на ортит и монацит. Кроме того, эти гранитоиды вырисовываются как потенциальные носители молибденового оруднения.

Качественные и количественные изменения акцессорных минералов в гранитоидах вызывают состав вмещающих пород, влияние процессов ассимиляции, глубина формирования пород, не менее важную роль играют также интенсивность проявления постмагматических процессов, изменения физических условий кристаллизации магмы, ее состав и ряд других факторов.

К геохимии гранитоидов ванч-язгулемского палеогенового комплекса

До последнего времени геохимические особенности гранитоидов были охарактеризованы крайне слабо.

Анализировались гранитоиды на литий, рубидий, цезий, титан, никель, кобальт, хром, ванадий, уран, торий, фосфор, бор, таллий. Среднее арифметическое содержание элементов приведено в табл. 37.

Среднее содержание лития уменьшается от пород первой фазы к второй, увеличивается к третьей и резко уменьшается к четвертой фазе интрузии.

Некоторое уменьшение лития в гранитоидах второй, особенно четвертой фаз интрузии объясняется некоторой хлоритизацией биотита.

Среднее содержание рубидия возрастает в ходе эволюции магматического процесса от пород первой фазы к третьей с некоторым уменьшением к четвертой фазе. Отношение K/Rb в породах, как правило, уменьшается от диоритов (303) к гранитам (191) через гранодиориты (232) (рис. 11). Из табл. 38 видно, что увеличение содержания рубидия вполне согласуется с увеличением содержания калия, на геохимическую связь которого с рубидием указывали В.И.Вернадский (1909, 1914), В.М.Гольдшмит (1938) и другие исследователи.

Максимальное накопление рубидия устанавливается в породах апикальных зон массивов (Сохчарвский массив), что же касается отношения K/Rb в вертикальном разрезе, то оно также возрастает к апикальным частям массивов (Норметов и др., 1973).

Цезий в виду небольшой чувствительности методов анализа установлен не во всех анализированных породах. Из табл. 38 видно, что относительно обогащенными цезием оказались гранитоиды III фазы, где среднее содержание его 0,0011%, гранитоиды I, П и IV фаз обогащены им несколько меньше — 0,0001 — 0,0004%, что значительно ниже кларка по А.П.Виноградову (1962).

Приведенный фактический материал (см. табл. 37) показывает, что в распределении калия и натрия устанавливается закономерность, заключающаяся в увеличении содержания калия от пород ранних фаз

интрузии к поздним и уменьшению содержания натрия. Отношение K/Li закономерно увеличивается к концу магматического процесса.

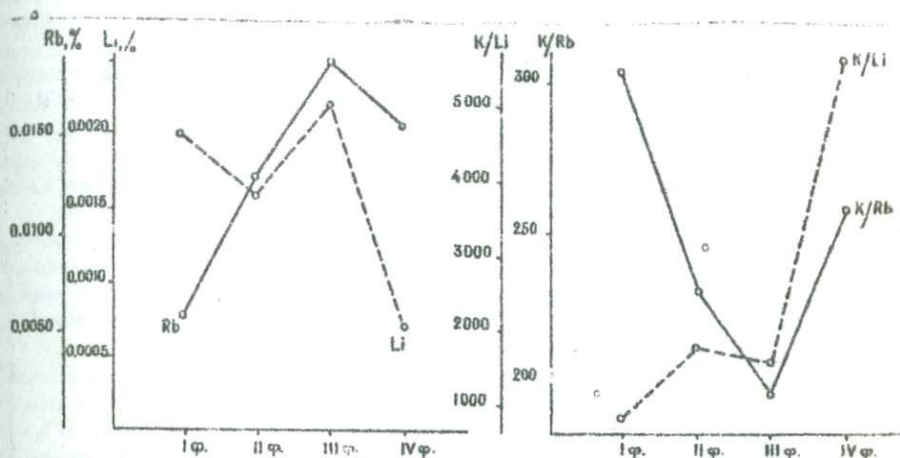


Рис. 11. Изменение содержаний Li , Rb , K/Li , K/Rb в гранитоидах ванч-яргунского комплекса.

Элементы группы железа

Титан. Содержание титана в породах устанавливалось на основании полных сил катных анализов. Для выявления минералов-концентраторов химическим методом титан определялся в сфенах, магнетитах, слюдах, турмалинах и гранатах. В остальных породообразующих и аксессуарных минералах содержание титана определялось полуколичественным спектральным анализом (табл. 39).

Самое высокое содержание титана имеют гранитоиды I фазы — 0,88% при колебании от 0,32 до 1,26%. При этом наиболее высокое содержание титана (до 1,26) отмечается для диоритов эндоконтактной части Джамакского интрузива. Затем в порядке уменьшения следуют гранитоиды II фазы (0,28% — гранодиориты и 0,19% — крупнозернистые порфириовидные граниты); мелко- и среднезернистые граниты (0,15%), лейкократовые граниты (0,8%).

Среднее содержание титана в гранитоидах I и II фаз комплекса несколько выше кларка (Виноградов, 1962) для средних (0,20%) и мелкозернистых (0,23%) пород. В мелко- и среднезернистых гранитах III фазы и лейкократовых гранитах IV фазы среднее содержание титана низко по сравнению с содержанием кларка этого элемента. Жильные породы обеднены титаном (по сравнению с кларковым содержанием) почти в четыре раза. Сравнение показывает, что максимальное количество титана связано с биотитом (2,20–3,10%), несколько меньше с титаномагнетитом (0,30–0,40%), кроме того, часть титана распределена в турмалине (0,20–0,66%), флюорите (0,40%), гранате (0,13%) и везувиане (0,29%).

В породах ванч-язгулемского комплекса титанистыми минералами являются сфен, ильменит, титано-магнетит, рутил, лейкоксен, брукит и анатаз. Титан встречен в десятых долях процента в эпидоте, хромите, барите, торите, ортите; в сотых долях — в гематите, волластоните и тысячных — в пирите, флюорите.

Определение титана в минералах показывает, что основная масса (до 95%) его сконцентрирована в биотите, титано-магнетите и, возможно, сфене, несмотря на то что в описываемых породах присутствует шесть собственных титанистых минералов. Приведенные данные согласуются с данными Л.Э.Дмитриева и Е.В.Знаменского (1956), указывающих на решающую роль биотита в концентрации титана. На рис. 12 приведена зависимость концентрации содержания железа и кремнекислоты от содержания титана. Из диаграммы видно, что содержание титана закономерно уменьшается по мере увеличения кремнекислоты. Напротив, с увеличением содержания окисного и закисного железа наблюдается увеличение титана.

Никель. В большинстве пород комплекса устанавливается низкое содержание (сл. — 0,004%) никеля. Во всех случаях среднее его содержание ниже кларка для средних и кислых пород (см. табл. 37).

Никель присутствует в незначительных количествах в мусковите — 0,001%, флогопите — 0,002%, магнетите — 0,001%, везувините — 0,004%, биотите из гранитоидов — 0,001 — 0,006%, турмалине — 0,001—0,006%. В биотитах гнейсов его содержание достигает почти 0,001%.

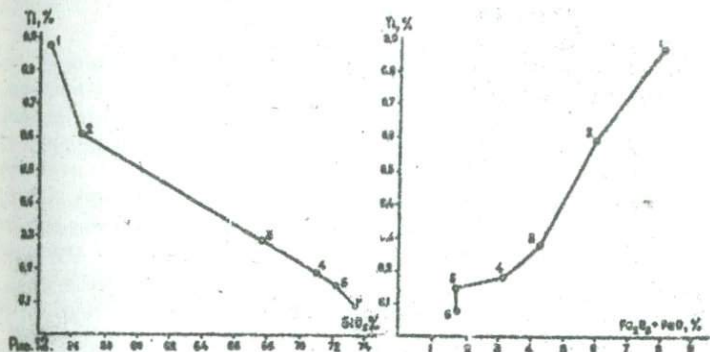
Следует отметить, что никель больше приурочивается к породам, тяготеющим к контакту. Часть никеля, по-видимому, поступала в расплав в процессе ассимиляции.

Кобальт. Содержание кобальта в породах комплекса значительно выше содержания никеля. В первой и второй фазах среднее содержание его достигает 0,001 и 0,0006%, что превышает содержание кларка для средних и кислых пород. При этом намечается относительное обогащение им лейкократовых разновидностей гранитоидов, что вообще характерно для этого элемента. Среди минералов гранитоидов кобальт в некоторой степени концентрируется в темноволнистых компонентах — биотите, амфиболе, в них кобальт может изоморфно замещать железо и в меньшей степени магний.

Хром. Среднее содержание этого элемента в гранитоидах I и IV фаз (0,0083 и 0,0092%) заметно выше содержания кларка для средних и кислых пород (0,005 и 0,0025%) по А.П.Виноградову. Особенно обогащены диориты первой интрузивной фазы (0,010%). В гранитоидах второй и третьей фаз содержание хрома отчетливо понижается (см. табл. 37). При этом по мере уменьшения содержания хрома наблюдается снижение концентрации железа.

Ванадий. Вследствие более высокого общего содержания ванадия, по сравнению с никелем, кобальтом и хромом, колебание его от группы к группе и внутри каждой фазы фиксируется анализами более определенно. Среднее содержание ванадия в породах всех че-

тырех фаз интрузии (см. табл. 37) заметно выше кларка для средних и кислых пород по А.П.Виноградову (1962). Меланократовые разновидности значительно обогащены ванадием по сравнению с лейкократовыми, что подтверждает закономерности его распределения по литическим данным (Нэлколдс, Митчелл, 1952). Спектральным анализом ванадий обнаружен в следующих минералах: мусковите - 0,001 - 0,001%, флогопите - 0,001 - 0,01, сфене - 0,004 - 0,1, магнетите - 0,001 - 0,006, биотите - 0,001 - 0,01, турмалине - 0,001 - 0,006%. В этих минералах ванадий связан преимущественно с трехвалентным железом и, возможно, титаном.



Группа элементов магматической эволюции

Из этой группы в породах и минералах ванч-язгулемского комплекса обнаружены химическим и спектрально-количественным анализом фосфор и бор.

Фосфор, широко распространен, встречается во всех разновидностях пород (см. табл. 39).

Из породообразующих минералов фосфор обнаружен в биотите от следов до 0,15% при среднем содержании 0,07% (среднее из 7 определений), при этом высокое содержание фосфора фиксируется в биотите из скарна (0,15%), несколько меньшее — в биотитах из гранитоидов П фазы (сл. 0,11%) и лейкократовых гранитах IV фазы (0,04%).

Содержание фосфора от пород ранних фаз интрузии к поздним уменьшается. В том же направлении происходит уменьшение количества апатита, являющегося основным концентратом фосфора в породах приконтактной и апикальной частей массивов. В центральных частях массивов фосфор концентрируется и в монашите.

Бор. Содержание бора определялось количественным спектральным анализом в лаборатории Института геологии АН Таджикской ССР (ана-

литик З.М. Давыдова) и в лаборатории ВИМСа. Концентрация бора увеличивается от пород ранних фаз к более поздним их разновидностям (см. табл. 37). На основании наших данных и других исследователей (Барсуков, 1958; Ставров, 1960; Азимов, 1970 и др.) о распределении бора в гранитоидах и составляющих их минералах можно полагать, что главными носителями и концентраторами бора в гранитоидах ванч-язгулемского и леогенового комплекса являются плагиоклазы, амфиболы и мусковит, а в пегматитах лейкократовых гранитах — турмалин.

Среднее содержание бора во всех породах, за исключением пород IY фазы, ниже кларковых величин (см. табл. 37).

Радиоактивные элементы

Уран в гранитоидах комплекса присутствует в значительных количествах (см. табл. 37). Содержание его изменяется в довольно широких пределах (от 0,00006 до 0,000230%) в зависимости от состава пород. Содержание урана по сравнению с содержанием кларка во всех типах пород постоянно повышено.

Распределение урана в гранитоидах комплекса вполне согласуется с закономерностями, устанавливаемыми в аналогичных сложных комплексах других регионов (Таусон и др., 1956; Туровский, 1957; Абдулкабирова, 1958; Смыслов, 1958), происходит закономерное увеличение содержания урана от меланократовых пород ранней интрузивной фазы (0,0002%) к более молодым лейкократовым гранитам (0,00074%). При этом содержание в породах аксессуарных минералов (ортита, монацита) изменяется обратно пропорционально содержанию урана. Это свидетельствует о том, что далеко не весь уран, содержащийся в гранитоидах, концентрируется в аксессуарных минералах.

Таким образом, происходит постепенное уменьшение содержания урана в монаците от пород ранних фаз к поздним. Наибольшее содержание урана фиксируется в монацитах из пегматитов. Несколько более высокое содержание урана установлено в апатитах пегматитов и гранитов III фазы. В апатитах из гранитоидов I, II, IV фаз уран практически отсутствует.

Повышенное содержание урана по сравнению с кларковыми величинами (в 1,5–3 раза) позволяет считать гранитоиды ванч-язгулемского комплекса геохимически специализированными на уран.

Торий обнаружен в большинстве анализируемых пород. В ходе эволюции магмы от диоритов к лейкократовым гранитам содержание тория с повышением SiO_2 и общей щелочности особенно возрастает (см. табл. 37).

Основным концентратором тория в породах ванч-язгулемского комплекса является монацит. Несколько меньше содержание тория в монацитах пород II фазы. Ортиты и сфены характеризуются ничтожно малым содержанием тория. Кроме того, спектральным анализом торий установлен в апатите, рутиле и торите.

Редкие элементы

Изучались редкие элементы гранитоидов ванч-язгулемского палеогенового комплекса Кударинского и Хаврездаринского интрузивов, где содержание эти элементов колеблется от 0,03 до 0,05%. Для выяснения характера распределения элементов исследовались также некоторые аксессуарные минералы (монацит, ортит, сфен, апатит, циркон, гранат) рентгеноспектральным и спектральным анализами.

Монацит. Из анализированных аксессуарных минералов монацит является одним из основных концентратов редких элементов в гранитоидах исследованных массивов. По данным рентгеноспектрального анализа (табл. 40), сумма редких элементов в монаците колеблется от 24,1 до 54,4%. Наиболее высокое содержание TR характерно для монацитов гранитоидов III фазы (54,4%), несколько меньшее — для монацитов гранитоидов II фазы (50,9%), резко уменьшается содержание его в лейкократовых гранитах IV фазы (24,1%) и вновь возрастает для монацитов из пегматитов (52,8%), генетически связанных с гранитоидами III фазы. При этом постоянное максимальное содержание его характерно для редких элементов цериевой группы, сумма которых составляет 18,6 — 54,3%, а содержание иттриевой группы не превышает в сумме 8,4%.

Отношение суммы элементов цериевой группы к иттриевой ($\frac{\sum TRCe}{\sum TRY}$) в монацитах гранитоидов II фазы составляет 5,2; III фазы — 11,6; IV фазы — 3,6; в пегматитах — 34,2, т. е. в монацитах из всех разновидностей пород первая группа преобладает над второй.

Ортит. По данным рентгеноспектрального анализа, содержание суммы редкоземельных элементов уменьшается от ортитов гранитоидов III фазы (26,2%) к ортитам лейкократовых гранитов IV фазы (13,8%). При этом редкоземельные элементы составляют главным образом цериевую группу (24,4% — II фаза и 12,7 — IV фаза), в то время как содержание редких земель иттриевой группы в ортитах не превышает 1,8% (см. табл. 40). Среднее содержание церия и лантана в ортитах мелко- и среднезернистых гранитов составляет: лантан — 6,0%, церий — 12,0%; для гранитоидов IV фазы среднее содержание уменьшается до 3,6% лантана, 7,6% церия. В описываемых ортитах с увеличением содержания церия и лантана несколько увеличивается содержание ниодимия и самария. Ортиты Кударинского интрузива характеризуются преобладанием редкоземельных элементов цериевой группы.

Сфен. Результаты рентгеноспектрального анализа показывают, что содержание редкоземельных элементов в сфене незначительное (см. табл. 10) и колеблется в сумме от 0,46 до 2,0%, несколько выше оно (4,49%) в сфене из пегматитов и связано с попаданием единичных зерен монацита. В сфенах устанавливается постоянное присутствие Ce (0,1 — 2,2%), Nd (0,1 — 0,2%), в трех пробах — присутствие Sm (0,1 — 0,3%), Zr (0,1 — 0,26%), Gd (0,05 — 0,1%), Dy (0,1 — 0,3%); в двух — La (0,1%), Er (0,1 — 0,2%), Yb (0,7 — 0,9%) и в одной — Ho (0,61%), Lu (0,1%). Содержание суммы ред-

коземеельных элементов уменьшается от гранитоидов П фазы (2,0%) через биотитовые граниты Ш фазы (1,4%) к лейкократовым гранитам IY фазы (0,46%).

В апатитах рентгеноспектральным анализом устанавливается увеличение содержания иттрия от П фазы гранитоидов (0,024%) к Ш фазе (0,026%) и пегматитам (0,043%). Результаты спектрального анализа показывают присутствие 0,0006 – 0,06% для гранитоидов П и Ш фазы и увеличение его в пегматитах (0,3 – 0,6%).

В цирконах итрий (по результатам спектрального анализа) увеличивается от П фазы гранитоидов (0,06 – 0,4%) к Ш фазе (0,04 – 0,06%). Некоторое уменьшение иттрия наблюдается в цирконах пегматитов (0,03 – 0,3%) и филлитовидных сланцах (0,08%).

Гранаты из пегматитов (по данным спектрального анализа) характеризуются присутствием иттриевых (0,002 – 0,016%) и в меньшей степени иттербиевых (0,0004 – 0,01%) земель. В гранатах из скарпов содержание иттрия равно 0,04%, иттербия – 0,06%. Спектральным анализом в пиритах и флюоритах гранитоидов Ш фазы установлено присутствие лантана (0,001%), церия (0,01 – 0,06%), иттербия (0,01%) и гадолиния (0,0006 – 0,01%).

Таким образом, данные по содержанию редкоземельных элементов в минералах показывают, что основная масса их сосредоточена в гранитоидах Ш фазы (Кударинский интрузив), генетически связанных с ними пегматитах, в которых наблюдается наибольшее содержание монашита и ортита. В Хаврездаринском и Кударинском интрузивах из анализированных акцессорных минералов редкоземельными являются монашит и ортит, а минералами-носителями – апатит, сфен, циркон, гранат, флюорит.

В целом, учитывая геохимические особенности гранитоидов ваичагулемского комплекса, можно отметить, что в распределении большинства описанных акцессорных элементов наблюдаются более или менее отчетливые количественные изменения.

Для гранитоидов выделяется ряд характерных элементов (титан, никель, кобальт, хром, ванадий, уран, торий), являющихся сквозными для комплекса в целом.

Диориты и кварцевые монашиты первой фазы имеют повышенное содержание титана, кобальта, хрома, ванадия, урана и фосфора. Однако содержание некоторых элементов в этих гранитоидах понижено по сравнению с кларком средних пород (литий, рубидий, цезий, торий, бор, аллий).

Гранитоиды второй фазы по содержанию большинства акцессорных элементов незначительно отличаются от пород первой фазы. Крупнозернистые порфириовидные гранодиориты и граниты характеризуются повышенным содержанием (по сравнению с кларками кислых пород) титана, кобальта, ванадия, урана.

Породы третьей интрузивной фазы в петрографическом отношении имеют определенное сходство с гранитоидами второй фазы. Однако по содержанию ряда акцессорных элементов они заметно отличаются от последних. В гранитоидах Ш фазы содержание ванадия и тория выше кларковых величин.

Лейкократовые граниты, являясь поздними продуктами кристаллизации магмы, наследуют комплекс акцессорных элементов, характерных для начальных и промежуточных членов ванч-язгулемского палеогенового комплекса. В них, в частности, отмечается высокое содержание хрома, бора, урана.

Для всех интрузивных пород характерно присутствие урана, тория. При этом радиоактивные элементы, так же как и редкоземельные, накапливаются в продуктах заключительных этапов формирования пород ванч-язгулемского интрузивного комплекса.

Для гранитоидов несколько повышенной основности наблюдается присутствие титана, кобальта, хрома, ванадия, причем количество их уменьшается с увеличением кислотности пород. По-видимому, это связано с процессами ассимиляции гранитоидной магмой вмещающих пород.

Кроме того, повышенное содержание акцессорных элементов в основных породах объясняется, по всей вероятности, увеличением в последних количества железо-магнезиальных минералов, в состав которых они входят. В целом от ранних фаз образования к более поздним происходит увеличение содержания рубидия, хрома, урана, тория, бора и уменьшение титана, кобальта, ванадия, фосфора. Остальные акцессорные элементы в рассматриваемых породах либо распространены равномерно (цезий, никель), либо изменения их содержания не закономерны.

Формы присутствия акцессорных элементов в породах и минералах ванч-язгулемского палеогенового комплекса различны: они либо изоморфно входят в структуру породообразующих минералов, либо образуют самостоятельные минералы (сфен, магнетит, торит, монацит, ортит, апатит, рутил, турмалин и др.). Основная масса редкоземельных элементов концентрируется в гранитоидах третьей интрузивной фазы и в генетически связанных с ними пегматитах, в которых устанавливается наибольшее содержание монацита и ортита. Результаты геохимических исследований позволяют рассматривать породы ванч-язгулемского комплекса геохимически специализированными на титан, кобальт, хром, ванадий, уран, фосфор.

Вертикальная зональность распределения вещества в гранитоидах ванч-язгулемского палеогенового комплекса (Сохчарвский и Кударинский массивы)

Рассмотрению вопроса зональности распределения вещества по вертикали посвящены многие работы (Комлев, 1936; Эдвардс, 1950; Сморгчов, 1953; Гоньшакова, 1953; Туровский, 1960; Ляхович, Червинская, 1960; Кутолин, 1962; Баженов, 1962; Амшинский, 1957; 1960, 1964, 1967, 1970 и др.). Что же касается вопроса зональности на Памире, то здесь имеются лишь отдельные публикации (Хамидов, 1954; Акрамов, 1970; Хасанов, 1970; Гаврилин и др., 1972; Негрей, Волков, 1973 и др.).

Для выяснения характера распределения вещества по вертикали мы выбрали из многочисленных массивов Центрального Памира Сохчарвский и Кударинский гранитоидные интрузивы. В вертикальном разрезе Кударинский массив вскрывается на 2,0 - 2,6 км. Особенно вскрытой является южная и юго-восточная части массива. Сохчарвский массив в вертикальном разрезе вскрыт на 1,2 - 1,5 км. Наиболее вскрытой является центральная часть массива.

Кударинский и Сохчарвский массивы относятся к единому ванчязгулемскому палеогеновому комплексу, но расположены в различных структурно-тектонических зонах и различаются несколько по петрографо-минерально-петрохимическому составу, распределению акцессорных минералов и количественному содержанию ряда акцессорных элементов. Нам представляется, что эти различия можно объяснить неодинаковой степенью эрозионного среза, составом слагающих массивы пород и вмещающей их среды. Так, Кударинский массив залегают среди триасовых сланцев, песчаников и пермо-триасовых мраморов (алюмокремневая и карбонатная толщи), Сохчарвский - среди триасово-юрских сланцев и песчаников (алюмокремневая толща). При этом Сохчарвский массив имеет широкий пояс ксенолитов, большую сохранность апикальной зоны. По глубине формирования оба массива относятся к гипабиссальным интрузивам. По некоторым косвенным признакам глубины формирования Кударинского массива ориентировочно оценивается в 2 км, а Сохчарвского - в 1,2 - 1,5 км.

Кударинский массив сложен мелко- и среднезернистыми гранитоидами третьей интрузивной фазы ванчязгулемского комплекса. Среди них различаются биотитовые и двуслюдяные граниты, адамеллиты и гранодиориты. Более 95% всей площади выхода массива занимают биотитовые граниты, по которым и было проведено опробование по вертикальному разрезу от 3200 до 5020 м высоты. Пробы отбирались в зависимости от доступности отдельных участков разреза через 250-400 или 600 м.

Сохчарвский массив в основном сложен среднезернистыми гранодиоритами и крупнозернистыми порфиридовидными гранитами второй интрузивной фазы комплекса. Описываемые граниты занимают свыше 90% всей площади массива.

Вертикальная петрографо-минералогическая и петрохимическая зональность гранитоидов Кударинского и Сохчарвского массивов

О характере изменения состава пород в вертикальном разрезе Кударинского массива можно судить по данным количественно-минеральных подсчетов (табл. 41). Закономерное изменение содержаний кварца, биотита, акцессорных и вторичных минералов наблюдается в Кударинском массиве. Содержание кварца (28,2%) постепенно уменьшается от более глубоко расположенных участков к апикальной части (18,5%). тогда как количество биотита, акцессорных и вторичных минералов в этом направлении увеличивается (табл. 41).

Особенно четко выражено закономерное изменение состава плагиоклаза, оптических свойств и железистости биотитов. С глубиной состав плагиоклаза изменяется от № 24 до № 14, а показатели преломления, двупреломления и железистость биотитов увеличиваются (табл. 42).

Для гранитов Сохчарвского массива содержание породообразующих минералов также существенно изменяется по вертикали (табл. 43). Количество кварца, как и в гранитоидах Кудары, увеличивается с глубиной, тогда как биотиты и акцессорных минералов более всего в центральной части массива.

Т а б л и ц а 43

Изменение количественно-минерального состава гранитоидов Сохчарвского массива в вертикальном разрезе (в об. %)

Минерал	2125 м	2400 м	2550 м	2950 м	3375 м
	пробы				
	1-П	6-П	А-25	А-38	А-30
Плагиоклаз	44,4	46,9	49,2	38,6	45,0
Калиевый полевой шпат	13,6	12,8	9,4	28,7	25,0
Кварц	27,7	24,5	27,6	21,5	22,0
Биотит	13,0	15,0	13,0	10,1	7,7
Амфибол	-	-	-	0,4	-
Акцессорные минералы	1,3	1,1	0,8	0,7	0,3
С у м м а...	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Петрохимические особенности пород Кударинского и Сохчарвского массивов иллюстрируются данными, приведенными в табл. 44, 45, из которых следует, что в вертикальном разрезе Кударинского массива устанавливается отчетливая зональность в распределении Na_2O , K_2O , CaO , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 ; при этом содержание Na_2O , Al_2O_3 , CaO с глубиной уменьшается, тогда как количество K_2O , FeO , Fe_2O_3 закономерно увеличивается. Максимальные концентрации CaO и K_2O зафиксированы на высоте 3400-3500 м.

Менее отчетливо проявляется вертикальная зональность в распределении значений отдельных коэффициентов (см. табл. 44, 45).

В вертикальном разрезе Сохчарвского массива различие содержания петрогенных окислов проявлено более отчетливо. Для SiO_2 , Al_2O_3 наблюдается закономерное уменьшение концентраций с глубиной для TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO и Na_2O - увеличение.

Принципиальное различие устанавливается при изменении коэффициента агпаитности по вертикали массивов. Гранитоиды Кударинского массива в целом характеризуются значительно большими коэффициентами агпаитности, чем породы, слагающие Сохчарвский массив. Изменяется коэффициент агпаитности для пород Кударинского массива от 0,74 до 0,79, а Сохчарвского — от 0,48 до 0,70. Кроме того, в Кударинском массиве агпаитность отчетливо увеличивается с глубиной (см. табл. 44), в Сохчарвском четко выраженной зональности не устанавливается (см. табл. 45).

Согласно Л.В.Дмитриеву (1961), породы с наиболее высокой агпаитностью соответствуют глубинным частям интрузива. Это хорошо увязывается с имеющимися геологическими данными и распределением ряда элементов, свидетельствующих о том, что Кударинский массив эродирован значительно, чем Сохчарвский.

Проследим, как ведут себя акцессорные элементы по вертикали Кударинского и Сохчарвского массивов. В апикальной зоне Сохчарвского массива накапливается уран, рубидий и бор, тогда как глубинные участки массива обогащены цезием, фтором, кобальтом, ванадием и оловом. Что же касается лития, то содержание его от нижних частей массива вверх уменьшается, а вблизи апикальной части массива несколько возрастает (табл. 45). Отношение K/Rb в вертикальном разрезе по мере приближения к апикальным частям возрастает от 195 до 278, редко до 324 (Норметов и др., 1973).

В Кударинском массиве в глубинной зоне возрастает содержание урана, тория, лития, рубидия. Некоторое увеличение содержания концентраций радиоактивных элементов с глубиной можно объяснить возрастанием количественного содержания монашита в центральной части массива. Фосфор и фтор в пределах массива распределены неравномерно и имеют тенденцию концентрироваться в верхней части массива, реже — по периферии.

Т а б л и ц а 45

Изменение содержания лития, рубидия, калия, натрия и фосфора (по вертикали) в гранитоидах Кударинского массива

Элемент	4680 м	4000 м	3400 м	3200 м
	пробы			
	3/61	78	72	82
Калий	3,78	3,35	3,78	4,54
Натрий	3,00	3,40	2,60	2,60
Литий	0,0007	0,0009	0,0082	0,0034
Рубидий	0,00154	0,00121	0,00189	0,00408
Фосфор	0,13	0,11	0,06	0,09

О вертикальной зональности в распределении акцессорных минералов

Изучение содержания акцессорных минералов Кударинского интрузива выявило их резкое количественное изменение в вертикальном разрезе. Так, содержание магнетита в интервале высот 3500–4000 м резких колебаний не претерпевает и изменяется от 866,81 до 920,13 г/т. Выше 4000 м фиксируется резкое увеличение содержания магнетита, причем наибольшая его концентрация наблюдается в апикальной части интрузива (5020–5260 м, 71 г/т).

Содержание апатита довольно постоянно. В гранитоидах близ апикальной части интрузива чаще встречаются кристаллы апатита, содержащие черные точечные включения, а грани и вершины кристаллов несколько сглажены.

Для ортита также характерно постепенное увеличение концентрации от глубоких частей интрузива к кровле (рис. 13), где наблюдается максимальное его содержание (пр. 1/62 – 43,01 г/т). Для гранитов верхней части массива отмечается значительное увеличение размеров и идиоморфизм кристаллов ортита. Центральная часть массива содержит ортит в меньшем количестве, кристаллы его имеют более мелкие размеры. С глубиной для ортита наблюдается закономерное увеличение показателей преломления при уменьшении дву-преломления (табл. 47).

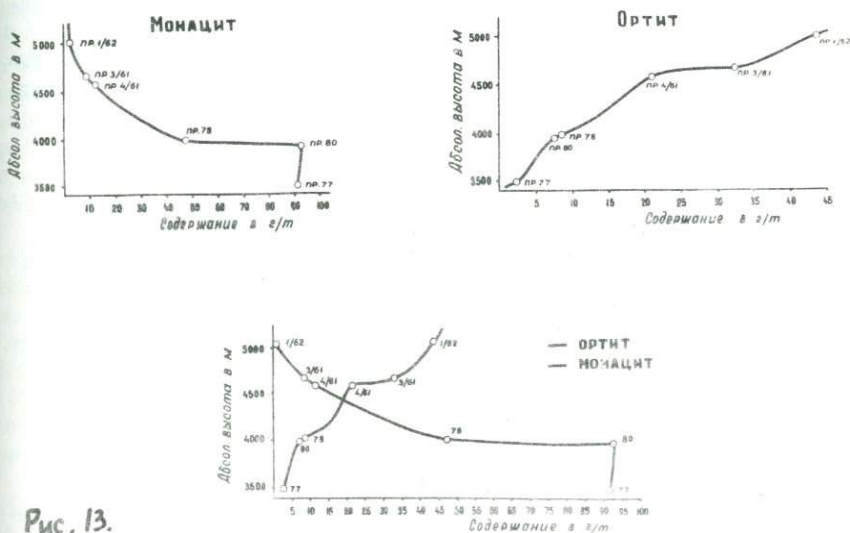


Рис. 13.

Количество флюорита, подобно ортиту и магнетиту, увеличивается от глубоких частей массивов к кровле. При этом флюориты в верхних частях массивов окрашены в бледно-фиолетовый цвет, тогда как в центральных частях они преимущественно бесцветные.

Содержание циркона увеличивается в глубоко вскрытых частях массива (пр. 77 - 4,76 г/т). Минимальное количество его установлено для апикальной части (пр. 1/62 - 0,13 г/т и пр. 3/61 - ед. знаки). Зерна циркона в центральных частях интрузива имеют мелкие размеры (0,01 - 0,1 мм) и длиннопризматический габитус кристаллов.

Подобное поведение свойственно и монашиту (см. рис. 13). Так, пробы, отобранные в наиболее глубоко вскрытых частях массива (пр. 77 - 92,16 г/т; пр. 80-93,73 г/т), установили здесь наибольшее его содержание. Начиная от 4000 м и выше отмечено резкое уменьшение содержания монашита, в верхней части разреза оно составляет всего 1,11 г/т (пр. 1/61 - 5020 м). С глубиной для монашита, как и ортита, наблюдается закономерное увеличение показателей преломления при уменьшении двупреломления (табл. 48).

Содержания ильменита непостоянны, хотя в верхних частях разреза его в общем меньше (0,07 г/т), чем в центральной части интрузива (13,18 г/т).

Кроме перечисленных аксессуарных минералов для верхней части массива (пр. 1/62) характерно присутствие халькопирита, пирротина, андалузита и бадделита. Для других аксессуарных минералов в вертикальном разрезе распределение довольно равномерное (табл. 49).

Кристалломорфологический анализ цирконов из гранитоидов Сохчарьского массива показал, что частота встречаемости кристаллов с гранью 110 увеличивается с глубиной, а с гранью 131 - уменьшается (рис. 14). Кристаллы циркона в центральной части массива имеют

Абсолютная отметка												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
3375	26	8	-	1	38	18	0,5	-	8	3	-	0,5
2950	17	10	-	0,5	40	29	-	-	4	-	-	0,5
2875	18	18	1	1	26	29	-	-	6	1	-	-
2350	12	11	1	1	20	30	4	-	14	6	-	1

Рис. 14.

розовый оттенок, в направлении к апикальной части массива — бурый. По-видимому, изменение окраски циркона происходит вследствие увеличения в нем содержания радиоактивных элементов, что согласуется с закономерным возрастанием урана в направлении к апикальной части массива (табл. 50).

Таким образом, в вертикальном разрезе Кударинского интрузива наблюдаются четко выраженная зональность в распределении аксессуариев, заключающаяся в концентрации магнетита, ортита, флюорита и частично апатита в верхних частях массива, и повышенные содержания монацита, циркона и ильменита в глубоких участках. При этом в верхних частях массива отмечается резкое преобладание магнетита над апатитом, апатита над флюоритом и последнего над ортитом. В нижней части монацит преобладает над ильменитом и последний — над цирконом. Отчетливо устанавливается антагонизм между ортитом и монацитом, т. е. с увеличением ортита уменьшается содержание монацита или последний вообще отсутствует, и наоборот (см. рис. 13).

Тенденция большинства аксессуарных минералов накапливаться в апикальных частях интрузивов и связь их с летучими компонентами ранее отмечалась И.Е.Сморчковым (1953), В.С.Коптевым-Дворниковым и др. (1960), С.Д.Туровским (1960), Б.М.Меликсетяном (1960) и др. Такой зональный характер распределения аксессуарных минералов позволяет предположить, что часть их образовалась в связи со значительной обогащенностью магмы летучими компонентами, которые транспортировали редкие элементы. Другая часть аксессуариев формировалась в результате ассимиляции и воздействия позднематматических процессов, которые фиксируются в хлоритизации биотитов и серпитизации плагиоклазов пород верхней части разреза. Об обогащенности магмы летучими компонентами свидетельствует и значительное содержание в изученных гранитоидах флюорита и в меньшей степени турмалина. В целом наиболее эродированные части массива в валовом отношении обеднены аксессуарными минералами, большая часть их концентрируется в апикальной части массива.

Считают, что по ряду аксессуарных минералов можно судить о глубине эрозионного среза. Так, В.В.Ляхович (1967) и Б.М.Меликсетян (1960) указывают, что в качестве подобного индикатора можно использовать количество уранинита. Для Кударинского интрузива чутким индикатором считается монацит, содержание которого с глубиной увеличивается. Высокое содержание монацита в пробах 80 (93,73 г/т), 86 (166,40 г/т), 85 (83,59 г/т) позволяет предполагать, что наиболее сильно эродированной является южная часть Кударинского интрузива.

В связи с тем что содержание аксессуарных минералов в центральных и апикальных частях массивов обычно резко различно, справедливы замечания некоторых исследователей (Родионов, Ляхович, 1960), что опробование необходимо производить как по вертикальному, так и по горизонтальному разрезам. Особенно это относится к массивам Памира, которые являются наиболее глубоко вскрытыми интрузивами Средней Азии.

Таким образом, в Сохчарвском и Кударинском массивах по вертикальному срезу устанавливается неравномерное распределение породообразующих и аксессуарных минералов, а также петрогенных окислов и аксессуарных элементов. При этом закономерность менее всего характерна в распределении окислов и наиболее отчетливо устанавливается для аксессуарных минералов и элементов.

Анализ данных по породообразующим минералам показывает, что апикальные части интрузивов по сравнению с глубинными их частями имеют большее содержание плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, мусковита, уменьшение показателей преломления, дву-преломления, железистости биотитов и увеличение основности плагиоклазов.

Летучие компоненты в процессе становления массивов концентрировались в апикальных частях. Причем для урана, рубидия (Сохчарвский массив) характерно относительно равномерное нарастание концентраций снизу вверх, тогда как торий, литий, бор, фтор, кобальт, ванадий накапливаются только в апикальной части массивов.

В целом породы наиболее эродированной части массива в валовом отношении обеднены аксессуарными минералами, в апикальной части массива концентрируется большая их часть. Наряду с колебаниями содержания аксессуарных минералов в вертикальном срезе наблюдаются изменения в окраске, размере и форме аксессуариев.

Установленный зональный характер распределения петрогенных окислов, породообразующих, аксессуарных минералов и некоторых элементов позволяет предполагать, что одна их часть образовалась в результате значительной обогащенности магмы летучими компонентами, другая — в результате ассимиляции и, возможно, воздействия позднемагматических процессов.

6. Сунгатский палеоген-неогеновый комплекс даек кислого состава

Магматические породы палеоген-неогенового субвулканического комплекса развиты в ряде мест северо-западного склона северо-восточной части Ванчского хребта. Массивы их в виде штоков и даек секут породы палеогенового гранитоидного комплекса. Состав пород представлен многими разновидностями, различающимися и по вещественному составу, и по структуре.

Впервые данный комплекс был выделен М.Х.Хамидовым (1960). Им же дано краткое петрографическое описание пород и выявлены фаза кварцевых порфиров и гранит-порфиров и фаза сиенитов.

Результаты наших исследований показывают, что наибольшее количество тел кварцевых порфиров и гранит-порфиров приурочивается чаще всего к выходам интрузивов палеогенового возраста. Значительно реже они наблюдаются среди осадочно-метаморфических пород условно протерозойского возраста (ванч-язгулемская серия). В структурном отношении дайки тяготеют к зонам более поздних крупных нарушений,

с которыми связаны перемещения блоков фундамента. Иногда они заполняют трещины, опирающиеся разломы, и имеют общее простирание на север и северо-запад.

Дайки всегда характеризуются крутыми залеганиями, секущими контактами. Обычно они маломощные (до 2-3 м) и протяженные (до 2 км).

Наряду с исследованными дайками М.Х.Хамидовым (1960) в водоразделе рек Сунгат, Шугадо были описаны небольшие штоки (300x400 м) и неправильные линзовидные тела кварцево-полевошпатового состава, которые тесно ассоциированы с дайками кварцевых порфиров, фельзитов, альбитофиров и др. Результаты изучения фактических материалов позволили нам объединить их с породами палеоген-неогенового комплекса.

Геологический возраст пород комплекса устанавливается на основании того, что пород пересекают постмагматические и жильно-магматические образования, связанные с палеогеновыми гранитоидами. Среди пород палеоген-неогенового комплекса по структурно-петрографическим особенностям выделяются два типа пород, которые отражают условия кристаллизации кислых магм в дайках. Первый тип - гранит-порфиры. По представлениям М.Х.Хамидова (1960), эти дайки служили участками подъема вулканических продуктов на поверхность земли. Другой же тип породы фельзиты, фельзит-порфиры, альбитофиры.

Среди пород первого типа петрографо-минералогическим методом выделены следующие разновидности, связанные между собой постепенными переходами: гранит-порфиры, микрогранит порфиры, кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры, альбитофиры. В составе пород второго типа - фельзит-порфиры, фельзиты и туфобазы. Преобладают гранит-порфиры и фельзит-порфиры. Фельзиты и фельзит-порфировые породы с фельзитовой, микропикритовой, псевдосферолитовой и микрогранитофировой структурой встречаются в маломощных дайках или же в краевых частях мощных даек.

Мы приводим краткое петрографическое описание наиболее распространенных разновидностей первой группы.

Гранит-порфиры. Микроскопическое изучение шлифов и количественное соотношение породообразующих минералов позволяет нам выделить среди гранит-порфиров два типа пород.

Первый характеризуется присутствием в составе пород натриевого плагиоклаза (альбит-олигоклаз), калишпата, кварца; из аксессуарных - сфен, апатит, циркон, ортит, магнетит, пирит, рутил, гематит, лейкоген, турмалин. Данные количественного взаимоотношения минералов приведены в табл. 51. Порфировые выделения представлены преимущественно плагиоклазом (№ 15-5 в центре даек и до № 35 у контактов), редко микроклином.

В большинстве случаев калишпат в той или иной степени альбитизирован.

Породы второго типа отличаются от первого тем, что в составе их отсутствует калишпат, а кварца значительно меньше. По составу и структуре данные породы ближе к альбитовым гранит-порфирам.

Под микроскопом различаются небольшие (до 1,5-2 мм) вкрапленники альбита или альбит-олигоклаза (№ 5-15). Кроме отмеченных минералов для данной породы характерно присутствие акцессорных минералов, таких как турмалин, пирит, гематит, магнетит, апатит. Структура породы порфировая, вкрапленники представлены плагиоклазом, основная масса состоит из беспорядочно расположенных лейстов плагиоклаза, промежутки между которыми заняты ксеноморфным кварцем.

Таблица 51

	Альбит-олигоклаз	Калишпач	Кварц
Породы I типа	20-50	15-40	25-50
Породы II типа	70-80	—	15-30

Химический состав пород альбитовых гранит-порфиров приведен в табл. 52. Высокое содержание окиси калия, по-видимому, обусловлено присутствием серицита и мусковита. На диаграмме (рис. 15) видно, что порода располагается между аляскитом и щелочным гранитом.



Рис. 15. Диаграмма химического состава пород сунгатского комплекса.

Сиениты были встречены в виде небольших штоков на правом борту р. Сунгат (верховье, сай Контактный) и в юго-восточной части Язгулемского хребта. Размеры штоков небольшие. Вскрыты они по вертикали на 150-200 м и по горизонтали на 180-200 м. Массивы труднодоступны, что препятствует их геологическому изучению.

Породы, слагающие массив, среднезернистые, иногда порфирированные. Имеют серую и местами темно-серую окраску.

Под микроскопом было установлено, что по темноцветному минералам сиениты разделяются на биотитовые, роговообманковые, биотит-роговообманковые (табл. 53). В их составе присутствуют плагиоклаз, микроклин, биотит, амфиболы, кварц, сфен, апатит, циркон, магнетит, ортит, ругил, эпидот и карбонаты (табл. 53).

Плагиоклаз (олигоклаз № 15-25) идиоморфен по отношению к микроклину. Образует призматические таблички. Имеет неясные полисинтетические двойники, карбонатизирован и изредка эпидотизирован.

Микроклин ясно решетчатый. Образует призматические кристаллы, окаймляющие плагиоклаз.

Т а б л и ц а 53

Количественно-минеральный состав пород сунгатского палеоген-неогенового комплекса

Минерал	Шлиф 2911	Шлиф 2912
Плагиоклаз	42,7	47,0
Микроклин	36,5	37,8
Биотит	10,3	2,3
Роговая обманка	1,5	12,7
Кварц	5,7	1,2
Сфен	0,8	1,5
Апатит	0,3	0,4
Циркон	0,2	0,1
Магнетит	0,6	-
Ортит	-	0,2
угил	-	0,1

П р и м е ч а н и е. Шл. 2911 - биотитовый сиенит;
шл. 2912 - роговообманковый сиенит.

Биотит образует кучные скопления с ярким плеохроизмом от темно-зеленовато-бурого по Nq до бледно-зеленовато-желтого по Nr .

Амфибол представлен рибекитом. Плеохроирует от темно-синевато-зеленого по Nr до зеленовато-желтого по Nq . Схема абсорбции $Nr > Nm > Nq$; $c : Nq = 80$; $2V$ -большое; $nq - nr = 0,003$.

Кварц в шлифах распределен неравномерно. Состоит из волнисто-угасающих ксеноморфных зерен.

Сфен буроват, имеет координированные зерна с чешуйчатым строением и яркой интерференционной окраской.

Апатит развит широко (до 1,7%), представлен крупными кристаллами и тонкими игольчатыми.

Ортит образует правильное зерно. Плеохроирует от коричневого по Ng до зеленовато-бурого по Nr. По краям иногда развивается эпидот.

Порядок кристаллизации минералов следующий: апатит-сфен - магнетит - ортит - амфибол - биотит - плагиоклаз - мигроклин - кварц.

В ы в о д ы

1. Палеоген-неогеновый комплекс субвулканических пород образует штокообразные, дайковые и линзообразные тела, которые прорывают ванч-язгулемский палеогеновый гранитоидный комплекс.

2. Формирование комплекса происходило в результате двукратного внедрения магматического расплава, продукты кристаллизации которого дали два типа пород - гранит-порфиры и сиениты с многочисленными фашиальными разновидностями.

3. Гранит-порфиры и сиениты обладают характерным для них минеральным, петрографическим и петрохимическим составом.

4. Внедрением палеоген-неогеновых субвулканических пород завершается магматическая деятельность западной части Центрального Ламира.

К ГЕОХРОНОЛОГИИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

4

Решение проблем установления возраста и последовательности формирования магматических комплексов, отдельных интрузивов, вулканогенных толщ и метаморфических образований, играющих важную роль в геологическом строении Центрального Памира, сопряжено с большими трудностями. Вместе с тем решение этих вопросов имеет большое теоретическое и практическое значение для познания геологии и петрологии не только Центрального Памира, но и Памира в целом.

Затруднения в разрешении вопроса возраста и последовательности формирования магматических образований обусловлены не только сложностью проявления магматизма в различные этапы истории геологического развития, но и особенностями геологического познания магматических образований в стратиграфическом разрезе. Последнее выражается в том, что в стратиграфических разрезах районов развития интрузивных и эффузивных пород отсутствуют фаунистически охарактеризованные отложения, которые позволили бы установить возрастные пределы магматических образований.

Определением абсолютного возраста магматических образований Центрального Памира в различные годы занимались лаборатории следующих учреждений: ИГЕМ, ГЕОХИ, ИАН, ИГиД АН СССР, ВСЕГЕИ, ГИН АН КазССР, ГИН АН АрмССР, ИГ АН ТаджССР, МГУ, У.ЗМ ТаджССР и др. Полученные результаты опубликованы в работах С.Б.Аврашова и др. (1963), М.Б.Акрамова (1967), В.И.Буданова и др. (1964), Э.А.Дмитрисова и др. (1964), А.Я.Крылова и др. (1962, 1963), Х.С.Таджидилова (1967), М.Х.Халилова (1966, 1968, 1969, 1970), М.Х.Хамидова и др. (1962а) и других авторов.

Результаты определения абсолютного возраста магматических образований Центрального Памира, полученные в основном калий-аргоновым методом с учетом геолого-петрографических и минералого-геохимических данных, свидетельствуют о том, что магматические процессы были длительными многоциклическими и охватывают отрезок времени от протерозоя до неогена включительно.

В истории развития зоны Центрального Памира, согласно представлениям Х.С.Таджинова, можно выделить четыре тектоно-магматических цикла: допалеозойский, ранне-среднепалеозойский, мезозойско-раннекайнозойский и поздне-кайнозойский, которые соответствуют четырем структурным этапам.

Далее остановимся на геолого-радиологических данных, уточняющих возрастные пределы выделенных магматических комплексов

(см. раздел "Геологическое строение..."), при этом в основном останемся на интрузивных комплексах западной части зоны Центрального Памира.

Условно допалеозойский цикл

Магматические образования условно допалеозойского цикла представлены эффузивными и интрузивными породами основного состава, мигматитами, амфиболитами, габбро-амфиболитами, гнейс-гранитами. По вещественному составу и времени формирования предельно выделено несколько магматических формаций: протерозойская спилит-диабазовая (сарыджилгитская), протерозойская (?) габбро-плаггиогранитовая (чечектинская), протерозойская (?) мигматит-гранитовая (зорбулукская) на востоке и протерозойская габбро-амфиболитовая (дустирозская) (Акрамов и др., 1971; Таджикинов и др., 1971) на западе.

Магматические образования условно допалеозойского цикла образуют согласные и штокообразные тела, залегающие среди допалеозойского структурно-стратиграфического этажа (ванч-язгулемской и музкольской серии). Они многократно регионально метаморфизованы и частично подвергнуты щелочному метасоматозу (Таджикинов и др., 1971). Результаты, полученные каллий-аргоновым методом, не согласуются с геологическими данными. Во всех случаях отмечается более молодой возраст вплоть до неогена (см. табл. 54), что, по-видимому, отражает не время формирования магматических образований, а лишь указывает на более поздние термодинамические процессы, которые служили причиной миграции радиогенного аргона из минералов и пород в условиях высоких температур и давлений.

Позднепалеозойско-мезозойско-раннекайнозойский цикл

Магматические образования, среди которых преобладают породы гранитоидного ряда, широко распространены в складчатой зоне Центрального Памира. Их можно разделить на два этапа, которые соответствуют определенным этапам развития мезозой-кайнозойской геосинклинали Центрального Памира.

Магматизм первого этапа представлен основными вулканитами дамаатской литы (J_3), барнаваджским габброидным комплексом, зайчским раннемеловым габброидным комплексом, кумачдаринским диоритовым комплексом (K_2), бартагскими вулканогенными образованиями (K).

Второй этап представлен ванч-язгулемским палеогеновым гранитоидным комплексом и мугатским палеоген-неогеновым (?) комплексом даек кислого состава.

Коротко остановимся на геолого-радиологических данных, уточняющих возрастные рамки некоторых перечисленных интрузивных комплексов.

Барнаваджский габброидный комплекс

Комплекс впервые выделен М.Х.Хамидовым (1955) и назван им "киммерийским". К этому комплексу относятся гипабиссальные интрузии габброидов, прорывающие палеозойские и мезозойские отложения. Штокообразные тела габброидов залегают среди мрамора протерозойско-нижнепалеозойских метаморфических пород и пестроцветных юрских отложений, развитых в долине р. Ванч (Чуенко, 1928; Попов, 1953, 1958; Хамидов, 1955). Нижняя возрастная граница тел габброидов считается юрской, а верхнее возрастное положение рассматриваемых интрузий габброидов определяется тем, что они в некоторых местах подвергаются сильному контакто-метасоматическому воздействию со стороны палеогеновых гранитоидных интрузий и прорваны жильными дериватами.

Т а б л и ц а 55

Результаты определения абсолютного возраста пород
барнаваджского габброидного комплекса по данным
К-Аг мет. д.

№ пробы	Порода	Место взятия	К, %	Содержание Аг мг/г	Возраст, млн. лет
А-97	Габбро	Средняя часть р. Барнавадж	1.02±0.01	7±0.2	98±4
А-98	"	"	1.00±0.01	8,1±0.2	117±4
499	"	"	1.01±0.01	9,5±0,4	133±5
500	"	"	1,3±0.01	10,9±0,4	148±6

По четырем пробам калий-аргоновым методом определяли абсолютный возраст габброидов барнаваджского комплекса. Как видно из табл. 55, полученные результаты дают интервал времени от 148 до 98 млн. лет. Радиологические данные свидетельствуют о том, что габброиды барнаваджского комплекса образовались на границе верхней юры и нижнего мела.

Зайчский габбро-диоритовый комплекс (K₁ - K₂)

Был выделен впервые нами (Халилов, 1974; Акрамов и др., 1971). К этому комплексу отнесены следующие массивы габброидных пород: Зайчский, Одудинский, Звирдаринский, Сейгхарвский, Аргялхехский и другие более мелкие тела. Вмещающими породами массивов зайчского комплекса являются в одних случаях условно протерозойские метаморфические образования (Зайчский, Одудинский массивы), в других - юрские известняки (Звирдаринский, Аргялхехский, Маргдаринский (?) и Биджвардаринский (?) массивы.

Как видно из вышесказанного, пользуясь геологическими методами, трудно определить возраст маيفоз зайчского комплекса однозначно. Поэтому были высказаны различные точки зрения относительно возраста описываемого комплекса. С целью выяснения времени формирования зайчского комплекса нами проведено геохронологическое исследование пород этого комплекса. Результаты геохронологических анализов, полученные калий-аргоновым методом, приведены в табл. 56. Как видно из таблицы, возраст пород зайчского комплекса варьирует от 118 до 72 млн. лет, что по геохронологической шкале соответствует верхам нижнего мела и низам верхнего.

Кумачдаринский диоритовый комплекс (К₂)

Нижняя возрастная граница Кумачдаринского массива определяется как посленижнемеловая на основании прорывания красноцветных песчаников нижнего мела. О верхней возрастной границе Кумачдаринского интрузива можно судить по наличию обломков диоритов и кварцевых диоритов в конгломератах позднего палеогена (Хамидов, 1967).

Результаты определения абсолютного возраста проб Кумачдаринского массива, полученные калий-аргоновым методом (табл. 57), дают интервал времени от 97 до 68 млн. лет, что соответствует верхнему мелу. Приведенные радиологические данные не противоречат геологическому представлению о возрасте Кумачдаринского массива. Кроме того, результаты определения абсолютного возраста описываемого массива показывают, что породы Кумачдаринского массива являются более древними образованиями, чем диориты Ванчского, Гумского и Джамакского массивов.

Таким образом, результаты определения абсолютного возраста и петрографо-минералогические особенности Кумачдаринского массива (см. раздел — "Геологическое строение...") позволили нам выделить Кумачдаринский массив в самостоятельный верхнемеловой диоритовый комплекс.

Магматизм второго этапа соответствует орогенной стадии развития геосинклинали Центрального Памира. Время проявления орогенного этапа соответствует палеогену, когда образовались многочисленные гранитоидные массивы бафолитового типа. Магматические образования орогенного этапа выделяются в ряд комплексов. На Западном Памире проявления орогенного этапа объединены в палеогеновый ванч-язгулемский гранитоидный комплекс и сунгатский палеоген-неогеновый комплекс даек кислого состава, на востоке это — шатпутский гранитоидный и акджилгинский (тузакчинский и бердышский по Э.А.Дмитриеву) граносиенитовый комплекс.

Палеогеновый ванч-язгулемский гранитоидный комплекс Западного Памира

Массивы гранитоидов палеогенового ванч-язгулемского комплекса на Западном Памире широко развиты. В различных подзонах Западного Памира установлено около 40 крупных и мелких массивов, сле-

женных гранитоидами этого комплекса. Самыми крупными выходами гранитоидов являются Ванчский, Гумасский, Джамнакский, Верхне-Язгулемский, Ровхарвардинский, Сохчарвский массивы и ряд гранитоидных массивов, расположенных на северном склоне Рушанского хребта (Хуфский, Баджударинский, Раумидский, Бардаринский, Девдехский, Рушанский и др.). Подавляющее большинство гранитоидных массивов рассматриваемого комплекса залегает среди фаунистически неохарактеризованных метаморфических образований протерозоя, нижнего и верхнего палеозоя и лишь единичные интрузивы этого комплекса прорывают отложения мезозоя.

Таким образом, геологические данные не позволяют судить о верхней возрастной границе гранитоидных массивов палеогенового ванч-язгулемского комплекса. Поэтому вопросы возраста и продолжительности формирования палеогенового ванч-язгулемского гранитоидного комплекса Западного Памира до последнего времени оставались нерешенными. Были высказаны различные точки зрения о возрасте гранитоидных массивов палеогенового комплекса. В частности, П.П.Чуенко (1938) считал возраст большинства гранитоидных массивов палеозойским, Н.К.Морозенко (1949) — мезозойским, М.Х.Хамидов (1959, 1962) и В.И.Буданов и др. (1964) гранитоидные массивы описываемого комплекса отнесли к мелу и палеогену.

В последние годы мы (Акрамов, 1967; Таджидинов, 1967; Хашимов, 1966, 1968, 1969) изучали особенности вещественного состава и абсолютную геохронологию палеогенового гранитоидного комплекса Западного Памира. В этих работах получены результаты, уточняющие данные о времени образования и продолжительности формирования комплекса.

Определение абсолютного возраста пород и минералов палеогенового комплекса (около 200 анализов) выполнено К-Аг методом. Обработка цифрового материала показывает, что гранитоидные массивы формировались в интервале времени 72-17 млн. лет, что по геохронологической шкале 1964 г. соответствует среднему эоцену — нижнему миоцену. В табл. 58 приводятся результаты определения абсолютного возраста отдельных массивов описываемого комплекса.

По данным абсолютной геохронологии, время формирования многофазного палеогенового гранитоидного комплекса Западного Памира охватывает отрезок времени от палеоцена до миоцена включительно (72-17 млн. лет), но обработка цифрового материала показывает, что время формирования комплекса в основном происходило в интервале времени 50-23 млн. лет.

Фазовость во внедрении гранитоидных магм, подтвержденная геологическими наблюдениями, подтверждается и данными определения абсолютного возраста, при этом цифры возраста (средние) уменьшаются от ранних фаз к поздним.

Поскольку палеогеновый гранитоидный комплекс является многофазным и его развитие происходило в течение определенного отрезка времени, мы попытались определить продолжительность формирования комплекса по данным К-Аг метода.

Приведенные геохронологические данные по многофазным гранитоидам палеогенового комплекса показывают, что в среднем диориты и кварцевые монзониты первой фазы имеют возраст около 48 млн. лет; крупнозернистые граниты второй фазы — около 43 млн. лет; мелко- и среднезернистые биотитовые граниты третьей фазы — около 34 млн. лет, лейкократовые граниты четвертой фазы — около 30 млн. лет, гидротермальные хрусталеносные кварцевые жилы, генетически связанные с лейкократовыми гранитами четвертой фазы, — в среднем около 28 млн. лет, они и являются завершающим звеном палеогенового гранитоидного комплекса.

Таким образом, по данным абсолютной геохронологии уточнен возраст палеогенового гранитоидного комплекса, формирование которого происходило в интервале времени 48–28 млн. лет, продолжительность формирования четырехфазного комплекса около 20–25 млн. лет. При этом происходит постепенное уменьшение показателей возраста от пород ранних фаз к поздним, т. е. геологически установленная последовательность фаз подтверждается данными абсолютного возраста.

О возрасте гранитоидных массивов юго-западной части Язгулемского хребта

Магматические породы в юго-западной части Язгулемского хребта имеют широкое развитие. По данным некоторых исследователей (Хамидов, и др., 1960; Морозенко, 1949), здесь насчитывалось около 75 самостоятельных выходов интрузивных пород. Наиболее крупные из них Ровхарвардинский, Шипадский, Колгайский, Ребчский, Дерушанский, Дерзудский и др.

Изучение особенностей вещественного состава, формы залегания, внутреннего строения, магматических и постмагматических производных позволило М.Х.Хамидову (1960) и В.И.Буданову (1964) включить гранитоиды в состав палеогенового гранитоидного комплекса Западного Памира.

По вопросу о возрасте гранитоидных массивов юго-западной части Язгулемского хребта нет единого мнения среди исследователей.

В.А.Николаев (1936) и Н.К.Морозенко (1949) гранитоидные интрузии юго-западной части Язгулемского хребта относили к киммерийскому (юрскому) возрасту. М.Х.Хамидов и др. (1962), В.И.Буданов и др. (1964) считают, что гранитоидные массивы юго-западной части Язгулемского хребта имеют раннеальпийский возраст.

Абсолютный возраст массивов впервые определил М.Х.Хамидов (1962). Получил три результата. Проба 4462 биотита из скарна — 18 млн. лет; 49286 микроклина из пегматитов, секущих гранит III фазы, — 19 млн. лет, проба 44786 микроклина из пегматита, секущего гранит II фазы, — 32 млн. лет.

В.И.Буданов и др. (1964) приводят восемь определений абсолютного возраста по гранитоидным массивам юго-западной части Язгулемского хребта. Все данные были получены по валовым пробам, они варьируют от 26 до 40 млн. лет.

Нами с целью уточнения возраста гранитоидных массивов юго-западной части Язгулемского хребта проведен специальный отбор проб для геохронологических исследований. Определяли возраст по 5 пробам биотитов **K-Az** методом в лаборатории Института геохимии СО АН СССР (г.Иркутск, аналитик Б.С.Брандт), проба 148 – в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР под руководством Л.Л.Шанина (табл. 59), три пробы лейкократовых гранитов – в лаборатории Института геологии АН ТаджССР (аналитик А.И.Агеева).

Абсолютный возраст гранитоидных пород юго-западной части Язгулемского хребта варьирует от 19 до 33 млн. лет. Таким образом, имеющиеся данные определения абсолютного возраста (их около 20 проб) колеблются от 19 до 40 млн. лет и соответствуют по геохронологической шкале, олигоцену и нижнему миоцену.

Как показывают приведенные радиологические данные, гранитоидные массивы юго-западной части Язгулемского хребта являются синхронными образованиями с гранитоидными массивами Ванчского хребта. Вместе с тем они имеют определенное петрографическое отличие, которое, не исключена возможность, является причиной формирования гранитоидных массивов в условиях пластического состояния вмещающей среды. В результате образовались всевозможные серии пород от мигматитов, артеритов до нормальных гранитов.

О месте хрусталеносных кварцевых жил в истории развития палеогенового гранитоидного комплекса Западного Памира
(по данным абсолютной геохронологии)

Проблема установления возраста хрусталеносных полей Памира – актуальный вопрос геологии Памира.

Многие исследователи (Морозенко, 1949; Захарченко, 1955; Хамидов, 1955, 1962; Морозов, 1962 и др.), исходя из предположения о генетической связи хрусталеносных жил Западного Памира с гранитоидными массивами, считали возраст хрусталеносных жил мезокайнозойским. Однако до последнего времени проблема возраста гранитоидных массивов, которые являются материнскими образованиями по отношению к хрусталеносным кварцевым жилам, оставалась открытой. Основываясь на геологических данных, Н.К.Морозенко (1949) считает Ванчский, Язгулемский интрузивы киммерийскими и с ними генетически связывает образование хрусталеносных кварцевых жил. М.Х.Хамидов (1956), В.И.Буданов (1964) и другие исследователи считают Ванчский, Джамакский и Кумачдаринский массивы альпийскими.

Благодаря применению метода абсолютной геохронологии получены (Хамидов и др., 1962; Аврашов, 1963; Буданов и др., 1964; Халилов, 1966, 1968; Акрамов, 1967) многочисленные данные абсолютного возраста по гранитоидным массивам и хрусталеносным кварцевым жилам, которые однозначно решают проблемы возраста гранитоидного магматизма и связанные с ними постмагматические образования, в том числе хрусталеносные жилы Западного Памира.

М.Х.Хамидов (1957) считает, что хрусталеносные кварцевые жилы Западного Памира являются постмагматическими производными лейкократовых гранитов четвертой фазы раннеальпийского комплекса.

Выше было отмечено, что вопрос о верхней возрастной границе хрусталеносных полей Западного Памира оставался открытым.

С целью выявления возраста хрусталеносных жил и определения их значения в развитии палеогенового гранитоидного комплекса Западного Памира мы производили специальные геохронологические исследования.

Возраст исследуемых мусковитов определялся в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР (руководитель Л.Л.Шанин).

Результаты определения абсолютного возраста исследуемых мусковитов приведены в табл. 60. Как видно из таблицы, значения абсолютного возраста мусковитов варьируют в интервале времени 22 - 30 млн. лет, а среднее значение по 11 пробам - 28 млн. лет.

Таким образом, хрусталеносные жилы Западного Памира являются гидротермальными образованиями, связанными с лейкократовыми гранитами четвертой фазы палеогенового гранитоидного комплекса Западного Памира.

В ы в о ы

1. Время формирования магматических комплексов охватывает период от протерозоя до неогена включительно.

2. Геохронологическими данными определены возрастные пределы многих магматических комплексов и выявлена принадлежность отдельных массивов к определенным комплексам.

3. В некоторых случаях результаты определения абсолютного возраста, полученные калий-аргоновым методом, не соответствуют данным геологического возраста. Особенно это характерно для магматических комплексов допалеозойского цикла. По-видимому, столь молодой возраст есть результат повторной перекристаллизации пород и минералов за счет более поздних термодинамических (тектонно-магматических) процессов, которые проявились в условиях высоких температур и давлений и служили причиной миграции радиогенного аргона.

4. Результаты определения абсолютного возраста габбро, диоритов и кварцевых монцититов Западного Памира свидетельствуют о том, что на территории исследованного района имеются три разновозрастные самостоятельные группы пород основного и среднего состава. Более ранняя из них с абсолютным возрастом 118-92 млн. лет (Зайчский, Одуинский массивы) выделяется нами в самостоятельный зайчский габброидный комплекс. Вторая группа массивов (Кумачдаринский, Ванауский и др.), представленные диоритами и кварцевыми диоритами с абсолютным возрастом 98-68 млн. лет, нами впервые выделяются как самостоятельный кумачдаринский комплекс. Третья группа диоритов и кварцевых монцититов - породы первой фазы палеогенового комплекса (в среднем 48 ± 7 млн. лет).

5. Многофазный палеогеновый гранитоидный комплекс Западного Памира формировался в интервале 48-28 млн. лет. По геохронологи-

ческой шкале, это соответствует среднему эоцену — низам миоцена. Продолжительность формирования комплекса около 20–25 млн. лет.

6. Хрусталоносные жилы, по данным калий-аргонового метода, формировались в интервале времени 30–28 млн. лет, связаны с лейкократовыми гранитами четвертой фазы палеогенового гранитоидного комплекса Западного Памира и являются последним звеном в эволюционном развитии комплекса.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

Суммируя материал, изложенный в предыдущих разделах работы, особенности геологического развития изучаемого района и основные черты проявления в его пределах интрузивного магматизма можно представить следующим образом.

Западная часть Центрального Памира относится к северному обрамлению Каракорумской складчатой системы и является частью Альпийского (Среднеземноморского) складчатого пояса.

Исследованный регион сложен мощной толщей осадочных и вулканогенных пород (возраст — от докембрия до неогена включительно). Эти породы претерпели полиметаморфические изменения.

По особенностям геологического строения и характеру пород, слагающих исследованный регион, выделяются три структурных этажа: допалеозойский, ранне-среднепалеозойский и позднепалеозойско-мезозойский, присутствие которых обусловлено своеобразной историей развития, способствует в той или иной степени становлению интрузивных пород.

Основной магматизм, огромная мощность и значительно более высокий метаморфизм пород, слагающих допалеозойский структурный этаж, указывают на существенные отличия условий формирования этого этажа от двух других этажей. Если допалеозойский структурный этаж (Ванчский и Язгулемский хребты) сильно дислоцирован, прорван многочисленными интрузивами различного состава, возраста и сопровождается образованием большого количества магматических жил и постмагматических проявлений, то ранне-среднепалеозойский и позднепалеозойско-мезозойский структурно-стратиграфические этажи (северный склон Ванчского хребта, южный склон Язгулемского и отчасти северный склон Рушанского хребта) — это почти неметаморфизованные, слабо дислоцированные отложения со слабым развитием интрузивных образований и магматических жильных пород с незначительным проявлением низкотемпературной минерализации.

Среди всего многообразия магматических пород выявляются шесть интрузивных комплексов, различающихся между собой как по возрасту, так и по особенностям петрографического состава, характеру ассоциаций аксессуарных минералов и геохимической специфики, соответствующих двум тектоно-магматическим циклам — условно допалеозойскому и мезозойско-раннекайнозойскому (табл. 61).

Условно допалеозойский цикл представлен дустирозским габбро-амфиболитовым комплексом. Залегает он среди метаморфических толщ ванч-язгулемской серии, которая от вышележащей палеонтологически охарактеризованной зарабатской свиты кембрий-ордовика рез-

ко отделена угловым несогласием, что указывает на допалеозойский возраст дустирозского комплекса.

В протерозое в описываемом регионе господствовали геосинклинальные условия. Надо полагать, что породы дустирозского габбро-амфиболитового комплекса в западной части Центрального Памира были приурочены к разрывам, вдоль которых в период начавшихся допалеозойских движений в толщу ванч-язгулемской серии внедрились интрузии основных пород, застывших в виде пластовых образований. Последние под воздействием процессов метаморфизма постепенно преобразовались в амфиболиты и габбро-амфиболиты. Интрузии описываемого комплекса создают прерывистую цепь пластообразных, линзообразных залежей и жилоподобных тел, обычно согласных с вмещающими породами.

Состав габбро-амфиболитов неоднороден с быстрой сменой одних разновидностей другими. В пользу их магматического происхождения за счет основной магмы свидетельствуют сохранившиеся реликты структуры, химический состав пород, характерная для габбро минералогическая ассоциация, а также характер контактов в отдельных участках пластовых тел.

Химизм пород габбро-амфиболитового комплекса говорит об их повышенной титанистости. По соотношению щелочей описываемые породы относятся к натриевому типу.

Существенным признаком геохимической специализации этого комплекса, наряду с повышенным содержанием титана, является обогащение его ураном и торием.

Мезозойско-раннекайнозойский интрузивный магматизм во времени значительно отдален от допалеозойского. Данный цикл включает период от юры до неогена.

С колебанием земной коры в позднеюрское время связано образование барнаваджского габброидного комплекса. Нижняя возрастная граница этого комплекса определяется на основании прорывания габброидами пестроцветных юрских отложений, развитых в долине р. Ванч. Результаты определения калий-аргоновым методом абсолютного возраста комплекса (148 - 98 млн. лет) совпадают с геологическими данными.

В отличие от дустирозского комплекса барнаваджская интрузия габброидов образует изометрические штокообразные и реже линзообразные тела. Породы комплекса представлены оливинным габбро, габбро-норитами, роговообманковым габбро, кварцевым габбро, габбро-диабазами и др. Химизм пород и их минеральный состав свидетельствует о том, что родоначальная магма имела, по-видимому, основной состав.

Тектонические движения на границе юрского и мелового периода привели к резкому изменению типа седиментации, в результате которого на смену карбонатным морским отложениям верхнеюрской эпохи пришли пестроцветные и красноцветные, преимущественно терригенные образования. В это время происходит формирование основных и средних пород зайчского габбро-диоритового комплекса.

По данным абсолютной геохронологии, время формирования зайч-

ского комплекса происходило в пределах 118–97 млн. лет, что по геохронологической шкале соответствует меловому периоду. Породы комплекса сложены метаморфизованными габбро, рудным габбро, габбро-диабазом.

Ведущими акцессорными минералами пород комплекса являются ильменит и титано-магнетит, которые занимают до 10–12% площади шлифа, поэтому не случайно титана, окисного и закисного железа в химических анализах пород содержится 10–12%.

Химизм пород зайчского комплекса свидетельствует о незначительном влиянии процессов ассимиляции и гибридизма в их образовании.

Существенным признаком геохимической специализации комплекса, наряду с довольно высоким содержанием титана, является обогащение его медью, таллием, фтором, фосфором.

В верхнемеловое время в Язгулемском синклиналии близ водораздельной части и на северном склоне Язгулемского хребта проявился магматизм в интрузивной форме (кумачдаринский комплекс диорит-гранодиоритов). Проявление магматизма было относительно слабым, поскольку интрузивные образования слагают небольшие по площади массивы.

Нижняя возрастная граница пород кумачдаринского комплекса определяется однозначно как посленижнемеловая на основании прорывания массивами этого комплекса красноцветных песчаников нижнего мела.

Данные абсолютного возраста пород описываемого комплекса, полученные калий-аргоновым методом, варьируют от 97 до 67 млн. лет (что говорит о формировании гранитоидов в верхнемеловое время), согласуются с результатами геологических наблюдений.

Структура пород комплекса показывает, что внедрение их происходило в довольно спокойной обстановке. Это штокообразные тела, прорывающие известняки верхней юры и нижнемеловые красноцветы. По составу породы кумачдаринского комплекса представлены габбро-диоритами, кварцевыми диоритами, реже гранодиоритами. Характерной особенностью химизма пород кумачдаринского комплекса является обедненность их щелочами. Ведущими акцессорными минералами являются сфен и апатит. Многим породам кумачдаринского комплекса присуща повышенная концентрация хрома, урана и тория.

В конечные периоды развития мезозой-кайнозойского цикла происходит образование крупных интрузивных тел, широко развитых в регионе. Это внедрившиеся в ядерные части антиклинальных складок гранитоидные интрузивы ванч-язгулемского палеогенового комплекса. К этому комплексу относится около 30 крупных и мелких массивов рассматриваемого региона, сложенные чрезвычайно разнообразным по составу гранитоидами.

Кислый гранитоидный магматизм (ванч-язгулемский комплекс), сформировавший геоантиклинальный режим (Хамидов, 1960; Буланов и др., 1961), проявился в палеогеновое время в Центральной зоне Фенгера. Определение возраста пород и минералов из различных интрузивов региона подтверждает, что формирование гранитоидов ванч-

язгулемского комплекса происходило в палеогеновое время (28–48 млн. лет). Многочисленные массивы этого комплекса разбросаны по всему региону неравномерно. Эта разрозненность выходов интрузивных пород связана с особенностями рельефа поверхности одного громадного батолитоподобного тела, протягивающегося непрерывно через исследованный район. Подтверждает это приуроченность выходов к осевым частям антиклинорных структур, вытянутость их вдоль структур, секущие контакты с боковыми породами, тенденция к расширению с глубиной, одновременное их формирование в палеогеновый период, одинаковый состав пород соответствующих фаз, образованных, по-видимому, в результате последовательного внедрения магмы из одного и того же магматического очага.

Несмотря на сложный многофазный характер ванч-язгулемского комплекса, формирование его происходило в закономерной последовательности, установленной и для других районов, и выражается в последовательной смене более основных интрузий все более кислыми. Первая фаза представлена диоритами и кварцевыми монцонитами. Вторая фаза – гнейсовидными гранодиоритами и крупнозернистыми порфиroidными гранитами, третья фаза – мелко- и среднезернистыми биотитовыми гранитами и, наконец, к четвертой фазе относятся лейкократовые граниты и плагиограниты. Кроме перечисленных разновидностей в строении массивов ванч-язгулемского комплекса принимают участие и менее распространенные, переходные породы.

Процесс формирования пород комплекса характеризуется широким проявлением жильно-магматических и постмагматических явлений. По масштабам породы комплекса резко отличаются от пород других интрузивных комплексов западной части Центрального Памира.

Характерными аксессуарными минералами гранитоидов ванч-язгулемского комплекса являются магнетит, ортит, апатит, монацит, сфен и флюорит, который в большом количестве содержится в гранитоидах III фазы.

Важнейшей химической особенностью ванч-язгулемских гранитоидов является повышенное содержание в них щелочей. Возрастание щелочности происходит параллельно с увеличением кислотности от пород ранних фаз к более поздним. При этом следует подчеркнуть, что для описываемого комплекса характерна "сквозная" натриевая специализация щелочей. В большинстве типов пород количество Na_2O всегда преобладает над содержанием K_2O . Значение n не бывает ниже 52.

Для гранитоидов ванч-язгулемского комплекса, образующих непрерывный петрохимический ряд от пород наиболее ранних фаз (диоритов) к более поздним (лейкократовым гранитам), устанавливается закономерное уменьшение известковистости, титанистости, окисленности и увеличение щелочности, лейкократовости, магнезиальности и железности.

Закономерность изменения химического состава сказывается не только на главных породообразующих оксидах, но и на элементах-примесях. Для всех интрузивных пород характерно присутствие урана и тория. При этом радиоактивные элементы, как и редкоземельные,

концентрируются в заключительные этапы формирования пород ванч-язгулемского интрузивного комплекса.

Геохимические исследования позволяют рассматривать породы ванч-язгулемского комплекса как геохимически специализированные на титан, кобальт, хром, ванадий, уран, фосфор.

С точки зрения редкоземельной и редкометалльной минерализации ванч-язгулемские гранитоиды и генетически связанные с ними пегматиты можно рассматривать аксессуарно-специализированными на ортит, монацит, браннерит. Кроме того, эти интрузивы вырисовываются как потенциальные носители молибденового, магнетитового и галенитового оруденения. С лейкократовыми гранитами IY фазы связаны хрусталеносные жилы.

Магматические процессы, обусловившие образование сунгатского палеоген-неогенового комплекса даек кислого состава, происходили после затухания складчатости и, вероятно, связаны исключительно с разломами, завершающими позднеальпийские пликвативные дислокации. По-видимому в конце палеогена, быть может в начале неогенового периода, в условно допалеозойских метаморфических отложениях возникают небольшие расколы, по которым внедряются небольшие порции магмы, что и привело к формированию дайковых тел сунгатского комплекса. Возраст пород сунгатского комплекса определяется на основании секущих контактов с магматическими и жильно-магматическими образованиями ванч-язгулемского палеогенового комплекса. Породы комплекса образуют штокообразные, дайковые и линзообразные тела.

Таким образом, магматическая (интрузивная) деятельность на исследованной территории проявилась в допалеозойское время, а также охватывает почти весь мезозой-раннекайнозойский тектономагматический цикл. При этом устанавливается несколько морфологических типов магматических (интрузивных) тел, возникновение которых зависит от структурно-тектонической обстановки в момент внедрения, литологии вмещающих пород, химического состава магматического расплава.

Характерной особенностью мезозой-раннекайнозойского тектономагматического цикла западной части Центрального Памира является развитие основного (частично среднего) состава интрузивных продуктов в начальный период цикла, а завершает этот цикл формирование магматических продуктов среднего, кислого (особенно широко) щелочного (незначительно) состава. На исследованной территории проявление интрузивного магматизма происходит в основном в конечные этапы развития мезозой-раннекайнозойского тектономагматического цикла. При этом подавляющее большинство интрузивов имеют близкий гранитоидный состав и относятся к единому гранитоидному комплексу, сформированному в палеогеновое время.

Гранитоидный магматизм палеогена сопровождается образованием обильных производных — пегматитов с аксессуарным ортитом, споду-

меном, браннеритом, молибденитом, скарнами с шеелитовой, галени-
товой, молибденитовой, магнетитовой минерализацией; кварцевых жил
с горным хрусталем. Таким образом, палеогеновые гранитоиды яв-
ляются показателями различной эндогенной минерализации,

ПРИЛОЖЕНИЕ

Химический состав и числовые характеристики амфиболитов (по А.Н.Заварицкому)

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	F	п.п.п.	CO ₂	Сумма
А-92	42,50	0,70	14,01	2,89	6,39	0,16	14,60	8,41	1,24	1,28	0,62	0,16	0,016	7,70	-	100,04
А-94	45,41	0,66	16,15	2,91	6,54	0,16	12,60	9,94	1,08	0,75	0,22	0,12	0,019	3,58	-	99,90
Н-70	47,75	1,20	15,35	2,22	7,72	0,16	9,98	10,43	2,18	0,55	0,04	0,12	0,019	1,82	-	99,48
2ПЗ	45,94	1,43	15,75	2,34	9,60	0,17	9,90	8,89	2,26	1,95	0,04	0,16	-	2,72	1,28	100,51
Среднее	45,40	0,99	15,31	2,59	7,41	0,16	11,77	9,41	1,94	1,13	0,23	0,14	0,013	3,95	0,32	99,98

№ пробы	a	b	c	s	c'	m'	f'	n	t	φ	Q	a:c
А-92	5,57	38,41	6,15	49,97	11,40	65,80	22,80	47,50	1,27	6,51	-17,45	0,91
А-94	3,61	33,88	9,19	53,32	9,26	64,20	26,54	69,30	1,11	7,45	-9,77	0,39
Н-70	5,53	32,81	6,90	54,76	16,25	53,76	29,99	86,50	1,85	6,75	-8,44	0,80
2ПЗ	7,55	32,11	6,30	53,62	14,26	52,50	33,24	63,75	2,30	6,00	-14,92	1,26
Среднее	5,66	34,30	7,13	52,91	12,79	59,06	28,14	66,76	1,63	6,67	-12,64	0,84

K _f	K _d	K _ш	K _л	K _{ст/ф}	K _о	K _и	K _{mg}	K _t
0,30	0,25	0,20	0,55	0,13	0,15	0,71	0,37	0,06

Примечание. А-92 - полевошпатовый амфиболит; Н-70 - амфиболит;
 А-94 - амфиболово-шпатовый амфиболит; 2ПЗ - рогово-
 обманковый амфиболит (по М.Х.Хамидову).

* Таблицы № 1, 2, 34, 35, 43, 45, 51, 53 и 55 см. в тексте.

Таблица 4
Химический состав и числовые характеристики габбро-аффиболитов (по А.И.Заваришскому)

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	F	л т а	Сумма
А-93	53,38	1,74	13,94	4,91	6,90	0,14	5,35	8,55	2,70	0,32	0,08	0,25	0,025	1,32	99,50
Н-68	53,88	1,52	14,35	2,89	7,47	0,14	6,00	7,78	4,26	0,44	0,08	0,15	0,019	0,84	99,72
Н-69	55,06	1,82	14,06	3,57	7,76	0,09	4,80	7,38	3,05	0,80	0,14	0,24	0,048	1,00	99,48
Среднее	54,10	1,67	14,11	3,79	7,37	0,12	5,38	7,90	3,33	0,52	0,10	0,21	0,031	1,02	99,57
I ^X	48,24	0,97	17,88	3,16	5,95	0,13	7,51	10,59	2,55	0,89	1,45	0,26	-	-	-

I^X - Габбро (все) по Р.Дэли.

№ пробы	a	b	c	s	c'	m'	g'	n	z	φ	Q	z:c
А-93	6,48	26,01	4,66	62,85	23,05	35,23	41,72	53,75	2,45	15,85	8,08	1,39
Н-68	5,67	22,44	4,69	53,20	22,10	46,49	31,41	54,50	2,64	11,42	7,47	2,06
Н-69	7,93	22,68	5,15	64,24	17,25	35,75	47,00	84,50	2,45	13,85	7,47	1,57
Среднее	8,02	23,71	4,83	63,43	20,80	39,15	40,04	60,91	2,77	17,70	7,67	1,67
I ^X	7,10	7,00	8,70	57,20	18,70	48,80	32,50	80,40	1,50	10,40	8,50	0,82

K ₂	K _a	K _щ	K _л	K _{ст/2}	K _o	K _и	K _{мг}	K _т
0,50	0,34	0,29	0,84	0,19	0,23	0,71	0,76	0,08

Примечание. K₂ - железистость (общ.), K_a - апатитность, K_щ - щелочность, K_л - лейкократовость, K_{ст/2} - стандартная железистость, K_o - окисленность, K_и - известковистость, K_{мг} - магнизиальность, K_т - титанистость.

Распределение аксессуарных элементов в породах достирозского комплекса, г/т

№ про- бы	Порода	Ti	Co	Ni	Cr	V	Li	Rb	Cs	U	Th	B	Tl
A-93	Габбро-амфиболит	10400	6	Не обн.	4	Не обн.	9	11	Не обн.	2	8	Не обн.	0,5
H-68	"	9120	6	"	130	253	9	18	"	1	7	"	Не обн.
H-69	"	10920	20	"	60	110	9	37	2	2	7	"	0,5
A-92	Амфиболит	4200	33	150	360	313	31	69	Не обн.	1	31	12	0,5
A-94	"	3960	20	100	Не обн.	Не обн.	23	35	"	1	5	9	Не обн.
H-70	"	7200	16	110	160	77	9	28	"	1	8	Не обн.	0,5
2113	"	8580	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Кларк (по А.П.Виногра- дову; 1962)		9000	45	160	200	200	15	45	1	3,5	18	5	0,2

Таблица 6

Количественный минералогический состав габброидов барнаваджского комплекса

№ про- бы	М и н е р а л ы														Цоизит	
	Плагис- клас	Оли- вин	Широк- сен	Рого- вая об- манка	Апа- тит	Цир- кон	Иль- менит	Магне- тит	Фен	Ура- лит	Акти- нолит	Тре- молит	Био- тит	Хло- рит		Эпи- дот
1213а	54,0	-	12,5	-	0,2	0,1	2,9	-	-	15,0	-	-	6,0	1,9	0,4	3,4
2164	21,3	7,4	11,0	13,6	0,8	0,2	2,0	-	2,1	-	-	-	17,6	15,4	0,5	-
2666а	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,8	-
2666д	48,1	10,4	5,9	7,6	0,4	-	3,0	1,2	-	-	5,6	1,6	4,2	2,0	1,0	1,7
2666е	-	-	-	23,6	0,6	0,2	2,6	-	-	30,4	8,3	-	8,7	2,1	1,6	1,0
2671а	49,0	7,4	6,2	8,2	-	-	5,5	-	-	-	13,5	-	-	5,0	0,8	0,4
2680а	52,0	11,7	8,0	-	-	-	3,2	-	-	8,9	-	-	3,4	4,0	-	-
2797	35,0	-	-	18,6	-	-	5,7	-	-	-	-	-	9,0	-	-	5,4
2797а	64,5	-	-	-	0,4	0,2	1,7	-	2,7	-	-	-	7,5	-	-	-
2797д	53,3	7,8	18,6	9,2	0,2	-	3,4	-	-	-	-	-	1,6	-	1,3	-

Минерал																	
Кли- ноцо- изит	Сер- пей- тин	Тальк	Лейко- ксен	Соссю- рит	Аль- бит	Муско- вит	Сери- цит	Ска- по- лит	Изо- морф- ное в-во	Кварц	Тур- малин	Шприт	Гема- тит	Сиде- рит	Каль- цит	Микро- клин	Сумма
-	-	-	1,2	2,0	-	-	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100,0
-	-	-	0,6	0,8	2,1	4,2	-	-	-	3,6	-	-	-	-	-	-	100,0
-	-	-	-	-	4,0	-	-	-	-	35,0	-	3,0	-	6,4	45,0	-	100,0
0,8	1,9	1,3	-	-	-	0,4	-	2,4	-	-	-	-	-	-	-	-	100,0
1,0	-	-	-	-	-	-	-	10,4	4,3	-	1,1	-	2,6	-	1,6	-	100,0
0,2	-	-	14,0	-	-	-	-	-	-	-	0,3	-	-	-	1,6	-	100,0
-	7,6	-	-	-	-	1,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100,0
-	-	-	-	4,1	-	1,9	-	-	-	-	20,3	-	-	-	-	-	100,0
-	-	-	-	-	-	1,8	-	-	-	14,3	-	-	-	-	-	-	100,0
-	3,6	-	-	1,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100,0

Примечание. 1213а - мелкозернистый габбро-норит из контакта; 2164 - оливиновое среднезернистое габбро из центральной части массива; 2666а - гибридная порода (в 2 м от экзокон- такта массива); 2666б - роговообманковое габбро (в 0,2 м от эндоконтакта); 2666д - оливиновое среднезернистое габбро (в 10 м от контакта); 2671а - оливиновое мелко- зернистое габбро (в 0,5 м от контакта); 2680а - оливиновое крупнозернистое габбро (в 10 м от контакта); 2797 - роговообманковое мелкозернистое габбро (в 15 м от кон- такта); 2797а - кварцевое среднезернистое габбро (в 15 м от контакта); 277эд - оли- виновое крупнозернистое габбро (в 100 м от контакта).

Т а б л и ц а 7

Результаты измерений плагиоклазов в габброидах на федоровском столике

№ шлифа	BN _g	BN _m	BN _p	Закон двойников	№ плагиоклаза	Плагиоклаз	Примечание
155e/52	72	83	19	(101)	54	Лабрадор	Ядро
155e/52	23	73	75	(010)	53	"	Средняя зона
155e/52	87	81	9	[100]	41	Андезин	Краевая зона
155e/52	78	16	80	[001]	8	Альбит-олигоклаз	Ядро
2164	79	29	62	[001]	32	Андезин	"
2797д	64	67	36	[001]	60	Лабрадор	"
2797д	60	44	62	[100]	58	"	Средняя зона
				(010)			
2797д	32	62	71	(010)	60	"	Краевая зона
2666д	34	66	67	(010)	70	"	Ядро
353з	23	71	78	(010)	51	"	"

Химический состав габброидов восточной части Ванчского хребта

№ пробы	Компонент (вес. %)														
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	п.п.п.	H ₂ O	Сумма
I2I3a	50,92	1,63	14,86	2,05	7,63	0,08	5,90	8,96	4,96	1,16	0,20	1,16	1,80	0,20	100,16
2I64	48,56	1,43	11,46	4,08	7,34	0,14	11,00	9,59	2,77	0,64	0,49	1,08	2,92	0,16	100,43
2666a	50,24	0,80	16,69	0,02	8,85	0,08	6,50	10,39	2,96	1,16	0,27	1,00	1,68	0,00	99,64
2779б	51,10	1,10	16,70	0,78	7,39	0,09	6,55	9,41	3,00	2,72	0,22	0,60	0,80	0,00	99,86
353б	48,20	4,00	15,94	2,79	8,62	0,08	5,00	7,19	1,28	3,45	0,21	0,75	2,10	0,33	99,24
353в	63,30	0,80	15,10	3,23	3,54	0,05	0,45	2,21	7,89	0,42	0,24	1,60	2,10	1,60	99,92

Таблица 9

Пересчеты по методу А.Н.Заварицкого

№ пробы	Числовая характеристика										
	a	c	b	s	a'	z'	m'	c'	n	t	φ
I2I3a	12,46	3,55	25,85	58,14	-	34,45	37,8	27,7	86,0	2,13	6,73
2I64	6,68	4,06	35,10	54,16	-	28,9	50,93	20,14	88,23	2,17	9,7
2666д	8,48	7,16	25,52	58,83	-	33,78	43,87	22,30	78,7	1,18	-
2779д	10,53	5,95	24,40	59,12	-	31,9	45,37	22,6	62,3	1,6	2,8
353б	9,92	5,76	28,17	61,23	-	36,77	37,95	39,45	80,0	5,8	10,4
353з	17,91	1,16	8,35	72,56	-	72,95	8,19	31,97	97,0	0,56	8,19

Т а б л и ц а 10

Количественно-минеральный состав габбро и габбро-диоритов Зайчского массива

Минерал	3879	3883	3884	A-49	A-50	X-470	X-47I	X-463	X-464	H-24	H-2I
Плагиоклаз	56,8	62,0	53,3	26,3	35,3	60,0	53,3	28,8	14,8	50,4	40,7
Пироксен	2,1	1,7	0,7	-	2,4	1,3	0,8	1,8	-	-	0,1
Амфибол	25,6I	29,5	21,7	35,0	45,0	33,0	40,0	45,0	60,0	40,2	45,0
Кварц	5,05	0,3	5,5	5,6	6,2	1,3	0,2	6,0	3,2	-	2,6
Бiotит	1,24	2,3	9,1	2,5	3,0	1,5	0,8	10,0	6,2	0,5	1,5
Ильменит	3	2	3,0	6,2	4,0	2,0	2,0	4,5	10,0	2,2	3,0
Сфен	1	0,2	0,5	2,6	1,0	-	0,2	2,0	3,0	1,5	0,7
Магнетит	1,4	1,0	Ед. зер.	1,0	-	0,4	-	0,3	2,0	3,4	1,2
Апатит	3,1	0,4	0,5	0,4	0,2	0,2	0,7	0,6	0,2	-	0,8
Циркон	Ед. зер.	Ед. зер.	0,2	0,3	Ед. зер.	0,1	0,8	0,1	0,1	-	Ед. зер.
Эпидот	0,5	0,2	1,5	15,0	0,5	0,2	-	0,1	0,3	0,8	4,3
Гематит	0,1	-	0,2	0,6	-	-	-	0,5	-	-	-
Хлорит	0,2	-	2,6	1,0	1,7	-	-	0,1	-	0,3	-
Цовзит	0,8	-	0,2	2,0	-	-	0,9	-	-	-	-
Карбонат	0,4*	-	-	-	0,2	-	0,1	-	-	0,3	-
Скаполит	-	-	-	0,5	-	-	-	-	-	-	-
Серицит	0,3	0,4	0,2	0,3	0,3	-	-	-	-	-	-
Лейкоксен	0,6	-	0,8	0,7	0,2	-	0,4	0,2	0,2	0,4	0,1
С у м м а	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Т а б л и ц а II

Химический состав и числовые характеристики габбро зайчского комплекса (по А.Н.Заварицкому)

№ про- бы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	CO ₂	SO ₃	P ₂ O ₅	F	Сумма
3884	55,82	2,05	14,39	3,47	7,32	0,10	2,70	5,12	5,24	1,36	0,24	1,15	0,35	0,08	0,71		100,1
388I	53,86	2,18	15,22	3,15	7,62	0,03	3,20	5,88	4,83	1,48	0,04	1,46	0,30	0,17	0,60		99,98
3879	49,58	2,25	14,03	4,29	7,85	0,14	4,65	8,68	3,37	1,20	0,00	2,12	1,52	0,06	1,32		100,46
3906	41,82	5,25	13,56	4,80	7,93	0,08	5,20	13,10	2,83	0,80	0,12	4,34	0,64	0,5	0,19		100,69
4I89a	44,29	3,50	15,3I	5,36	9,4I	0,14	5,10	9,68	2,90	1,10	0,14	2,50	0,16	0,20	0,14		99,79
X-47I	41,80	4,80	12,80	9,4I	9,46	0,2I	7,3I	10,59	1,84	0,40	0,02	0,60	-	0,33	0,25	0,019	99,54
H-24	44,27	4,90	13,52	7,33	7,56	0,19	7,78	8,62	2,30	1,20	0,02	1,35	0,24	0,17	0,40	0,032	99,59
X-470	46,83	2,44	13,99	6,37	8,17	0,16	6,55	10,55	2,40	0,64	-	0,50	-	0,30	1,19	0,090	100,09
A-49	48,07	3,07	13,66	4,58	6,44	0,12	7,62	10,07	2,20	0,60	0,08	1,46	0,13	0,01	0,45	0,03	99,78
A-50	44,67	5,90	12,93	7,83	7,09	0,11	7,25	8,87	2,60	1,00	0,10	1,35	0,08	0,04	0,40	0,033	100,04
H-20	48,50	3,44	14,36	5,06	7,67	0,22	4,52	9,58	3,52	1,00	0,09	0,05	0,00	0,00	1,30	0,090	99,82
H-2I	51,28	2,24	15,20	3,45	9,00	0,20	4,27	8,46	3,56	1,04	0,00	0,40	0,00	0,04	0,92	0,095	100,06
H-19	53,83	2,42	15,20	2,65	9,23	0,23	3,08	5,76	4,28	1,66	0,02	0,45	0,07	0,03	0,79	0,042	99,61
X-463	48,53	4,16	13,40	5,45	9,66	0,12	3,69	8,41	3,40	1,01	-	0,06	-	-	1,42	0,109	99,97
X-464	48,17	6,59	12,86	4,69	6,75	0,13	7,70	9,94	2,56	0,96	0,06	0,80	-	-	0,32	0,039	100,47
Среднее	48,09	3,49	13,98	5,15	8,77	0,15	5,37	8,94	3,18	1,30	0,06	1,51	0,23	0,09	0,69	0,063	100,10
Среднее по Р.Дэ- ли	48,24	0,97	17,88	3,16	5,95	0,13	7,51	10,99	2,55	0,89	1,45				0,28		

111

Продолжение табл. II

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

№ про- бы	a	c	b	s	γ'	m'	c'	n	t	Υ	a:c	q	Порода	Место взятия
3884	13,5	2,9	18,0	65,6	55,9	25,5	18,6	84,3	2,8	16,7	4,6	+1,3	Габбро диорит	Правый борт р.Кумачдара
388I	12,9	3,9	19,0	62,2	53,3	29,0	17,7	82,7	3,7	14,6	3,3	-3,3	"	"
3879	9,4	4,8	25,6	60,2	44,9	31,7	23,4	80,9	3,2	14,7	1,9	-3,2	"	То же
3956	6,6	6,3	32,2	54,9	35,3	28,8	39,9	80,4	8,6	13,4	1	-9,7	Рудное габбро	"
4I89a	8,4	6,5	29,3	55,8	49,0	31,0	20,0	79,7	5,6	16,6	1,2	-II,7	Габбро	"
X-47I	2,40	7,63	36,45	53,34	49,12	35,17	15,7I	76,50	6,80	22,96	0,3I	-6,57	Рудное габбро	Правый борт
H-24	6,92	5,67	32,19	55,25	43,15	41,75	15,10	74,00	7,33	19,74	1,22	-II,03	"	р.Кумачдара
X-470	6,23	6,36	31,50	56,02	43,15	35,84	21,01	86,60	3,75	17,59	1,01	-13,11	"	"
A-49	5,6I	7,53	29,99	57,01	33,80	43,20	23,00	85,4	5,43	13,24	0,73	-4,87	Габбро	Левый борт р.Зайч
A-50	7,15	4,81	27,80	60,34	47,80	43,70	8,20	79,25	9,52	23,80	1,48	-7,53	"	"
H-28	9,29	5,06	26,59	50,13	45,20	30,10	24,70	83,52	5,50	16,30	1,83	-5,42	"	Правый борт р.Зайч
H-2I	9,4I	5,50	24,12	61,07	49,32	30,68	20,00	83,98	3,13	12,35	1,71	-2,28	"	То же
H-19	12,00	4,30	19,59	64,29	57,25	28,30	14,45	79,97	3,22	11,72	2,79	-0,10	"	" "
X-463	9,50	4,51	26,57	59,77	53,60	24,15	22,25	83,30	6,05	17,85	2,03	-3,27	"	Левый борт р.Кумачдара
X-464	6,88	4,94	29,59	58,69	37,22	42,36	23,42	78,75	9,32	12,97	1,39	-1,42	"	То же
Среднее	8,4I	5,38	27,23	58,86	46,33	33,40	20,49	81,28	5,59	16,31	1,76			

Т а б л и ц а 14

Химический состав пород Кумачдаринского массива

№ про- бы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	л.п.п.	CO ₂	SO ₃	P ₂ O ₅	F	Σ
3732а	Габбро- диориты	51,36	0,95	15,65	3,12	7,10	0,24	7,00	6,88	3,23	2,02	0,08	2,32	0,31	0,43	0,25	-	100,42
3760	"	50,30	0,95	14,07	3,61	6,39	0,22	8,00	9,38	3,00	1,16	0,14	2,40	0,40	0,12	0,28	-	100,42
3817	"	49,38	1,15	16,45	2,70	6,94	0,26	5,05	10,92	3,25	1,09	0,08	2,16	0,54	0,19	0,35	-	100,53
Среднее		50,37	1,03	15,35	3,14	6,81	0,40	6,83	8,60	3,16	1,57	0,10	2,29	0,41	0,31	0,29	-	100,69
3717	Диорит	59,10	0,65	17,64	2,09	3,70	0,8	2,40	4,77	3,54	2,55	0,00	2,65	0,86	0,01	0,06	-	100,31
2723	"	59,20	0,53	16,39	3,09	3,70	0,12	2,70	7,52	3,60	1,81	0,04	0,80	0,50	0,14	0,28	-	100,42
3743	"	60,34	0,53	17,38	2,87	4,08	0,11	2,20	4,70	2,70	1,65	0,00	2,08	0,71	0,06	0,24	-	99,60
X-469	"	60,26	0,62	17,67	3,46	3,09	0,11	2,55	6,26	3,88	1,45	0,10	0,58	-	-	0,27	0,043	100,2
X-468	"	61,82	0,52	18,26	3,69	2,44	0,12	2,30	5,48	3,53	1,45	0,12	0,54	-	-	0,23	0,036	100,3
X-466	"	59,55	0,66	17,07	3,64	3,38	0,12	2,95	7,16	2,88	1,61	0,14	0,82	-	-	0,28	0,039	100,1
A-54	"	59,43	0,70	17,85	3,05	2,94	0,18	2,57	5,66	4,20	1,95	0,04	1,48	0,13	0,01	0,26	0,042	100
A-55	"	56,69	0,79	18,10	3,59	3,20	0,28	2,84	6,28	3,40	1,80	0,14	3,04	0,29	-	0,25	0,040	100
A-56	"	58,89	0,74	18,10	3,30	2,95	0,15	2,09	6,44	3,76	2,00	0,11	1,60	0,10	0,00	0,25	0,040	100
H-31	"	59,59	0,68	17,90	3,95	1,85	0,08	1,89	5,37	4,34	2,68	0,09	1,30	0,15	0,00	0,29	0,034	99,9
Среднее		59,48	0,64	17,63	3,27	3,13	0,20	2,44	5,96	3,58	1,89	0,07	1,48	0,27	0,02	0,24	0,031	100

Числовые характеристики пород Кумачдаринского массива (по А.Н.Заваришскому)

№ про- бы	a	c	b	s	f'	m'	a'	c'	n	t	ψ	a:c	Q
3732а	10	6	24,5	59,5	39,4	48,8	-	11,8	71,2	1,5	10,7	1,6	-1
3760	8,1	5,1	31,2	56,6	36,5	43,5	-	20	78,6	1,4	10	1,5	-8,2
3817	9,2	6,8	25,2	58,8	37,2	35,3	-	27,5	81,6	1,7	9,4	1,3	-7,5
Среднее	9,1	5,9	26,6	58,3	37,3	42,5	-	19,7	77,4	1,5	10,3	1,4	-5,6
3717	12	6,7	10,4	71,4	55,1	40,2	4,7	-	67	0,8	17,0	1,8	12,5
2723	10,7	5,8	14,4	69,1	44,0	32,0	-	24	75,3	0,6	18,0	1,8	16,9
3743	9	5,9	14,8	70,3	44,9	26,4	28,7	-	70,9	0,6	17,0	1,5	6,4
X-469	10,84	6,71	11,71	70,65	51,65	38,85	-	9,50	80,0	0,79	25,57	1,61	12,97
X-468	10,20	7,10	9,92	72,76	57,37	40,48	-	2,15	78,0	0,57	32,62	0,18	12,64
X-466	8,99	7,30	13,44	70,37	49,01	38,50	-	12,49	74,40	0,89	23,80	1,23	15,26
A-54	12,42	6,10	11,30	70,15	50,90	40,40	-	8,70	77,0	0,91	22,38	2,41	9,39
A-55	10,74	7,55	12,77	69,22	54,68	40,67	-	4,69	74,40	1,04	26,78	1,40	9,43
A-56	11,17	6,55	12,85	69,04	45,90	28,20	-	25,90	74,25	0,99	24,79	1,90	9,90
H-31	13,82	5,50	10,63	70,05	54,30	33,05	-	12,65	70,40	0,98	35,19	2,51	6,96
Среднее	10,98	6,52	12,19	70,29	50,78	35,87	3,34	10,01	74,16	0,71	24,31	1,63	11,23

Т а б л и ц а 16

Содержание некоторых элементов в диоритах и кварцевых диоритах
Кумачдаринского массива (г/т)

№ про- бы	Э л е м е н т ы														
	Ti	Ca	Zn	Ni	Co	V	Cr	Te	Li	Rb	V	Th	B	F	P
A-54	4200	30	-	10	10	60	60	0,5	24	37	1,6	16	9	420	1100
A-55	4700	10	-	10	12	60	30	0,5	6	43	1,5	15	9	400	1100
A-56	4400	30	60	10	10	60	60	0,5	23	46	1,2	16	9	400	1100
X-466	4000	30	60	20	10	60	60	0,5	25	51	1,0	13	6	390	1300
X-468	3100	30	-	10	10	30	60	0,5	14	38	1,8	18	4	360	900
X-469	3700	10	60	10	10	30	30	0,5	16	46	He опр.	18	6	430	1200
H-28	He опр.	30	-	20	Сл.	30	60	0,5	28	50	1,0	10	He опр.	430	He опр.
H-30	He опр.	60	60	60	Сл.	60	60	0,5	37	48	1,0	10	10	360	He опр.
H-31	4100	60	60	100	-	30	60	0,5	22	50	2,5	10	He опр.	340	1300
H-27	He опр.	60	-	100	10	60	60	9,4	23	40	1,0	10	He опр.	410	He опр.
Среднее	4028	35	45	35	10	48	54	0,5	23	44,9	1,4	13,3	7	390	1171
Среднее (по Вино- градову, 1962)	8000	35	72	55	10	100	50	0,5	20	100	1,8	7	15	500	1600

Площадь распространения пород различных фаз
ванч-язгулемского палеогенового комплекса (в км²)

фаза, тип пород	М а с с и в							Доля типов пород, %
	Джамак-ский	Ванч-ский	Куларин-ский	Хаврез-дарин-ский	Ровхарв-даринский	Колгай-ский	Сохчарв-ский	
Диориты и кварцевые монзониты I фазы	25	65	-	-	Ксенолиты	-	9	13,6
Гранодиориты и порфиroidные граниты II фазы	44	130	-	17	185	-	20	54,2
Мелко- и среднезернистые граниты III фазы	10	3	155	2	25	26	-	30,3
Лейкократовые граниты и плагииграниты IV фазы	1	2	5	1	3	1	1	1,9
Площадь массивов, км ²	80	200	160	20	213	27	30	100,00

Таблица 18

Количественно-минеральный состав диоритов и кварцевых
диоритов первой фазы

Массив	Порода	Минералы							
		Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Биотит	Амфибол	Пироксен	Акцессорный минерал	Вторичный минерал
Вангский	Кварцевый диорит	<u>38,4-60,6</u> 49,5	<u>0,1-6,7</u> 3,3	<u>5,0-7,5</u> 5,9	<u>17,5-24,3</u> 20,9	<u>13,8-31,1</u> 22,4	<u>1,7-3,8</u> 2,7	<u>2,1-5,5</u> 3,8	<u>0,4-4,9</u> 2,6
	Кварцевый монцинит	<u>47,8-58,5</u> 53,1	-	<u>7,5-11,3</u> 9,4	<u>18,0-20,3</u> 19,1	<u>15,0-19,3</u> 17,1	-	<u>1,6-3,3</u> 2,4	<u>0,9-1,6</u> 1,2
Джамакский	Диорит	<u>45,5-60,8</u> 53,1	<u>0,1-6,0</u> 3,0	<u>3,4-5,5</u> 4,4	<u>11,3-26,0</u> 18,1	<u>8,0-22,0</u> 18,0	-	<u>2,5-5,8</u> 4,1	<u>0,1-1,4</u> 0,7
	Монцодиорит	<u>45,5-54,7</u> 50,1	<u>4,1-19,0</u> 11,6	<u>4,1-8,2</u> 4,1	<u>13,0-14,2</u> 13,6	<u>10,2-22,0</u> 16,1	-	<u>1,1-2,0</u> 1,5	-
Согсарский	Кварцевый монцинит	<u>39,0-34,6</u> 35,8	<u>25,3-22,4</u> 24,0	<u>14,0-15,9</u> 14,8	<u>14,2-16,0</u> 15,1	<u>5,9-7,3</u> 7,1	<u>0,6-2,0</u> 1,3	<u>2,8-3,4</u> 3,1	<u>0,3-1,5</u> 0,9
	Кварцевый монцинит	<u>55,5-58,5</u> 57,0	-	<u>11,3-9,8</u> 10,5	<u>20,3-21,4</u> 20,8	<u>6,2-7,1</u> 6,6	-	<u>7,2-4,0</u> 5,1	<u>0,2-0,7</u> 0,4

Количественно-минеральный состав гранодиоритов и гранитов
второй интрузивной фазы

Массив	Порода	Минерал						
		Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Биотит	Амфибол	Акцессорный минерал	Вторичный минерал
Вагчский	Кварцевый мон-цодиорит	<u>42,7-52,3</u> 47,0	<u>8,2-17,2</u> 12,7	<u>12,5-23,6</u> 18,0	<u>12,3-18,5</u> 15,4	<u>0,1-6,6</u> 1,1	<u>2,2-3,7</u> 2,9	<u>0,6-4,0</u> 2,3
	Гранит крупно-зернистый порфи-ровидный	<u>25,3-42,7</u> 34,0	<u>38,5-40,0</u> 39,2	<u>21,0-29,0</u> 25,0	<u>4,5-5,5</u> 5,0	<u>0,1-0,8</u> 0,4	<u>0,4-3,0</u> 1,7	<u>0,7-1,2</u> 0,9
Хаврезарин-ский	Гранодиорит биотитовый	<u>38,6-41,3</u> 39,9	<u>11,1-28,3</u> 19,7	<u>21,7-43,3</u> 32,5	<u>6,7-9,1</u> 7,2	<u>0,1-7,6</u> 0,9	<u>0,6-1,7</u> 1,1	<u>0,3-1,3</u> 0,8
	Гранит крупно-зернистый порфи-ровидный	<u>36,1-46,4</u> 41,2	<u>17,9-33,3</u> 25,6	<u>25,0-45,0</u> 35,0	<u>5,7-13,5</u> 9,6	<u>0,2-3,6</u> 1,9	<u>0,3-2,0</u> 1,1	<u>0,2-1,0</u> 0,6
Джемагский	Крупнозерни-стый порфи-ровидный гранит	<u>38,6-44,0</u> 41,3	<u>25,6-41,0</u> 33,3	<u>22,3-24,0</u> 23,1	<u>2,3-4,6</u> 3,4	<u>0,2-0,4</u> 0,3	<u>0,6-2,0</u> 1,3	<u>0,2-0,7</u> 0,4
	Крупнозерни-стый порфи-ровидный гранит	<u>40,0-43,0</u> 41,5	<u>27,4-39,0</u> 33,2	<u>21,2-23,0</u> 22,1	<u>2,5-3,0</u> 2,7	<u>0,4-0,5</u> 0,4	<u>0,9-1,5</u> 1,2	<u>0,3-0,7</u> 0,5

Продолжение табл. 19

Массив	Порода	Минерал						
		Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Биотит	Амфибол	Акцессорные минералы	Вторичные минералы
Сохчанский	Кварцевый монцодиорит	<u>33,6-49,9</u> 39,7	<u>40,3-35,6</u> 32,4	<u>9,2-27,2</u> 12,1	<u>14,0-17,7</u> 16,2	-	<u>0,2-0,8</u> 0,5	<u>0,2-0,7</u> 0,4
	Кварцевый монцонит	<u>18,5-25,2</u> 21,3	<u>46,8-56,6</u> 51,8	<u>15,4-19,8</u> 17,7	<u>6,0-8,8</u> 7,2	<u>0,7-1,2</u> 0,8	<u>0,3-0,9</u> 0,6	<u>0,3-0,9</u> 0,6
Ровнардариинский	Кварцевый монцонит крупнозернистый гнейсовидный	<u>40,0-50,1</u> 45,1	<u>11,6-40,1</u> 25,6	<u>10,1-25,0</u> 17,5	<u>2,0-18,1</u> 10,0	<u>1,0-2,0</u> 1,5	<u>2,1-3,5</u> 2,8	<u>0,7-0,9</u> 0,8
	Гранит биотитовый порфировидный крупнозернистый	<u>30,5-40,5</u> 35,5	<u>15,0-38,5</u> 26,7	<u>23,8-40,0</u> 32,0	<u>5,5-15,0</u> 10,5	<u>0,3-0,4</u> 0,3	<u>2,0-2,3</u> 2,1	<u>0,3-0,5</u> 0,4

Количественно-минеральный состав мелко- и среднезернистых биотитовых гранитов III фазы

Массив	Порода	М и н е р а л						
		Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Биотит	Амфибол	Акцессорные минералы	Вторичные минералы
Куларинский	Гранит биотитовый мелкозернистый	<u>27,9-51,2</u> 39,5	<u>19,7-43,7</u> 29,5	<u>15,6-36,3</u> 24,2	<u>4,0-10,3</u> 7,1	<u>0,3-0,4</u> 0,3	<u>ед.зн.-4,9</u> 2,1	<u>0,6-0,7</u> 0,6
	Гранит мелкозернистый	<u>29,1-49,7</u> 39,4	<u>16,5-44,0</u> 28,2	<u>17,1-35,0</u> 26,1	<u>2,0-8,5</u> 5,2	<u>0,1-0,5</u> 0,3	<u>1,3-3,5</u> 2,2	<u>0,1-0,9</u> 0,5
Колгайский	Гранит среднезернистый	<u>26,0-50,1</u> 38,1	<u>18,2-41,8</u> 30,0	<u>13,7-38,0</u> 25,8	<u>3,9-11,0</u> 7,4	<u>0,2-0,5</u> 0,3	<u>0,3-3,6</u> 1,9	<u>0,5-0,8</u> 0,6
	Гранит мелкозернистый	<u>23,6-27,8</u> 30,7	<u>15,0-43,7</u> 29,3	<u>16,0-34,0</u> 25,0	<u>4,1-10,1</u> 7,1	<u>0,3-0,4</u> 0,3	<u>0,2-3,0</u> 1,5	<u>0,5-0,7</u> 0,6
Банчоский	Гранит биотитовый мелкозернистый	<u>22,6-28,7</u> 25,6	<u>29,8-37,5</u> 33,6	<u>25,0-31,4</u> 28,2	<u>5,5-11,5</u> 8,5	<u>0,2-0,8</u> 0,5	<u>1,1-1,9</u> 1,5	<u>1,2-2,5</u> 1,9
	Гранит двуслюдястый мелкозернистый	<u>26,5-32,5</u> 28,5	<u>34,2-38,6</u> 36,3	<u>22,6-29,0</u> 25,8	<u>4,5-6,5</u> 5,5	<u>0,4-0,5</u> 0,4	<u>1,1-3,0</u> 2,0	<u>1,0-1,7</u> 1,3

Т а б л и ц а 21

Количественно-минеральный состав лейкократовых гранитов и
плаггиогранитов четвертой фазы

Массив	Порода	М и н е р а л						
		Плагиоклаз	Калиевый по- левой шпат	Кварц	Биотит	Мусковит	Акцессорные минералы	Вторичные минералы
Куларинский	Лейкократовый гранит	<u>29,0-46,9</u> 37,8	<u>26,3-40,6</u> 33,4	<u>19,6-30,0</u> 24,8	<u>1,3-2,0</u> 1,6	-	<u>0,2-2,0</u> 0,1	<u>0,1-0,5</u> 0,3
	Лейкократовый муско- витовый кварцевый монцидиорит	<u>40,3-69,8</u> 55,0	<u>22,0-29,3</u> 25,6	<u>4,5-29,7</u> 17,1	нет	<u>0,4-1,2</u> 0,8	<u>0,2-0,6</u> 0,4	<u>0,3-0,6</u> 0,4
Сохчарв- ский	Лейкократовый гранит	<u>29,9-45,8</u> 40,6	<u>11,5-38,8</u> 26,1	<u>24,4-41,2</u> 31,5	<u>1,3-2,4</u> 1,7	-	<u>0,1-0,5</u> 0,3	<u>0,6-1,2</u> 0,9
	Лейкократовый гранит	<u>17,6-43,5</u> 24,0	<u>28,2-46,2</u> 40,7	<u>25,2-35,7</u> 31,4	<u>2,6-3,5</u> 2,9	-	<u>0,2-0,6</u> 0,3	-
Вагчоский	Лейкократовый гранит	<u>28,7-49,7</u> 39,2	<u>17,8-38,0</u> 27,9	<u>13,6-30,7</u> 22,1	<u>0,3-0,6</u> 0,5	-	<u>0,1-0,9</u> 0,5	<u>2,4-2,5</u> 2,4
	Лейкократовый квар- цевый диорит	<u>69,0-79,6</u> 74,3	<u>0,1-5,5</u> 2,9	<u>15,4-15,7</u> 15,6	<u>0,1-0,3</u> 0,2	-	<u>0,2-0,6</u> 0,4	<u>0,1-0,8</u> 0,4

Средний химический состав главных разновидностей горных пород
ванч-язгулемского палеогенового комплекса

Компонент	Диорит I фазы (ср. из 13 анализов)	Диорит (по Р. Дэли)	Кварцевый монзонит I фазы (ср. из 7 анализов)	Кварцевый монзонит (по Р. Дэли)	Гранодиорит II фазы (ср. из 13 анализов)	Гранодиорит (по Р. Дэли)	Крупнозернистый порфир. гранит II фазы (ср. из 17 анализов)	Гранит всех периодов (по Р. Дэли)	Мелко- и сред. незерн. гранит III фазы (ср. из 19 анализов)	Гранит всех периодов (по Р. Дэли)	Лейкократовый гранит I фазы (ср. из 10 анализов)	Аляскит (по Р. Дэли)
SiO ₂	54,49	56,70	56,61	66,64	67,96	65,01	70,82	70,18	72,07	70,18	73,25	76,47
TiO ₂	1,31	0,84	1,10	0,50	0,48	0,57	0,31	0,39	0,25	0,39	0,13	0,07
Al ₂ O ₃	16,58	16,67	17,90	15,57	15,30	15,94	14,57	14,47	14,70	14,47	13,81	13,03
Fe ₂ O ₃	2,51	3,16	1,09	1,91	1,28	1,74	0,81	1,57	0,49	1,57	0,25	-
FeO	5,68	4,40	4,91	1,94	2,94	2,65	2,20	1,78	1,37	1,78	1,48	1,04
MnO	0,09	0,13	0,09	0,06	0,04	0,07	0,03	0,12	0,007	0,12	0,01	0,01
MgO	4,22	4,17	3,38	1,41	1,46	1,91	0,94	0,88	0,42	0,88	0,42	0,06
CaO	6,17	5,74	5,18	3,50	2,98	4,42	2,40	1,99	1,61	1,99	1,52	0,45
Na ₂ O	3,90	3,39	4,15	3,41	4,00	3,70	4,36	3,48	4,06	3,48	4,56	3,53
K ₂ O	2,32	2,12	2,50	3,72	3,22	2,75	3,07	4,11	4,44	4,11	3,71	4,81
H ₂ O	0,09	1,36	0,25	1,15	0,06	1,04	0,03	0,84	0,04	0,84	0,10	0,52
CO ₂	0,18	-	0,46	-	0,33	-	0,21	-	0,10	-	0,31	-
SO ₃	0,01	-	0,04	-	0,02	-	0,01	-	0,01	-	0,06	-
P ₂ O ₅	0,45	0,25	0,41	0,19	0,23	0,20	0,09	0,19	0,14	0,19	0,05	0,01
п.п.п.	1,03	-	1,15	-	0,58	-	0,45	-	0,38	-	0,55	-
Сумма	99,27	99,93	99,22	100,00	100,88	100,00	100,30	100,00	100,08	100,00	100,21	100,00

Изменение некоторых коэффициентов в гранитоидах ванч-язгулемского комплекса

Коэффициент	Диориты I фазы	Кварцевый монзонит I фазы	Граноди- орит II фазы	Крупнозер. порфир. гра- нит II фазы	Гранит III фазы	Лейкократовый гранит IV фазы
Щелочность	0,43	0,50	0,65	0,67	0,79	0,80
Лейкократовость	1,12	1,54	2,06	2,94	5,00	5,00
Магнезиальность	1,34	0,71	0,97	1,27	1,80	1,18
Апхитность	0,53	0,53	0,66	0,70	0,71	0,83
Железистость (общ)	0,47	0,44	0,54	0,60	0,67	0,66
Известковистость	0,56	0,49	0,35	0,29	0,20	0,19
Окисленность	0,20	0,10	0,20	0,16	0,15	0,10

Т а б л и ц а 24

Среднее содержание породообразующих минералов
ванч-язгулемского гранитоидного комплекса

Порода	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Биотит	Амфибол	Пироксен	Сумма
Диорит I фазы	46,1	10,0	8,3	18,7	15,8	1,3	100,1
Кварцевый монцонит I фазы	53,7	5,9	8,9	17,9	13,3	-	99,7
Гранодиорит II фазы	42,9	24,9	20,8	10,6	0,7	-	99,9
Крупнозернистый пор- фиroidный гранит II фазы	35,7	35,8	20,6	7,0	0,7	-	99,8
Мелко-и среднезер- нистый гранит III фазы	34,7	32,1	25,8	6,8	0,3	-	99,7
Лейкократовый гранит и плагиогранит IV фазы	45,6	28,6	23,7	1,6	-	-	99,5

Результаты измерений плаггиоклазов, диоритов и кварцевых монзонитов первой интрузивной фазы

№ плаггио- фа	Двойниковая ось			Закон двойни- кования	№ плаггиоклаза
	Ng	Nm	Np		
19/63	66	78	26	↓[001]	35
20/63	15	78	85	↓[010]	33
24/63	76	73	21	↓[021]	43
21/63	62	33	78	↓[001]	44
353I	68	70	20	↓[100]	47
3528	80	42	44	↓[100]	48
5187	48	49	89	↓[010]	25
2107a	22	69	85	↓[010]	41
2239a	15	76	84	↓[010]	38
224I	83	50	84	↓[101]	30
2244	14	87	85	↓[010]	35
2171a	51	73	43	↓[010]	43
2227	66	42	59	↓[001]	41
2948	68	24	83	[001]	40
2835в	9	82	85	↓[010]	30
2846	87	82	8	[100]	39
2861a	60	31	82	[001]	41
3015	63	31	80	[001]	43
2978	14	76	87	↓[010]	33
206I	29	63	76	↓[010]	55

Результаты измерений плагиоклазов гранодиоритов
и крупнозернистых порфиroidных гранитов второй
интрузивной фазы

№ шлифа	Двойниковая ось			Закон двойнико- вания	№ плагиоклаза
	Ng	Nm	Np		
4185	85	70	21	⊥ [001]	22
4281б	78	86	25	⊥ [021]	18
5186г	89	81	9	⊥ [021]	19
145	74	24	72	⊥ [001]	22
52	66	68	35	⊥ [000]	25
34	54	74	39	⊥ [010]	31
40	85	83	13	⊥ [100]	19
49	64	74	32	⊥ [010]	20
3167	67	69	33	⊥ [110]	26
3161	87	81	11	[100]	18
3150	83	16	76	[001]	14
3135	80	23	71	⊥ [001]	7
3147	63	75	31	⊥ [110]	19
3107	87	79	11	[100]	17
3097	12	77	78	⊥ [010]	11
2998	64	84	28	⊥ [110]	12
2969	75	16	86	⊥ [001]	32
2057	3	88	87	⊥ [010]	22
2283	66	69	34	⊥ [110]	25
2261а	87	79	11	[100]	14

Результаты измерений плагиоклазов мелко- и среднезернистых гранитов третьей интрузивной фазы и лейкократовых гранитов и плагиогранитов четвертой интрузивной фазы

№ шлифа	Двойниковая ось			Закон двойни- кования	№ плагиоклаза
	Nq	Nm	Np		
<u>III интрузивная фаза</u>					
35I8	85	72	I6	1{100}	9
5I6a	88	20	70	1{100}	12
5I75a	88	77	I3	1{010}	13
I49	74	2I	75	1{00I}	20
I50	85	78	I3	1{100}	I4
9I	67	85	88	1{010}	I4
73	I4	76	87	1{010}	I6
28	5	85	89	1{010}	I6
I77	2	89	88	1{010}	I8
90	45	86	88	1{010}	24
<u>IV интрузивная фаза</u>					
3529	85	23	7I	1{100}	5
4I24	I2	76	87	1{010}	8
22I0	I7	73	87	1{010}	3
2935	I7	73	88	1{010}	3
2I	I0	80	87	1{010}	II
25	9	8I	89	1{010}	I2
333п	I3	77	85	1{010}	9
2II	I8	72	89	1{010}	3
I95I	I3	77	87	1{010}	8

Результаты измерений калибратов в породах ванч-изгудемского комплекса

Интрузивная фаза	№ шлифа	Угловые координаты осей индикатрисы относительно поля-са спайности			Индекс спайности	Δ_0	2v	Структурно-оптический тип
		PNg	PNp	PNm				
I	3922в	82	89	10	(001)	0,83	78	Промежуточный микроклин
	3922в	86	79	12	(001)	0,41	70	Промежуточный триклинный ортоклаз
	2363а	86	87	6	(001)	0,41	64	То же
	2363а	88	86	4	(001)	0,21	78	" "
II	174	84	75	17	(001)	0,62	70	Промежуточный микроклин
	3923	85	85	6	(001)	0,52	72	Промежуточный триклинный ортоклаз
	3958	84	80	8	(001)	0,62	82	Криптопертитовый микроклин
	16/63	86	82	12	(001)	0,41	70	Промежуточный триклинный ортоклаз
	129	80	16	76	100	0,55	72	То же
	6512в	84	87	10	001	0,62	70	Промежуточный микроклин
III	37в	82	70	21	(001)	0,83	78	Промежуточный микроклин
	136/3	70	87	20	110	0,58	74	Промежуточный триклинный ортоклаз
	806	4	88	86	010	0,23	70	То же
	52696	74	84	17	110	0,80	84	Крипорешетчатый микроклин
IV	5281г	76	85	16	110	0,92	86	Крипорешетчатый микроклин
	3961	86	83	8	001	0,41	84	То же
	5281а	84	82	10	001	0,62	84	" "
	3922	88	84	6	001	0,21	64	Промежуточный трикл. ортоклаз
	4454	86	88	8	001	0,41	80	То же
	4485а	88	80	10	001	0,21	80	" "
4506	73	84	18	001	0,75	84	Крипорешетчатый микроклин	

Химический состав микроклинов ванч-язгулемского
гранитоидного комплекса

Компоненты	3515	3516	44786
SiO ₂	62,40	64,20	65,20
Al ₂ O ₃	20,90	19,80	19,10
Fe ₂ O ₃	0,07	0,00	0,00
FeO	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,36	0,74
CaO	1,20	2,00	2,10
Na ₂ O	3,60	2,64	2,17
K ₂ O	10,30	11,06	10,67
H ₂ O ⁻	0,27	0,00	0,40
H ₂ O ⁺	0,00	0,00	0,00
п.п.п.	0,45	0,00	0,00
С у м м а...	99,12	99,87	100,07
Уд. вес	2,56	-	-
Or	66,22	62,80	63,50
Ab	27,51	27,70	25,90
An	6,26	9,50	10,60

Т а б л и ц а 30

Результаты химического анализа амфиболов, %

Компонент	Диорит	Грано- диорит	Диорит	Диорит	Диорит	Габбро	Диорит	Диорит	По М. Х. Хамраба- еву, 1958
	3817	3579a	4963	3615	4422	4947a	2969б	3712	
SiO ₂	46,9	49,3	41,3	49,5	43,4	41,0	50,8	51,4	40,30
TiO ₂	1,9	0,3	3,3	0,7	1,2	3,6	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,7	5,2	12,8	6,4	14,9	16,00	1,3	1,1	9,45
Fe ₂ O ₃	-	-	3,8	1,3	-	5,00	4,7	4,8	0,00
FeO	11,1	11,0	11,8	8,8	12,0	10,8	8,9	13,2	13,90
MnO	0,1	0,6	0,1	0,1	0,4	0,08	1,00	0,4	0,00
MgO	13,8	8,9	11,1	15,7	11,1	18,7	10,5	8,0	6,40
CaO	11,1	23,6	11,2	14,1	12,2	2,5	22,6	21,00	11,00
Na ₂ O	0,9	0,6	0,8	0,3	2,1	1,3	0,00	0,00	2,00
K ₂ O	0,9	сл.	0,9	0,5	0,9	0,5	0,00	0,00	1,30
H ₂ O ^(±)	0,40	-	-	-	-	0,40	0,30	0,00	-
п.п.п.	1,3	0,6	2,4	1,9	1,6	-	-	-	-
С у м м а	100,0	100,1	99,9	100,2	99,8	99,8	100,1	99,9	-
Уд. вес	3,10	3,40	3,20	3,20	3,20	3,20	-	-	-
Титанистость	3	0,4	4	0,9	1	4	-	-	-
Железистость	40	55	58	35	51	45	56	69	21
Магнезиальность	80	123	100	55	108	57	84	160	212
Щелочность	9	2	13	6	19	41	-	-	75

Оптические свойства и железистость слюд гранитоидов ванч-
язгулемского комплекса и их жильных дериватов

Порода	Фаза	Кол-во опре- делений	n _g	n _p	n _g -n _p	Железистость биотита по показателю преломления (диаграмма Соболева, в код. %)	Состав биотита по диаграмме Винчелла
Диорит среднезернистый	I	2	1.655	-	-	55	Лепидомелан
Гранит крупнозернистый	II	2	1.656	1.604	0.052	58	"
Гранодиорит крупнозернистый гнейсовидный	II	10	1.650	1.600	0.050	53	"
Гранодиорит крупнозернистый	II	2	1.634	1.588	0.046	44	Мероксен
Гранит среднезернистый био- титовый	III	4	1.674	1.614	0.060	72	Аннит
Гранит мелкозернистый био- титовый	III	22	1.653	1.603	0.050	57	Лепидомелан
Гранит мелкозернистый био- титовый	III	6	1.669	1.610	0.059	70	Аннит
Гранит мелкозернистый био- титовый	III	3	1.626	1.581	0.045	33	Мероксен
Гранит-порфир	III	3	1.653	1.602	0.051	57	Лепидомелан
Гранит-порфир	III	2	1.672	1.613	0.059	72	Аннит
Пегматит	III	9	1.661	1.604	0.057	63	Лепидомелан
Сахаровидный аплит	III	2	1.653	1.603	0.050	57	"
Крупнозернистый мрамор	-	3	1.606	1.565	0.041	-	Флогопит
Щероксеновый скарн с молиб- денитом	IV	2	1.620	1.575	0.045	-	Мероксен

Химический состав биотитов из гранитоидов ванч-
згулемского комплекса и жильных производных

Компонент	П р о б ы					
	47/60	49/60	36/60	51/60	57/60	402Ia
SiO ₂	35,86	37,22	39,82	37,40	35,85	33,50
TiO ₂	2,57	2,32	2,80	2,68	2,43	3,10
Al ₂ O ₃	15,14	15,36	13,65	14,61	16,41	24,98
Fe ₂ O ₃	4,37	3,02	3,95	3,54	2,75	8,58
FeO	21,54	16,70	13,28	18,40	21,18	11,10
MnO	0,17	0,18	0,04	0,09	1,00	0,13
MgO	6,26	11,32	14,74	9,41	7,81	7,05
CaO	0,68	0,21	0,34	0,28	1,20	0,90
Na ₂ O	0,22	0,27	0,25	0,20	0,22	2,54
K ₂ O	8,60	9,64	8,44	9,64	8,60	5,70
H ₂ O ⁺	2,28	2,96	1,68	3,06	1,94	-
H ₂ O ⁻	0,06	0,10	0,26	0,06	0,30	-
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,11	0,07	сл.	-
Li ₂ O	0,14	-	0,10	-	0,13	-
п.п.п.	-	-	-	-	-	2,20
F	0,38	0,85	0,43	0,21	-	-
С у м м а	99,50	100,20	99,89	99,85	99,79	99,80
O-F ₂	-0,16	-0,36	-0,18	-0,09	-	-
Железистость биотита, (в %)	66,0	45,2	38,9	52,3	60,3	46,9
Общая железистость, биотита (в %)	69,6	48,9	33,6	56,2	62,9	60,1

П р и м е ч а н и е. 47/60, 49/60, 51/60, 57/60 - биотит из крупнозернистых порфировидных гранитов и гранодиоритов II фазы (Хаврездаринский интрузив); 36/60 - биотит из мелкозернистых биотитовых гранодиоритов II фазы (Хаврездаринский интрузив); 402Ia - биотит из лейкократовых гранитов IV фазы (Кударинский интрузив).

Компонент	№ п р о б ы					
	40I5д	4050	4/6I	4058а	28	22
S, O ₂	35,96	37,25	38,15	34,40	35,87	36,92
Ti, O	2,25	2,29	1,06	2,20	2,88	2,18
Al ₂ O ₃	6,30	14,24	14,14	20,20	15,40	15,00
Fe ₂ O ₃	26,42	4,92	3,62	1,90	2,22	4,96
FeO	12,24	15,18	11,13	16,90	20,48	14,73
MnO	0,25	0,24	0,14	-	0,24	0,28
MgO	4,64	10,76	16,40	9,40	9,83	12,77
CaO	2,20	0,07	0,14	0,90	0,72	0,57
Na ₂ O	3,00	0,45	0,24	1,70	0,20	0,17
K ₂ O	5,94	9,64	10,00	7,60	8,44	8,80
H ₂ O ⁺	0,60	3,24	2,70	-	2,42	2,06
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	0,24	0,40
P ₂ O ₅	-	0,04	0,15	-	0,19	0,12
Li ₂ O	-	-	-	-	-	-
п.п.п.	-	-	-	3,80	-	-
F	-	0,08	1,50	-	0,20	0,50
Сумма	99,81	99,72	99,47	99,00	99,33	99,40
-O-F ₂	-	-0,04	-0,63	-	0,08	0,21
Железистость биотита (в %)	59,8	44,4	25,6	50,2	53,7	39,5
Общая железистость биотита (в %)	81,4	50,6	32,9	52,6	56,2	45,6

Примечание. 40I5д, 4050 - биотит из пегматита, генетически связанного с Кударинским интрузивом; 4/6I - биотит из пироксенно-молибденового скарна, генетически связанного с Кударинским интрузивом; 4058а - биотит из гранатового-биотитового гнейса; 28 - биотит из кварцевого диорита (I фаза) (Гумасский интрузив); 22 - биотит из диорита (I фаза) (Джамакский интрузив).

Компонент	№ пробы						
	3568	102	16	24	1/63	106	25
SiO ₂	33,4	36,10	37,56	36,58	36,90	36,67	36,75
TiO ₂	2,7	2,81	2,45	2,92	2,18	2,85	2,45
Al ₂ O ₃	17,8	16,07	14,05	15,00	14,80	15,11	16,11
Fe ₂ O ₃	2,4	2,62	4,60	3,58	2,22	2,42	4,02
FeO	17,4	19,59	15,27	16,71	20,30	20,48	16,70
MnO	сл.	0,17	0,47	0,18	0,30	0,52	0,37
MgO	11,1	9,98	12,33	11,09	7,80	8,44	9,13
CaO	2,4	0,70	0,28	0,43	1,05	1,41	1,05
Na ₂ O	1,9	-	0,16	0,17	0,20	0,19	0,25
K ₂ O	6,8	8,94	9,64	8,44	9,64	8,51	9,64
H ₂ O ⁺	0,35	1,65	3,06	2,16	2,54	2,54	3,12
H ₂ O ⁻	-	0,18	0,06	-	0,10	0,24	0,05
P ₂ O ₅	-	0,17	0,33	0,12	0,33	0,14	0,38
п.п.п.	2,63	-	-	-	-	-	-
F	1,2	0,32	0,67	0,50	0,23	0,50	0,40
Сумма	99,98	99,67	100,91	99,66	99,06	100,02	99,42
-O-F ₂	0,50	0,13	0,28	0,21	0,09	0,21	-0,16
Железистость биотита (в %)	53,7	52,7	41,1	43,6	59,2	57,8	50,4
Общая железистость (в %)	56,2	58,1	46,1	48,2	65,2	60,5	55,3

Примечание. 3568, 16, 24 - биотит из крупнозернистого гранита II фазы (Джамакский интрузив); 102, 1/63, 106 - биотит из крупнозернистого гранодиорита II фазы (Сохчарвский интрузив); 25 - биотит из крупнозернистого гранита II фазы (Ванчский интрузив).

Компонент	№ пробы		Пределы колебания состава биотитов (по С.П.Соловьеву, 1940)	
	30	4876	от	до
	SiO ₂	36,41	35,90	32,83
TiO ₂	2,85	3,40	0,32	12,56
Al ₂ O ₃	15,55	19,37	9,43	31,69
Fe ₂ O ₃	5,61	6,30	0,13	20,15
FeO	16,16	12,60	2,74	27,60
MnO	0,37	0,10	-	-
MgO	9,03	10,20	0,28	28,34
CaO	0,91	1,80	сл.	3,20
Na ₂ O	0,42	5,04	0,14	2,60
K ₂ O	8,55	4,30	6,18	11,43
H ₂ O ⁺	2,42	0,92	-	-
H ₂ O ⁻	0,06	-	0,89	4,64
P ₂ O ₅	0,21	-	-	-
п.п.п.	-	-	-	-
F	0,85	0,7	сл.	4,23
Сумма	99,40	99,73	-	-
-O-F ₂	-0,35	-0,26	-	-
Железистость биотита (в %)	49,3	40,8	-	-
Общая железистость (в %)	56,0	45,8	-	-

Примечание. 30 - биотит из гнейсовидного гранодиорита II фазы (Южно-Мазарларинский интрузив); 4876 - биотит из крупнозернистого гранита II фазы (Ровхарвдаринский интрузив).

Т а б л и ц а 33

Распределение титана, никеля и хрома в магнетитах
гранитоидов Ванч-Язгулемского комплекса (по дан-
ным химического анализа)

№ пробы	Порода	Фаза	TiO ₂	Ni	Cr ₂ O ₃	Уд. вес в г/см ³
48п	Среднезернистый кварцевый диорит	II	0,21	Нет	-	5,53
64п	Крупнозернистый гнейсовидный гранодиорит	II	0,40	Сл.	0,001	5,09
103п	Крупнозернистый гнейсовидный гранодиорит	II	0,37	Нет	0,001	5,13
57п	Крупнозернистый гнейсовидный гранодиорит	II	0,53	0,001	0,001	5,43
48	Крупнозернистый розовый гранит	II	0,53	Нет	Нет	5,53
37	Среднезернистый гнейсовидный гранодиорит	II	0,57	0,001	Сл.	5,20
51	Крупнозернистый гнейсовидный гранодиорит	II	0,53	0,006	Сл.	-
178а	Среднезернистый биотитовый гранит	III	0,45	0,001	-	-
89п	Мелкозернистый биотитовый гранит	III	0,34	0,006	Нет	5,15
1/59	Мелкозернистый биотитовый гранит	III	0,53	Нет	Сл.	5,05
44б	Крупнокристаллический турмалиновый пегматит	III	0,21	0,001	Нет	5,02
10	Крупнокристаллический турмалиновый пегматит	III	0,49	0,006	Сл.	4,96
99п	Крупнокристаллический турмалиновый пегматит	III	0,43	Сл.	Сл.	4,91

П р и м е ч а н и е. Анализы проводились в Институте геологии АН ТаджССР, лаборатория
физического и химического анализа (аналитик М.Шеблыкина).

МИНЕРАЛ	НАЗВАНИЕ МАССЫ																
	ДИАМАКСКИЙ			КВАРЦАРСКИЙ			СОХАРСКИЙ			ВАЧСКИЙ							
	И	II	III	И	II	III	И	II	III	И	II	III					
МАГНЕЗИТ	10.11	0.200	102	11.555	0.0002	127	0.600	0.312	3.340	0.504	2.900	13.012	2.727	2.133	2.7	917	2
АПАТИТ	7.7	3.60	210	15.55	153.1	160	121	51.9	61	4.1	86	16.9	18.5	2.5	4.8	1	
СФЕРИТ	14.0	9.0	210	19.50	60.1	20	4.70	2.9	8	3.1	67	0.3	0.1	6.2	3.8		
ЦИРКОН	23	16	57	510	23.5	10	10.5	2.2	2.9	0.1	98	0.7	0.9	0.3	2.6		
МОНАЦИТ	—	26	ЕД.ЗН	100	12	—	—	21.6	20.1	0.1	39	5.2	15.3	—	0.1		
ПИРИТ	19	18.50	2	373	2.1	20	31	0.9	0.4	0.1	304	ЕД.ЗН	0.1	4.7	1.7		
ОРТИТ	—	72	103	261	3.7	7	67	13.6	12.0	1.3	27	12.9	1.3	2.0	1.9		
ТУРМАЛИН	ЕД.ЗН	31	ЕД.ЗН	—	1.6	ЕД.ЗН	10	0.4	0.6	0.3	104	—	0.4	0.4	2.7		
ИЛЬМЕНИТ	ЕД.ЗН	ЕД.ЗН	206	1900	2.6	ЕД.ЗН	136	2.5	3.7	1.2	807	2.2	3.7	4.1	1.7		
ГРАНОРИТ	ЕД.ЗН	ЕД.ЗН	—	—	—	—	—	23.8	22	1.4	—	16.9	4.8	5.9	5.5		
ФРАНОРИТ	ЕД.ЗН	166	ЕД.ЗН	—	—	—	—	0.1	0.3	0.1	—	3.7	1.3	ЕД.ЗН	16.7		
РУТИЛ	ЕД.ЗН	27	—	—	—	—	—	0.1	0.3	0.1	—	—	—	—	1.0		
ГЕМАТИТ	6	ЕД.ЗН	—	196	6.9	ЕД.ЗН	139	0.9	1	0.1	106	2.5	0.1	0.4	2.6		
МОЛАБЕНИТ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.1		
ЛЕНКОКСЕН	—	—	—	—	0.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.1		
ГАЛЕНИТ	ЕД.ЗН	10	ЕД.ЗН	—	0.1	2	—	—	—	—	—	—	—	—	0.1		
МАЛАХИТ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ЭПИДОТ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ХАЛЬКОПИРИТ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ХРОМИТ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ТОРИТ	—	ЕД.ЗН	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
АНАТАЗ	ЕД.ЗН	ЕД.ЗН	ЕД.ЗН	—	0.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ПИРОТИН	—	ЕД.ЗН	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
БЕРИЛЛ	—	—	—	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
КАССИТЕРИТ	—	—	—	13	0.1	—	39	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
СЛОДУМЕН	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ШЕЕЛИТ	—	—	—	—	—	ЕД.ЗН	ЕД.ЗН	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
КСЕНИТИМ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
КОЛУМБИТ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ТОПАЗ	ЕД.ЗН	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ХРИЗОБЕРИЛЛ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ЗОЛОТО	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
АНДАЛУЗИТ	—	—	—	—	0.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ДИСТЕН	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
БАДДЕЛЕИТ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
БРУКИТ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
БАРИТ	—	5	ЕД.ЗН	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ВОЛАСТОНИТ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
СИЛИЦИНАТ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ИЛЬМЕНОРУТИЛ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ФЕРГУСОНИТ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
АРСЕНИПИРИТ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
КИНОВАРЬ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
САМОРОДН. МЕДЬ	—	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ВАЛОВОЕ СОДЕРЖАНИЕ	1054	12482	922	18610	91856	346	1126	34333	35671	3510	4706	13631	27827	13696	1056	2	

Таблица 37

ИЗМЕНЧИВЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ	ПОРОДА	ЭЛЕМЕНТЫ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ							
		K	Na	Li	Rb	Cs	Ti	Ni	Co
		3.34	2.77	0.004	0.02	0.0005	0.23	0.0008	0.0005
I	ДИОРИТЫ И КВАРЦЕВЫЕ ДИОРИТЫ	1.19 - 2.07 1.82 (10)	2.55 - 3.71 3.21 (40)	0.0010 - 0.0050 0.0020 (4)	0.0018 - 0.0079 0.0060 (14)	CA - 0.0002 0.0001 (14)	0.32 - 1.26 0.68 (11)	CA - 0.0006 0.0001 (8)	CA - 0.0022 0.0011 (8)
II	КРУПНОЗЕРН. ПОРФИРОВОИДНЫЕ ГРАНОДИОРИТЫ И ГРАНИТЫ	1.64 - 4.10 2.93 (33)	1.89 - 4.89 3.20 (33)	0.0006 - 0.0036 0.0016 (35)	0.0007 - 0.0435 0.0125 (59)	CA - 0.0008 0.0003 (59)	0.15 - 0.31 0.28 (15)	CA - 0.001 0.0006 (12)	CA - 0.001 0.0006 (12)
III	МЕЛКО-И СРЕДНЕЗЕРН. ГРАНИТЫ	2.89 - 4.54 3.41 (15)	1.89 - 3.60 2.82 (15)	0.0007 - 0.0056 0.0022 (9)	0.0046 - 0.0408 0.0181 (18)	CA - 0.0008 0.0004 (19)	0.07 - 0.27 0.15 (15)	CA - 0.001 0.0006 (12)	CA - 0.001 0.0006 (12)
IV	ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ ГРАНИТЫ	2.52 - 4.37 3.26 (5)	1.75 - 2.71 2.17 (5)	0.0005 - 0.0070 0.0007 (10)	0.0064 - 0.0204 0.0162 (14)	CA - 0.0006 0.0004 (19)	0.04 - 0.15 0.08 (5)	CA - 0.001 0.0006 (12)	CA - 0.001 0.0006 (12)

ПРОЦЕНКИ ТАБЛИЦ

ИЗМЕНЧИВЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ	ПОРОДА	ЭЛЕМЕНТЫ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ							
		Cr	V	U	Th	P	B	Sn	Tl
		0.0025	0.004	0.00085	0.0018	0.07	0.0015	0.0003	0.00015
I	ДИОРИТЫ И КВАРЦЕВЫЕ ДИОРИТЫ	0.002 - 0.010 0.0087 (8)	0.0027 - 0.0273 0.0181 (8)	0.0010 - 0.0030 0.0020 (10)	0.0032 - 0.0056 0.0042 (7)	0.05 - 0.34 0.17 (10)	0.0006 - 0.0031 0.0007 (12)	0.00057 - 0.0025 0.00087 (15)	0.00005 - 0.00007 0.00008 (12)
II	КРУПНОЗЕРН. ПОРФИРОВОИДНЫЕ ГРАНОДИОРИТЫ И ГРАНИТЫ	0.006 - 0.023 0.01 (11)	0.003 - 0.0143 0.0097 (18)	0.000074 - 0.0011 0.00038 (22)	0.0005 - 0.0029 0.0017 (20)	0.01 - 0.22 0.06 (20)	0.0006 - 0.0152 0.0005 (42)	0.00004 - 0.0007 0.00075 (24)	0.00006 - 0.00008 0.00007 (22)
III	МЕЛКО-И СРЕДНЕЗЕРН. ГРАНИТЫ	CA - 0.0002 0.002 (3)	CA - 0.002 0.010 (5)	0.00022 - 0.0008 0.00030 (13)	0.00050 - 0.00352 0.00202 (23)	0.02 - 0.10 0.06 (15)	0.0005 - 0.0062 0.012 (27)	0.0004 - 0.0001 0.00071 (4)	0.00005 - 0.00007 0.00006 (9)
IV	ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ ГРАНИТЫ	0.006 - 0.019 0.0082 (5)	0.0011 - 0.0055 0.0039 (8)	0.00011 - 0.00210 0.00074 (18)	0.0007 - 0.00756 0.00175 (18)	0.01 - 0.08 0.02 (15)	0.0006 - 0.0090 0.0043 (17)	0.00032 - 0.00065 0.00054 (8)	0.00005 - 0.00007 0.00008 (7)

В ЧИСЛАХ ПРИБЛИЖИТЕЛЬНЫЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ, В ШИМАНТАХАХ - СРЕДНИЙ СОСТАВ В ОБЪЕМАХ - КОЛИЧЕСТВО АНАЛИЗОВАННЫХ ПРОБ

Среднее содержание Li, Rb, Cs в гранитоидах
палеогенового ванч-язгулемского комплекса и их отношение к K и Na

Порода	Фаза	Кол-во проб	Li	Rb	Cs	K	Na	K/Li	K/Rb	Na/Li	Na/Rb
Диориты и кварцевые монциты	I	14	0,0020	0,0060	0,01	1,82	3,21	910	303	1600	535
Гранодиориты и крупнозернистые граниты	II	39	0,0016	0,0125	0,003	2,93	3,20	1831	232	2000	256
Мелко- и среднезернистые граниты	III	16	0,0022	0,0181	0,04	3,47	2,82	1577	191	1281	156
Лейкократовые граниты и плагиограниты	IV	9	0,0007	0,0152	0,0004	3,95	2,17	5642	259	3100	140

Содержание титана в минералах

Минерал	Титан в %	Колебание в содержании титана
<u>II фаза</u>		
Апатит	0,0028	0,0003-0,01(9)
Полевой шпат	0,0022	0,001-0,003(5)
Кварц	0,0023	0,001-0,006(9)
Биотит	2,56	2,32-2,80(5)
Магнетит	0,36	0,21-0,57(?)
<u>III фаза</u>		
Апатит	0,0016	0,0006-0,006(22)
Полевой шпат	0,0029	0,001-0,006(10)
Кварц	0,0031	0,001-0,01(12)
Биотит	2,29	- (1)
Магнетит	0,40	0,21-0,53(6)
<u>IV фаза</u>		
Полевой шпат	0,01	- (1)
Кварц	0,01	- (1)
Биотит	3,10	- (1)
<u>Пегматит</u>		
Порода	0,08	0,00-0,36(7)
Апатит	0,0017	0,0001-0,006(3)
Гранат	0,12	0,00-0,24(2)
Турмалин	0,39	0,20-0,66(5)
Полевой шпат	0,002	0,001-0,003(2)
Кварц	0,002	0,002-0,003(2)
Биотит	2,25	-
Мусковит	0,09	0,00-0,10(13)
Флогопит	0,40	-
<u>Аплит</u>		
Порода	0,07	0,00-0,16(3)
<u>Гранит порфир</u>		
Порода	0,09	0,05-0,16(3)

	<u>Старн</u>	
Порода	0,08	-
Пироксен	0,03	-
Апатит	3,003	-
Гранат	0,14	0,00-0,40(3)
Везувиян	0,29	-
Полевой шпат	0,006	-
Кварц	0,002	0,001-0,01(5)
Биотит	1,06	-
Флогопит	0,12	0,04-0,2(2)
	<u>Известняк</u>	
Апатит	0,003	-
Флогопит	0,10	0,06-0,3(9)
	<u>Гнейс</u>	
Гранат	0,00	-
Биотит	2,20	-

Примечание. В скобках - число проведенных анализов.

Т а б л и ц а 40

Среднее содержание элементов в аксессуарных минералах по данным
рентгеноспектрального анализа

Минерал	La	Ce	Pz	Nd	Sm	$\frac{\Sigma TR}{Ce}$	J	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	$\frac{\Sigma TR}{Y}$	ΣTR
Монацит из гранита	9,8	21,8	1,0	8,3	1,6	42,5	5,7	-	1,2	0,1	0,8	0,1	0,2	0,03	0,1	0,03	8,4	50,9
Монацит из гранита III фазы	11,2	25,6	2,1	8,4	1,8	50,1	2,2	0,2	1,3	0,1	0,4	0,01	0,06	-	0,5	-	4,3	54,4
Монацит из гранита IV фазы	3,7	9,3	1,1	3,7	0,9	18,6	3,0	-	0,8	0,8	-	0,04	-	0,4	-	-	5,5	24,1
Монацит из пегматита	12,5	21,6	8,8	7,3	1,5	50,3	0,5	-	0,9	-	0,1	-	-	-	-	-	1,5	52,8
Ортит из гранита III фазы	6,0	12,9	0,9	3,8	0,8	24,4	-	0,1	0,7	0,5	0,2	0,3	не опр-	-	-	-	1,8	26,2
Ортит из гранита IV фазы	3	6,6	0,3	1,2	-	12,7	-	0,3	0,3	0,05	0,1	0,3	"	-	-	-	1,1	13,8
Сфен из гранита II фазы	0,1	0,5	-	0,1	0,1	0,8	0,1	0,8	-	0,05	-	0,3	-	0,1	-	0,7	1,2	20,0
Сфен из гранита III фазы	-	0,8	-	0,1	0,2	1,1	-	-	0,1	0,1	0,1	-	-	-	-	-	0,3	1,4
Сфен из гранита IV фазы	-	0,1	-	0,1	-	0,2	0,26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,26	0,46
Сфен из пегматита	0,1	2,2	-	0,2	0,3	2,8	0,18	-	0,18	-	0,3	-	0,2	-	0,9	0,1	1,69	44,0

Т а б л и ц а 41

Изменение
количественно-минерального состава гранитоидов
Кударинского массива в вертикальном разрезе (в об. %)

Минерал	4600 м	3970 м	3400 м	3200 м
	№ пробы			
	4/6I	8I	73	72
Плагиоклаз, №	37,4(24)	34,2(25)	4I,I(I8)	37,0(I4)
Калиевый полевой шпат	32,4	34,0	25,0	30,0
Кварц	18,5	22,1	28,0	28,1
Биотит	7,3	6,9	4,0	3,3
Мусковит	1,4	-	0,3	-
Акцессорные минералы	2,0	1,9	0,9	1,0
Вторичные минералы	1,0	0,9	0,7	0,6
С у м м а...	100,0	100,0	100,0	100,0

Т а б л и ц а 42

Изменение
оптических свойств и железистости биотитов по вертикали
в гранитоидах Кударинского массива

№ пробы	Высота, м	$n_g \approx n_m$	n_p	$n_g - n_p$	Железистость биотита, %	Состав биотита по диаграмме Винчелла
3/6I	4680	1,655	1,603	0,052	58	Лепидомелан
8I	3970	1,660	1,605	0,055	62	"
70	3400	1,668	1,610	0,058	70	"
82	3200	1,670	1,610	0,060	71	"

Т а б л и ц а 44

Изменение химического состава (в %) и значений коэффициентов
в породах Кударинского массива (вертикальный разрез)

Компо- нент	4680 м	4000 м	3500 м	3400 м	3200 м	Символ	4680 м	4000 м	3500 м	3400 м	3200 м
	№ пробы						№ пробы				
	3/6I	78	77	70	82		3/6I	78	77	70	82
SiO ₂	72,11	72,47	72,58	72,20	71,61	K _f	0,40	0,61	0,79	0,75	0,75
TiO ₂	0,29	0,16	0,40	0,45	0,36						
Al ₂ O ₃	15,34	15,09	14,72	14,54	13,88	K _{агп.}	0,70	0,79	0,76	0,78	0,79
Fe ₂ O ₃	0,61	0,72	0,41	0,28	1,02						
FeO	0,56	0,50	1,15	1,36	2,22	K _{щел.}	0,82	0,81	0,78	0,78	0,83
MnO	сл.	0,01	сл.	сл.	0,04						
MgO	0,62	0,31	0,37	0,31	0,51	K _л	5,95	10,45	6,45	5,42	2,59
CaO	1,37	1,54	1,82	1,72	1,14						
Na ₂ O	4,77	4,64	4,00	3,77	3,92	K _{окисл}	0,25	0,35	0,18	0,10	0,19
K ₂ O	3,27	4,10	4,20	4,70	4,14						
H ₂ O	0,08	-	0,01	0,30	-	K _{изв.}	0,18	0,19	0,22	0,21	0,15
P ₂ O ₅	0,04	0,13	0,11	0,05	-						
п.п.п.	0,30	0,52	0,29	0,06	0,09	K _{Mg}	0,53	1,00	2,67	2,73	2,58
CO ₂	-	-	-	-	0,09						
С у м- м а	99,32	100,24	100,36	99,68	99,25						

Изменение химического состава (в %) и значений коэффициентов в породах Сохчарвского массива (вертикальный разрез)

Компо- нент	2125 м	2400 м	2550 м	2959 м	3375 м	Символ	2125 м	2400 м	2550 м	2950 м	3375 м
	№ пробы						№ пробы				
	I-II	6-II	A-25	A-28	A-30		I-II	6-II	A-25	A-28	A-30
SiO_2	61,30	65,02	67,24	67,79	71,36	K_f	0,25	0,46	0,52	0,57	0,59
TiO_2	0,50	0,43	0,65	0,75	0,31	$K_{\text{алп}}$	0,48	0,70	0,58	0,52	0,68
Al_2O_3	16,23	16,29	16,12	15,57	14,08	$K_{\text{щел.}}$	0,70	0,64	0,64	0,61	0,52
Fe_2O_3	1,35	0,99	0,60	1,02	0,66	$K_{\text{л}}$	0,93	I, II	I, 20	I, 40	I, 62
FeO	4,55	3,88	3,59	3,59	2,87	$K_{\text{окисл.}}$	0,08	0, II	0,06	0, I2	0, I0
MnO	0,09	0,06	0,05	0,02	0,02	$K_{\text{изв.}}$	0,29	0,37	0,38	0,38	0,31
MgO	3,23	2,46	2,70	1,73	1,25	K_{Mg}	0,74	0,75	I, 07	I, 20	I, 29
CaO	4,99	3,35	1,84	2,76	1,98						
Na_2O	3,40	3,44	2,70	2,70	2,70						
K_2O	2,68	2,52	3, II	3,62	3,62						
P_2O_5	0,28	0,29	0, I5	0,38	0,25						
F	-	-	0,073	0,03	0,03						

Изменение оптических характеристик ортита (по вертикали) из гранитоидов Кударинского массива

№ пробы	Высота, м	Плеохроизм		n _g	n _p	n _g -n _p
		N _g	N _p			
3/6I	4680	Темно-коричневый	Бледно-зеленый	1,820	1,763	0,057
4/6I	4600	Темно-красновато-коричн.	Бесцветный	1,820	1,763	0,057
78	4000	Красно-бурый	Бледно-зелено-желтый	1,820	1,767	0,053
70	3400	Темно-красновато-коричн.	Бесцветный	1,810	1,764	0,036
82	3200	Темно-коричневый	Бесцветный	1,808	1,776	0,032

Т а б л и ц а 48

Изменение оптической характеристики монацита (по вертикали) из гранитоидов Кударинского массива

№ пробы	Высота, м	n _g	n _p	n _g -n _p
3/6I	4680	1,846	1,792	0,056
78	4000	1,844	1,790	0,054
82	3200	1,855	1,810	0,045

Изменение количественного содержания аксессуарных минералов (по вертикали) Кударинского массива (в г/т)

Минерал	5020 м	4680 м	4600 м	4000 м	3970 м	3500 м
	№ пробы					
	1/62	3/62	4/61	78	80	77
Магнетит	5260,71	3800,60	2910,45	920,13	166,81	911,2
Апатит	110,12	108,70	101,54	100,45	107,83	29,3
Сфен	Ед. зн.	12,63	10,90	2,83	1,67	-
Циркон	0,13	Ед. зн.	0,43	0,47	0,96	4,76
Монацит	1,11	7,92	11,47	46,32	93,73	92,16
Пирит	0,09	1,92	-	0,93	1,60	-
Ортит	43,01	33,11	20,81	8,11	7,40	2,34
Турмалин	0,18	2,30	1,47	0,47	0,31	0,13
Ильменит	0,07	0,45	1,13	6,57	13,18	0,11
Флюорит	67,72	42,54	34,96	30,15	28,96	20,19
Гранат	1,17	0,92	0,13	Ед. зн.	-	-
Рутил	Ед. зн.	-	Ед. зн.	0,13	Ед. зн.	-
Гематит	-	Ед. зн.	-	0,02	-	-
Молибденит	Ед. зн.	-	Ед. зн.	Ед. зн.	-	-
Лейкоксен	-	-	-	-	-	Ед. зн.
Галенит	-	Ед. зн.	-	Ед. зн.	Ед. зн.	-
Малахит	-	"	"	"	Ед. зн.	-
Эпидот	0,12	0,17	-	0,11	"	0,42
Халькопирит	Ед. зн.	-	-	Ед. зн.	-	-
Хромит	-	-	-	-	Ед. зн.	Ед. зн.
Пирротин	Ед. зн.	-	-	-	-	-
Андалузит	Ед. зн.	-	-	-	Ед. зн.	-
Дистен	-	-	-	Ед. зн.	-	-
Бадделейт	Ед. зн.	-	-	Ед. зн.	-	-

Т а б л и ц а 50

Изменение содержания акцессорных элементов (по вертикали)
Кударинского и Сохчарвского массивов, в %

№ пробы	Высота, м	U	Th	Li	Rb	Cs	P	B	F	Co	Ni	V	Cz
Кударинский массив													
82	3200	0,00055	0,00417	0,0034	0,00408	-	0,09	0,0005	-	-	-	-	-
70	3400	0,00019	-	0,0022	0,00189	-	0,06	0,0003	-	-	-	-	-
78	4000	0,00017	0,00133	0,0009	0,00121	-	0,11	0,0003	-	-	-	-	-
4/6I	4600	0,00015	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3/6I	4680	0,00004	0,00043	0,0007	0,00154	-	0,13	0,0004	-	-	-	-	-
Сохчарвский массив													
A-25	2250	0,00036	-	0,0030	0,0122	-	0,060	0,0006	0,073	0,0015	сл.	0,022	0,011
A-26	2750	0,00066	-	0,0026	0,0109	0,0004	0,088	0,0007	0,076	0,0011	"	0,017	0,011
A-27	2875	0,00019	-	0,0026	0,0159	0,0004	0,160	0,0021	0,06	0,0006	-	0,020	0,008
A-28	2950	0,00079	-	0,0026	0,0155	0,0002	0,160	0,0008	0,03	сл.	сл.	0,020	0,015
A-30	3375	0,00084	-	0,0030	0,0070	0,0002	-	0,0007	0,03	сл.	сл.	0,017	0,011

Химический состав пород Сунгатского
палеоген-неогенового кварцево-порфирового комплекса

№ про- бы	Компонент															
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	п.п.п.	H ₂ O	сумма
2702	69,24	0,28	14,46	0,18	0,08	0,00	0,80	2,24	4,65	4,23	0,06	0,53	0,23	0,56	0,00	100,01
2676- 5I	73,86	0,08	13,19	0,07	1,16	0,00	0,25	1,15	4,15	4,62	0,02	0,64	0,16	0,88	0,00	99,59
2764a	69,86	0,35	15,44	0,00	1,69	0,08	0,50	2,20	6,82	1,40	0,13	1,08	-	1,22	0,08	99,69
2192	70,30	0,28	14,45	0,36	1,39	0,02	0,55	1,54	1,54	2,63	0,12	1,37	0,37	1,80	0,16	99,57
2072	74,70	0,05	12,68	0,28	2,54	-	0,25	0,63	0,63	3,94	0,02	0,20	0,12	0,20	-	100,08
29876	74,84	0,05	13,60	0,01	1,20	-	0,15	0,70	0,70	4,05	0,01	0,40	0,06	0,40	-	99,58
H-61	72,70	0,35	14,65	0,46	1,29	-	1,45	1,60	1,60	3,20	0,06	-	-	0,32	0,08	99,58
H-62	72,51	0,52	14,67	0,46	1,29	-	1,53	1,46	1,46	3,30	0,07	-	-	0,34	0,06	99,59

П р и м е ч а н и е. 2702 - гранит-порфир; 2676-5I - кварцевый порфир; 2192 - плагиогранит-порфир;
2764a - кварцевый альбитофир; 2072 - фельзит; 29846 - гранофир; H-61 - кварцевый порфир; H-62 - кварцевый порфир.

Продолжение табл.52
 Основные числовые характеристики и дополнительные
 параметры

№ пробы	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	t	φ
2702	15,88	1,53	5,34	77,82	-	55,5	24,7	19,7	62,2	0,3	2,4
2676-5I	15,49	0,78	2,19	81,53		57,57	15,15	27,27	58,11	0,08	6,0
2192	16,42	1,55	2,57	79,06		56,80	34,01	9,01	77,04	0,43	13,63
2764a	16,73	1,74	3,35	78,18		50,0	24,0	26,0	88,0	0,42	-
2072	15,26	0,52	3,06	81,15		82,97	1,63	6,38	64,95	-	8,50
2984c	14,85	0,86	1,65	82,68		64,0	20,0	5,2	62,38	0,08	-
H-61	11,78	1,88	7,07	79,27	44,90	22,00	33,10	-	62,20	0,41	5,50
H-62	12,15	1,69	6,09	78,07	44,09	22,02	38,89	-	69,40	0,33	5,50

Результаты
определения абсолютного возраста пород условно
допалеозойского цикла по данным K-Ar метода

№ про- бы	Порода	Место взятия	K, %	Содержание Ar 40 нг/г	Возраст, млн. лет
<u>Дустирозский комплекс</u>					
A-92	Габбро-амфиболит	Левый борт р. Дустироз	1.30 ± 0.01	1.30 ± 0.2	71 ± 3
H-70	"	Правый борт р. Миена- дара	0.58 ± 0.01	2.5 ± 0.1	61 ± 2
H-68	"	То же	0.63 ± 0.01	5.2 ± 0.2	117 ± 4
A-93	"	Левый борт р. Дустироз	0.57 ± 0.01	3.0 ± 0.1	76 ± 3
H-69	"	Левый борт р. Миена- дара	0.81 ± 0.01	5.4 ± 0.2	93 ± 4
A-94	"	Левый борт р. Дустироз	0.70 ± 0.01	6.6 ± 0.2	135 ± 4

Таблица 56

Результаты
определения абсолютного возраста зайчского габбро-диоритового комплекса

№ пробы	Место взятия пробы	Порода	K, %	Ar 40 нг/г	Возраст, млн. лет
X-470	Правый борт р. Кумачдара	Габбро	0.69 ± 0.01	3.48 ± 0.9	92.0 ± 3
X-471a	"	"	0.63 ± 0.01	3.2 ± 0.9	74.0 ± 3
X-471	"	"	0.63 ± 0.06	4.3 ± 0.2	98.0 ± 4
10/63	Устьевая часть р. Кумачдара	Габбро-диорит	1.92	12.73	114 ± 3
128	"	Биотит из габбро-диорита	6.6	48.6	105 ± 5
65	Левый борт р. Зайч	"	6.37	54.5	118 ± 2
30/63	"	"	8.6	50.99	103 ± 10

Результаты
определения абсолютного возраста кумачдаринского диоритового
комплекса по данным К-Ач метода

№ про- бы	Место взятия пробы	Порода	К, %	Ач 40 нг/г	Возраст, млн. лет	Лаборатория
X-466	Сай Промежуточный	Мелкозернистый грано- диорит	1.69 ± 0.02	10.6 ± 0.4	89.0 ± 4	Ин-т геол. АН Тадж. ССР
X-467	"	"	1.54 ± 0.02	10.5 ± 0.4	98.0 ± 4	"
X-467a	"	"	1.78 ± 0.01	8.6 ± 0.4	68.0 ± 3	"
X-468	"	"	1.58 ± 0.02	10.1 ± 0.4	97.0 ± 4	"
X-469	"	Биотит-роговообман- новый гранодиорит	1.57 ± 0.01	10.2 ± 0.4	92.0 ± 4	"
3712	"	Гранодиорит	2.35 ± 0.03	15.9 ± 0.5	97 ± 6	ИГЕМ АН СССР

Т а б л и ц а 58

Результаты
определения абсолютного возраста гранитоидных массивов палеогенового
комплекса Западного Памира по данным K-Ar метода

Массив	№ пробы	Наименование пробы	Фаза	Место взятия	K, %	Ar 40 нг/г	Возраст, млн. лет	Лаборатория
В а н ч с к и й	1957	Мелкозернистый диорит	I	Правый борт р. Сунгат	2.26	6,24	49	ИГЕМ АН СССР
	7976	Биотит из диорита	I	Устье р. Ду- стироз	4.44	13.42	44±5	"
	25/63	Биотит из граноди- орита	I	Правый борт р. Лянгар	8.00	32.4	59	ИГ АН Тадж ССР
	209	Биотит из крупнозер. гранита	II	Левый борт р. Абдукагор	6.51±0.06	19.6±0.6	45±3	ИГЕМ
	2999в	Флогопит из скарна		Правый борт р. Сунгат	9.83	36.9	64	"
	2086	Крупнозер. гранит	II	"	3.00	8,77	43	"
	2998	Биотитовый гранит	III	"	3.74	6.45	31	"
	202	Биотит из среднезер. гранита	III	р. Абдукагор	7.69±0.06	18.6±0.6	37±2	"
	210	Биотит из лейкогра- нита	IV	"	7.68±0.06	19.4±0.6	37±2	"
	210	Лейкократов. гранит	IV	"	3.48	9.3	39±2	ИГАН Тадж ССР
	211	"	IV	"	3,8	10.7	39±2	"
	211	"	IV	"	3.8	8.6	34	"

Мас-сив	№ про-бы	Наименование пробн	Фаза	Место взятия	K, %	Ас 40 мг/г	Возраст, млн. лет	Лаборатория	Автор анализа
Д ж а м а к с к ий	18	Биотит из диорита	I	Лев. борт р. Ахе	7.00	20.0I 19.7	42 4I	ИГН АН АрмССР	
	2I	"	I	Лев. борт р. Раам	7.00	2I.2 20.7	42 4I	"	
	14	Биотит из крупнозер. порфиоровид. гранита	II	Правый борт р. Гушхон	7.48	2I.7 20.6	43 42	"	
	15	Биотит из рапакиви	II	Правый борт р. Гушхон	7.II	20.9	43	"	М.Х. Халилов
	15	"	II	"	7.II	19.9	43	"	М.Х. Халилов
	16	"	II	"	7.6I	2I.I	43	"	М.Х. Халилов
	16	"	II	"	7.6I	22.6	43	"	М.Х. Халилов
	17	Биотит из крупнозер. гранита		Левый борт р. Ахе	7.35	2I.0	42	"	М.Х. Халилов
	28	"	II	Правый борт р. Раам	7.55	20.8	4I	"	М.Х. Халилов
	35I9	Биотит из гнейсовид- ного диорита	I	"	5.27	17.36	48 ^{±3}	ИГЕМ АН СССР	М.Х. Халилов
	24	Биотит из диорита	I	р. Раам	5.0	14.6	43 ^{±2.5}	ИГ АН ТаджССР	"
	1500	Рапакиви	II	"	3.60	10.98	44	МГУ, ГЕОХИ,	В.И. Буданов
	356I	КПШ из пегматита	II	р. Ахе	II.75	16.5	25	ИГЕМ АН СССР	М.Х. Халилов

Результаты определения абсолютного возраста гранитоидных массивов палеогенового комплекса Западного Памира по данным K-Ar метода

Массив	№ пробы	Проба	Фаза	Место взятия	K, %	Ar/ 40Ar/Г	Возраст, млн. лет	Лаборатория	Автор анализа
Ровшарадарин-ский	4263	Лейкократовый гранит	IУ	Юго-западная часть Язгулемского хребта	3.63±0.7	6.29	26.0±2	ИГ АН ТаджССР	М. Х. Халилов
	4395	Аплит			2.16±0.2	5.239	55.0±3	"	М. Х. Халилов
	I56	Микроклин из пегматита			10.0±0.1	48.91	70±3.5	"	"
	I59	Биотит из гранита			7.4±0.3	14.445	26	УГ КМ ТаджССР	"
Верхне-Язгулемский	I45	Мелкозер. биотит гранит	Ш	Инtruзив ледника № 9	2.77	5.45	50	РИАН	А. С. Аврашов
	I45	Биотит из мелкозер. гранита	Ш	"	7.45	8.40	39	"	"
	5000	Лейкократовый гранит	IУ	Верховье р. Язгулем	5.17	16.5	57	ИГЕМ	М. Х. Халилов
Гумас-ский	28/63	Биотит из кварцевого диорита	I	Правый борт р. Лянгар	6.79±0.06	25.6±0.6	55	"	М. Х. Халилов
	I04	Биотит из крупнозер. гранита	II	Правый борт р. Пяндж	6.91	25.0	51	"	"
Сохчарвский	I05	"	II	"	7.91	43.5	45	"	"
	28/6I	"	II	"	5.81	16.1	40	"	"
	I06	"	II	"	7.06	32.1	62	ИГ АН ТаджССР	"
	I02	"	II	"	7.42	31.2	62	"	"
	I09	"	II	"	8.25	33.7	59	"	"
	III	"	II	"	7.00	11.6	14±5	ИГЕМ	Х. С. Тадждинов

Результаты определения
абсолютного возраста гранитоидных массивов юго-западной части
Язгулемского хребта по данным К-Ач метода

№ пробы	Порода	Фаза	Место взятия	Содержание		Возраст, млн. лет	Лаборатория
				К, %	Радиогеи. Ач нг/г		
165	Биотит из гнейсовид- ного гранодиорита	II	Левый борт р. Шипад	6.37	14.3	34	ГЕОХИ СО АН СССР
147	Биотит из среднезер. гранита	III	На 1,5 км ниже к.Шидз, правый борт р.Пяндж	6.78	14.3	30	"
145	"	III	Правый борт р.Пяндж, напротив лет. Далт	7.50	14.3	28	"
162	"	III	Правый борт р. Пяндж	6.78	8.95	19	"
164	"	III	Правый борт р. Пяндж у пов.между к.Дех-Шипад	4.04	7.16	25	"
148	"	III	Правый борт р. Пяндж, ниже к. Шидз	7.21-0.06	9.7-0.5	20±2	ИГЕМ АН СССР
4252e	Лейкократовый гранит	IV	Правый борт р. Пяндж в 3 км. выше от к.Шипад	3.13±0.06	7.827	35.6±2	Ин-т АН Тадж.ССР
4434	"	IV	Прав.борт р.Вознаут	3.68±0.07	9.132	35.0±2	
4263	"	IV	Сай Замарохдара	3.63±0.07	6.29	26.0±2	
159	Биотит из гранита	IV	Прав.борт р.Ровхарвдара	7.40	14.145	26	УТ г. Душанбе
4387в	Калиевый полевой шпат из пегматита		р. Вознаут	11.2	23.2	37	ИГН АН КазССР
4462д	Биотит из скарна		к. Дех	8.17	9.49	17.5±0.5	ИГЕМ АН СССР
4478б	Микроклин из пегматита		к. Вознаут	9.79	5.32	22	"
4928а	"		Лев.борт р.Ровхарв	10.00	12.53	19	"
4252	Лейкократовый гранит	IV	КЗ часть Язгулем хр.	3.13±0.6	7.83	35.6±2	ИГ АН ТаджССР

Результаты
определения абсолютного возраста мусковитов из
месторождения Миена-Дара по данным K-Ar метода

№ про- бы	Минерал	С о д е р ж а н и е			Возраст, млн. лет
		Калия, %	Радиоген. Ar нг/г	$\frac{Ar\ 40\ \text{рад.}\ \%}{Ar\ 40\ \text{общ.}}$	
195	Мусковит	9.11±0.06	16.3±0.5	18; 44	26±2
200	"	8.09±0.07	15.0±0.5	31; 32	27±2
194а	"	8.97±0.07	17.4±0.6	24; 31	29±2
187	"	9.23±0.07	17.2±0.5	26; 36	28±2
201	"	9.15±0.07	18.0±0.6	37; 49	29±2
192	"	9.18±0.07	16.9±0.5	35; 35	27±2
199	"	8.86±0.07	16.5±0.5	43; 48	27±2
189	"	9.09±0.07	16.9±0.05	42; 48	28±2
193	"	9.16±0.07	18.6±0.6	31; 57	30±2
564	"	8.46±0.07	16.2±0.5	48; 63	28±2
921	"	9.00±0.07	13.3±0.5	29; 30	22±2

СХЕМА ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

Таблица 61

Предполаг или установ. ге- ол. возраст	Абсолют- ный воз- раст, млн. лет	Комплекс	Геолого - петрографическая характеристика, форма тел	Хильные производные	Постмагматические образования	Интрузивные массивы	Формационный тип	Характерные акцессорные минералы	Характерные элементы	Металлогения
P-N		Сунгатский палеоген - неогеновый	Дайки, хилоподобные тела и небольшие штоки гипабис- сальных гранитоидов и ше- лочных пород Ванчского и Ягулемского хребтов	Не известны	Карбонатно-сульфидные (медь, цинк, свинец, серебро), карбонатно-амфиболовые хилы с медным колчеданом	Мелкие тела Ванчского и Ягулемского хребтов	Кварцевые порфиры	Сфен, рутил, лейкоксен		Гидротермальные проявления железа, оптического флюорита и серебра
P	48-50	Ванч - я- гулемский палеогено- вый	I фаза: габбро, габбро - диориты, кварцевые монзониты	Плагиоклазовые аплиты, био- титороговообманковые пегматиты, лампрофир	Эпидото-амфиболовые скARNы с сульфидным оруденением, кварцевые хилы	Ванчский, Гумасский, Верхне - Ягулемский, Ровхардаринский, Колгайский, Сохчарвский, Джамакский, Гумаяский, Дувазинский, Шабукский, Северо-Мазардаринский, Хавредаринский, Кударинский и др.	Габбро - диорит - граниты	Магнетит, апатит, сфен, ортит, ильменит, ильмено - рутил, кино- варь, самородная медь, касситерит	Ti, Co, Cz, V, P	Гидротермальное рудопроявление титано - магнетита, молибденита; скARNовые рудо- проявления магнетита, молибденита, гема- тита, браннерита. Медно - баритово - ге- матито - флюоритовое рудопроявление с медным колчеданом Акцессорная минерализация на ортит, маг- нетит, киноварь, самородную медь
	45		II фаза: гранодиориты, крупнозернистые пор- фиридные граниты	Биотитовые гнейсогранодиори- ты, аплиты и гранит - аплиты, плагиоклазово - микроклиновые пегматиты, керсантит, спес- сартит, диорит - порфириты, плагиоклазовые порфириты	Амфиболовые, пироксеновые, пироксено-плагиоклазовые, эпидотово - тремолитово-грейатовые, эпидотово-тремолитово-скаполитовые, гранатово-везувиеновые, скARNы с молибденитом, магнетитом, гема- титом и другими сульфидами, скаполитизированные породы; микрокли- низированные породы; гематитовые хилы; Сульфидные хилы; кварцевые и кварц - карбонатные хилы с редкими кристаллами горного хрустала			Магнетит, гематит, апатит, сфен, турмалин, галенит	U, B, Rb, Co, Cz	
	34		III фаза: граниты мелко - и среднезернистые, био- титовые и слюдяные граниты	Биотитовые гранит - порфиры, микроклиновые аплиты, микро- клиновые пегматиты с ортитом, ильменитом и браннеритом	Эпидотово-гранатовые скARNы с браннеритом; кварцевые хилы; квар- цево-карбонатные хилы (иногда хрусталеносные)			Ортит, монацит, флюорит, рутил, торит, анатез	V	
	30		IV фаза: граниты лейкокра- товые, плагиограниты, альскиты	Альбитовые аплиты и аплит - пегматиты, альбитовые пег- матиты с бериллом и молиб- денитом	Альбитизированные породы, грейзенизированные породы, кварцевые хи- лы с горным хрусталем, кварцево-сульфидные (арсениопирит с золо- том, халькопирит, молибденит, полиметаллы, пирит и др.) хилы с горным хрусталем, кварцевые хрусталеносные хилы, кварцево - карбо- натные хрусталеносные хилы			Пирит, ильменит, турмалин, гема- тит, касситерит	V, Th	
K ₂	67-97	Кумачда- ринский подне- меловой	I фаза: габбро - диориты II фаза: диориты и кварце- вые диориты III фаза: лейкократовые граниты, альбититы	Аплиты, диоритовые пегматиты, лампрофир, диабазовые и диоритовые порфириты	Эпидотово-гранатовые скARNы, эпидоситы, кварцевые и карбонатные хилы	Кумачдаринский, Восточно-Ванчский, Западно-Ванчский, Худзор-Даринский и др.	Диорит - гранодиориты	Сфен, ильменит	U, Th, Cz, Ga	Скарновое рудопроявление с ильменитом
K ₁ -K ₂	97-118	Зайчский ранне- меловой	I фаза: габбро, рудное габбро II фаза: диориты и грано - диориты	Диоритовые порфиры, пла- гиоклазовые порфириты, пегматиты	Пироксеново-амфиболовые скARNы с магнетитом	Зайчский, Олудинский, Зейрдаринский, Сейджарвский	Габбро - диориты	Титано - магнетит, ильменит, сфен, магнетит, апатит	Cu, Ti, F, P, Ti	Скарновое рудопроявление с магнетитом. Акцессорная минерализация
T ₃ -K ₂	98-148	Барнавад- ский подне- орский	Секундные штокообразные мас- сивы, изредка линзовидные тела габброидов	Не известны	Немногочисленные кварцево-эпидотовые и кварцево-серпентиновые с бедной выработкой сул. телов железа и меди тела	Небольшие тела северного склона Ягулемского хребта и низовьев р. Ванч. Мелкие интруз. мас- сивы восточной части Ванчского хребта (верх. уч. Дустирова, Сунгат, Лянгар, Барнавад и др.)	Габбро - андезиты	Стибнит, ильменит, скаполит, сфен, апатит	Ti, P	Не известны
PR		Дустиров- ский допалео- зойский	Маломощные межпластовые интрузии габбро, габбро - амфиболитов и амфиболитов	Мелкие прожилки пегма- тоидного характера	Не известны	Согласные интрузивные залежи басс. рек Абдукагор, Дустирова, Миена-Дара, Сунгат, Лянгар, Шиде, Гумас	Габбро - амфиболиты	Магнетит, гранат, скаполит, пирит	Ti, U, Th	Не известны

ЛИТЕРАТУРА

- АБДУЛКАБИРОВА М.А. Торий в некоторых гранитоидах Колбы и Алтая. Изв. АН КиргССР, серия геол., вып. 2, 1958.
- АБДУЛЛАЕВ Х.М. и др. Роль процессов ассимиляции в формировании интрузивных комплексов Западного Узбекистана. Сб. посвящ. акад. Б.С.Белянкину, т. 1, Изд-во АН СССР, 1953.
- АБДУЛЛАЕВ Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- АБРАМОВИЧ И.И., ВЫСОКОСТРОВСКАЯ Е.Б. Титан в магматических формациях Алтае-Саянской складчатой области. В кн. "Химия земной коры", т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- АВРАШОВ С.Б. и др. Абсолютный возраст гранитоидных массивов Северо-восточной части Ванчского хребта. ДАН СССР, т. 153, № 5, 1963.
- АЗИМОВ П.Т. Распределение акцессорных минералов и редких элементов в породах Актауского интрузива (Западный Узбекистан). Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1967.
- АЗИМОВ П.Т. и др. Гранитоидные формации Узбекистана. Ташкент, "ФАН", 1970.
- АКРАМОВ М.Б. Об абсолютном возрасте Кударинского и Хаврездаринского интрузивов (Центр. Памир). Докл. АН Таджикской ССР, т.10, № 7, 1967.
- АКРАМОВ М.Б. Об акцессорном магнетите Кударинского и Хаврездаринского интрузивов (Центр. Памир). Сб. "Магматизм и металлогения Таджикистана". Душанбе, "Дониш", 1968.
- АКРАМОВ М.Б. К вопросу о методах изучения акцессорных минералов в гранитоидах Памира (на примере Кударинского и Хаврездаринского интрузивов). Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-матем. и геол.-хим. наук, 1(27), 1968а.
- АКРАМОВ М.Б. Некоторые особенности распределения акцессорных минералов по вертикали Кударинского массива (Центр. Памир). Коф. молодых учен. Тадж., посвящ. 50-летию ВЛКСМ. Тезисы докл. Душанбе, "Дониш", 1968б.

- АКРАМОВ М.Б., ХАЛИЛОВ М.Х. О биотитах третичного гранитоидного комплекса Западного Памира, Зап. Кирг. Всесоюз. мин. о-ва, вып. 6, 1968в.
- АКРАМОВ М.Б. Акцессорные минералы и особенности их распределения в Хаврездаринском и Кударинском гранитоидных интрузивах (Центр. Памир). Автореф. канд. дисс., Душанбе, 1969.
- АКРАМОВ М.Б., НОРМЕТОВ О. Об ассоциации акцессорных минералов в Хаврездаринском и Кударинском гранитоидных интрузивах (Центр. Памир). Тезисы докл. юбил. научн. конф. проф.-препод., составл. аспирантов и студентов, посвящ. 100-летию со дня рожд. В.И.Ленина, Душанбе, 1970.
- АКРАМОВ М.Б. Некоторые особенности распределения акцессорных минералов по вертикали Кударинского интрузива (Центр. Памир). Докл. АН ТаджССР, т.13, № 10, 1970а.
- АКРАМОВ М.Б. и др. Магматические комплексы Центрального Памира, Мат-лы П Среднеаз. регион. петрогр. совещ., Душанбе, 1971.
- АКРАМОВ М.Б. Особенности распределения акцессорных минералов в Хаврездаринском и Кударинском гранитоидах интрузивах (Центр. Памир). Изв. АН ТаджССР, Отд. физ-мат. и геол.-хим. наук, 3(41), 1971а.
- АКРАМОВ М.Б. К минералогии пегматитов Кудары (Центр. Памир). Вспр. геол. ТаджССР, т.3, Дв-ш. сб., 1973.
- АМШИН КИЧ Н.Н. Возможность применения радиометрических методов исследований в геологии. Бюлл. науч. техн. информ., № 3(8), 1957.
- АМШИНСКИЙ Н.Н. Зональность гамма-полей и акцессорных минералов в гранитоидных массивах Алтая. "Геология и геофизика", № 1, 1960.
- АМШИНСКИЙ Н.Н. Некоторые закономерности распределения акцессорных элементов в гранитоидах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1964.
- АМШИНСКИЙ Н.Н., ОРЛОВА Л.И., МОРИЧ И.В. Распределение редких элементов в гранитоидных телах разной морфологии. Зап. Всесоюз. мин. о-ва, № 1, 1967.
- АМШИНСКИЙ Н.Н. и др. Вертикальная петрохимическая зональность гранитоидных тел как критерий их рудоносности. В кн.: "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 8, М., "Наука", 1970.

- ° АФИНОГЕНОВА Л.Н. Эндеогенная металлогения Южного Памира. Автореф. канд. дисс., Душанбе, 1969.
- БАЖЕНОВ А.И. Изменения радиоактивности акцессорного циркона в вертикальном и горизонтальном сечениях: Элекмонарского многофазного гранитоидного массива (Горный Алтай). В кн.: "Мат-лы по минерал., петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири", Томск, 1962.
- БАРАТОВ Р.Б. и др. О биотитах гранитоидных пород Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань). Вопросы геологии Таджикистана, т. 29, вып. 2, 1965.
- БАРАТОВ Р.Б. и др. Основные черты магматизма Таджикистана. Мат-лы П Среднеаз. регион. петрограф. совещ., Душанбе, 1971.
- БАРСУКОВ В.Л. Об изоморфизме бора в силикатах. "Геохимия", № 7, 1958.
- БАРСУКОВ В.Л. Некоторые вопросы геохимии бора. "Геохимия", № 7, 1961.
- БАРХАТОВ Б.П. Геология Язгулем-Рушанского района. (Западный Памир). Вестн. ЛГУ, № 2, 1949.
- БАРХАТОВ Б.П. К тектонике области стыка Центральной и Юго-Западной тектонических зон Памира. Вестн. ЛГУ, № 1, вып. 1, 1953.
- БАРХАТОВ Б.П. К геологии и т.у.з. области стыка Юго-Западной и Центральной тектонических зон Памира. Уч. зап. ЛГУ, № 209, вып. 7, сер. геолог., 1956.
- БАРХАТОВ Б.П. Схема тектонического районирования Памира. Уч. зап. ЛГУ, № 268, сер. геол., вып. 10, 1959.
- БАРХАТОВ Б.П., МЕЛЬНИК Г.Г. Тектоника Памира. Тезисы докл. Душанбинской сессии П Всесоюз. тектон. совещ., Душанбе, 1962.
- БАРХАТОВ Б.П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.
- БАРХАТОВ Б.П. Очерк тектоники альпийского складчатого пояса юга СССР. Изд-во ЛГУ, 1971.
- БЕУС А.А. Бериллий. Оценка месторождений при поисках и разведках. М., Гостеолтехиздат, 1956.
- БУДАНОВ В.И., МЕСХИ А.М. и др. Об эпохах гранитоидного магматизма Памира и Даг. азд. ДАН СССР, т. 136, № 3, 1961.

- БУДАНОВ В.И. К вопросу о происхождении рапакви геосинклинальных областей (на примере рапакви Джамакского интрузива на Памире). ДАН СССР, т. 151, № 3, 1963.
- БУДАНОВ В.И. и др. Новые данные по абсолютному возрасту ванч-язгулемского гранитоидного комплекса ($C_{42}-Pg$). Мат-лы по геол. Памира, Вып. 7, Душанбе, 1964.
- БУДАНОВ В.И. Основные черты истории разветвля магматизма Памира. Мат-лы по геол. Памира, Вып. 2, Душанбе, 1964а.
- ВАСИЛЬЧЕНКО С.Ф. О плагиоклазах из пород контактовой зоны Увдинской гранодиоритовой интрузии Восточного Зейбайкалья. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 84, вып. 3, 1955.
- ВЕРНАДСКИЙ В.И. Заметки о распространении химических элементов в земной коре. I. К истории рубидия, цезия и таллия. Изд-во АН СССР, т. 3, № 12, 1909.
- ВЕРНАДСКИЙ В.И. Заметки о распространении химических элементов в земной коре. VI. История рубидия в земной коре. Изд-во АН СССР, сер. 8, т. 8, № 13, 1914.
- ВИННИЧЕНКО Г.П. О некоторых особенностях тектонического развития Центрального Памира в мезозое. Тезисы докл. П Респ. науч. конф., посвящ. 50-летию ВЛКСМ. Душанбе, "Дониш", 1968.
- ВИНОГРАДОВ А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. "Геохимия", № 7, 1962.
- ВИНЧЕЛЛ Л.Н. и др. Оптическая минералогия. М., ИЛ., 1958.
- ГОТЕЛЬ Г.Н. Акцессорные минералы гранитоидов Центрального Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1968.
- ГОЛЬДШМИДТ В.М. К геохимии щелочных металлов. Сб. статей по геохимии редких элементов. ГОНТИ, 1935.
- ГОНЬШАКОВА В.И. О траппах Ангаро-Ильменского района (юго-западная часть Сибирской пл. формы). Тр. Ин-та геол. АН СССР, вып. 147, петрогр. серия, № 34, 1953.
- ДИР У.А. и др. Породообразующие минералы, т. 3, М., "Мир", 1966.
- ДМИТРИЕВ Л.В., ЗНАМЕНСКИЙ Е.Б., ДМИТРИЕВ Л.Э. К вопросу о распределении титана в гранитоидах. "Геохимия", № 4, 1956.
- Петрохимические особенности дифференциации и гибридизма интрузивной фазы Каибского гранитного массива. "Геохимия", № 3, 1961.

- ДМИТРИЕВ Э.А. и др. Абсолютный возраст щелочных пород Сарыкольского хребта на Восточном Памире. Мат-лы по геол. Пакистана, вып. 2, Душанбе, 1964.
- ДРОНОВ В.И. О трансгрессивном элегании изверженных пород верхнего мела в пределах Центр. Памира. Докл. АН ТаджССР, т. 5, № 2, 1962.
- ДРОНОВ В.И. О южной границе Центр. Памира. Мат-лы по геол. Памира, вып. 2, Душанбе, 1964.
- ДУДЕК А. Биотиты глубинных изверженных пород и их отношение к составу материнской породы. Реф. геол. ж., № 7, 1955.
- ДЭЛИ Р.Д. Изверженные горные породы глубин Земли. ОНТИ, 1936.
- ДЮФУР И.С. Стратиграфия и тектоника Центрального Памира. Автореф. канд. дисс., М., 1962.
- ЗАБАВНИКОВА Н.И. Об изоморфных замещениях в сферах. "Геохимия", вып. 3, 1957.
- ЗАВАРИЦКИЙ А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- ЗАВАРИЦКИЙ А.Н. Извержение горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- ЗАХАРЧЕНКО А.И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. Мат-лы ВСЕГЕИ, М., Госгеолтехиздат, 1955.
- ИВАНОВ Д.Л. Путешествие на Памир. Изд-во РГО, т. 20, вып. 3, 1884.
- ИВАНОВ Д.Л. Краткий отчет о геологических исследованиях на Памире. Зап. Рус. минерал. о-ва, сер. 2, т. 25, 1855.
- ИСАМУХАМЕДОВ И.М. Петрология Нуратинского батолита. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1952.
- КАРАПЕТОВ С.С., ЛЕВЕНКО Э.Я. Новые данные о возрасте Дарваз-Сарыкольских толщ на Памире. Докл. АН ТаджССР, т. 4, № 7, 1961.
- КАРАПЕТОВ С.С. Об отложениях ордовика и силура в районе перевала Ак-Байтал на Восточном Памире. Докл. АН ТаджССР, т. 1У, № 1, 1961а.
- КАРАПЕТОВ С.С. О тектонической границе между Центральным и Северным Памиром. П. Всесоюз. тектон. совещ., Душанбе, 1962.
- КАРАПЕТОВ С.С. Среднекаменноугольные отложения Центрального Памира. В кн.: "Мат-лы по геол. Памира". Вып. 2, Душанбе, 1964.
- КОМЛЕВ Л.Н. Геохимия урана и тория в гранитоидных массах. В кн.: "Академику В.И. Вернадскому". Изд-во АН СССР, 1936.

- КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В.С. и др. Гранитоидные формации малых глубин. В сб.: "Петрограф, провин., извержен. и метаморф. породы". Изд-во АН СССР, 1960.
- КРЫЛОВ А.Я. и др. Абсолютный возраст некоторых кристаллических пород Южного Памира. Тр. X сессии комис. по определ. абс. возраста геол. форм. Изд-во АН СССР, 1962.
- КРЫЛОВ А.Я. Абсолютный возраст пород Средней Азии и возможность применения аргонового метода определения возраста к метаморфическим и осадочным породам. Автореф. канд. дисс., Л., 1963.
- КУРОВЕЦ М.П. Корреляционное значение циркона для гранитных пегматитов. Минерал. сб. № 20, вып. 4, 1966.
- КУТОЛИН В.А. Петрохим. иссл. процесса диффер. базальтовой магмы в пластовых телах. "Геология и геофизика", № 6, 1962.
- КУШЛИН Б.К. Стратиграфия триасовых отложений Центр. Памира. Мат-лы по геол. Памира, вып. 1, Душанбе, 1963.
- ЛЕВЕН Э.К. К стратиграфии метаморфических толщ Северного Памира. Изв. высш. учеб. зав., "Геология и разведка", № 11, 1960.
- ЛЯХОВИЧ В.В., ЧЕРВИНСКАЯ А.Д. О характере распределения акцессорных минералов в гранитоидных массивах. Тр. ИМГРЭ, вып. 4, 1960.
- ЛЯХОВИЧ В.В. и др. Акцессорные минералы гранитоидных интрузий Западной Тувы и связанных с ними жильных пород. Тр. ИМГРЭ, вып. 7, Изд-во АН СССР, 1961.
- ЛЯХОВИЧ В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., "Наука", 1967.
- МАРФУНИН А.С. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. ИГЕМ, АН СССР, вып. 78, 1952.
- МАТКОВСКИЙ О.И. Акцессорные минералы гранитоидов осницкого комплекса Вальми. Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- МАХИНИН В.А. Генезис гранатов в пегматитах Среднего Приднепровья. Минерал. сб. Львов. геол. сб-ва, № 3, 1949.

- МЕЛИКСЕТАН Б.М. Акцессорные минералы в породах Мегринского плутона. Изв. АН АрмССР, серия геол. и географ., 13, № 2, 1960.
- МЕЛИКСЕТАН Б.М. Минералогия и геохимия Мегринского плутона. Автореф. канд. дисс., М., 1961.
- МЕСХИ А.М., ТАДЖИДИНОВ Х.С. Вулкано-плутошеские формации мезозой-кайнозойского складчатого пояса Памира. Мат-лы Всесоюз. симпозиума и их рудоносности. Алма-Ата, 1966.
- МОРОЗЕНКО Н.К. Интрузивы и хрусталеносные жилы Памира. Госгеолиздат, 1949.
- МОРОЗОВ С.А. К минералогии кварцевых жил северо-восточной части Ванчского хребта (Западный Памир). Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 4, "Петрогр. и минерал.", 1962.
- МУРАТОВ М.В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии. Бюлл. МОИП, новая серия, 1961.
- НАЛИВКИН Д.В. Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в горную Бухару и на Западный Памир. Изд-во РГО, т. 1-11, вып. 3, Пг., 1916.
- НЕГРЕЙ Е.В. и др. Вертикальная зональность Раумидского гранитоидного интрузива, вскрытого по вертикали на два километра. Сб. "Актуальные вопросы современной петрографии", М., "Наука", 1974.
- НИКОЛАЕВ В.А. Петрология Памира. Сб. Таджкомпл. эксп. 1932. Л., 1933.
- НИКОЛАЕВ В.А. Мат-лы к петрол. Памира. Тр. Памир. эксп. 1934., вып. 6, 7, 36.
- НИКОЛАЕВ В.А. Очерк магматической геологии Памира и Дарваза. Сб. "Науч. итоги ТПЭ", Изд-во АН СССР, 1936.
- НОККОЛДС С.Р., МИТЧЕЛЛ Р.Л. Геохимия некоторых измененных каледонских пород: исследования связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и их минералов. Сб. "Редкие элементы в извержен. горных породах и минералах". Л., 1952.
- НИКОЛЬСКИЙ А.П. Об акцессорных минералах тяжелых фракций в гранитоидах Алтая. В кн.: "Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР." М., Госгеолиздат, 1952.
- НОРМЕТОВ О., АКРАМОВ М.Г., ХАЛИЛОВ М.Х. Некоторые особенности распределения лития, рубидия и цезия в Сохчарском, Хуфском и Баджударинском гранитоидных массивах (Западный Памир). Вспр. геол. Таджикистана, Душанбе, 1973.

- ОСТРОВСКИЙ И.А. и ПЕТРОВ В.Л. Мат-лы по связи литики и химического состава магнезиально-железистых слюд. Тр. Ин-та геол. АН СССР, вып. 36, 1940.
- ОТРОШЕНКО В.Д., ДУСМАТОВ В.Д., ХОРВАТ В.А., АКРАМОВ М.Б. и др. Турмалины Тянь-Шаня и Памира (Средняя Азия). Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, вторая серия, ч. 100, 1971.
- ПАШКОВ Б.Р. Ледник Федченко и р.Таньмас (геол. очерк). Тр. ТПЭ, вып. 46, 1936.
- ПЛОТНИКОВА Т.В. О возрасте отложений зарабадской св-ы в Центральном Памире. Мат-лы по геол. Памира. Вып. 2, Душанбе, 1964.
- ПОПОВ В.И. Об одном случае автометаморфизма в лампрофирах. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 76, № 2, 1946.
- ПОПОВ В.И. О новом районе ртутных месторождений Средней Азии (Восточный Таджикистан). Вестн. Союзгеоразведка, № 9-10, 1932.
- ПОПОВ В.И. Южные склоны Дарвазского хребта. Сб. ТПЭ 1932. Изд-во АН СССР, 1933.
- ПОПОВ В.И. О древних метаморфических толщах Памира и Дарваза. Тр. ТПЭ, вып. 17, 1935.
- ПОПОВ В.И. История депрессий и поднятий Восточного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938.
- ПОТАПЬЕВ В.В. О понижении показателей преломления биотита поздних фаз Калыванского массива (Алтай). ДАН СССР, 155, № 3, 1964.
- РОДИОНОВ Д.А., ЛЯХОВИЧ В.В. О статическом изучении пространственного распределения содержаний аксессуарных минералов в гранитоидах Эльдуртинского массива. ДАН СССР, 134, № 5, 1960.
- РУБ М.Г. и др. Гранитоиды Мяо-Чанского района и связанные с ними постмагматические образования. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 2, 1962.
- САУКОВ А.А. К геологии и геохимии Ягулуема и Ванча. Тр. ТПЭ, вып. 14, Л., 1931.
- СЕРДЮЧЕНКО Д.П. Граниты Южной Тимани и их аксессуарные минералы. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- СМОРЧКОВ И.Е. О некоторых закономерностях в распределении аксессуарных минералов по вертикали гранитоидного массива. В кн.: "Вопросы петрографии и минералогии", т. 1, Изд-во АН СССР, 1953.
- СМОРЧКОВ И.Е. Особенности распределения редких элементов в изверженных породах Кураминского хребта (Средняя Азия). В кн.: "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". М., Госгеолтехиздат, 1960.

- СМЫСЛОВ А.А. Радиоактивные элементы в изверженных породах Сев. Казахстана. "Геохимия", № 3, 1958.
- СОБОЛЕВ В.С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Мин. сб. Львов. геол. о-ва, № 4, 1950.
- СОКОЛОВА Е.П. Аквамарин из пегматитов Памира. Мат-лы к минерал. месторожд. полезных ископаемых. Новая серия, вып. 26, сер. минералогическая, Л., 1959.
- СОЛОВЬЕВ С.П. Молодые интрузии и контактовый метаморфизм рудоносного района Тырнауэ. Изд-во АН СССР, 1940.
- СОСЕДКО Т.Н. Изменение структуры и свойств в бериллах с повышенным содержанием щелочей. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 86, вып. 4, 1957.
- СТАВРОВ О.Д. Бор в породах и пегматитах Восточного Саяна. "Геохимия", № 5, 1960.
- ТАДЖИДИНОВ Х.С. К стратиграфии Бартангского вулканогенного комплекса. Изв. АН ТаджССР. Отд. геол., хим. и техн. наук, № 3(12), 1963а.
- ТАДЖИДИНОВ Х.С. О согласном залегании известняков на складчатые образования верхнего триаса, средней юры в басс. р. Бартанг. Докл. АН ТаджССР, т. 6, № 9, 1963б.
- ТАДЖИДИНОВ Х.С. О связи эффузивного и интрузивного магматизма на Западном Памире. В сб.: "Проблемы вулканизма". Петропавловск-Камчатск, 1964.
- ТАДЖИДИНОВ Х.С. Вулканические формации мезозой-кайнозойской складчатой области Центр. Памира и некоторые их геохимические особенности. В сб.: "Тр. 1 Среднеаз. петр. совещ." Ташкент, 1967.
- ТАДЖИДИНОВ Х.С. Магматизм и некоторые геохимические особенности магматических образований мезозой-кайнозойской складчатой системы Центр. Памира. Сб. "Магматизм и металлогения Таджикистана". Душанбе, "Дониш", 1968.
- ТАДЖИДИНОВ Х.С., АКРАМОВ М.Б., ХАЛИЛОВ М.Х. Магматические породы основного состава музкольского комплекса (Центр. Памир). Докл. АН ТаджССР, т. 14, № 8, 1971.
- ТАДЖИДИНОВ Х.С. Вулканизм Центр. Памира. В сб.: "Эволюция вулканизма в истории Земли". Мат-лы 1 Всесоюз. палеовулкан. симпозиума, М., 1973.

- ТАУСОН С.Д.,
ЗЛОБИН Б.И.,
ЛЕОНОВА Л.Л.
ТУРОВСКИЙ С. Д.
и др.
- ТУРОВСКИЙ С.Д.
- ТУРОВСКИЙ С.Д.
- ФРАНК-КАМЕНЕЦ-
КИЙ В.А. и СОСЕД-
КО Т.Н.
- ХАИН В.Е.
- ХАЛИЛОВ М.Х.
- ХАЛИЛОВ М.Х.,
БАГДАСАРЯН Г.П.,
ГУКАСЯН Р.Х.
ХАЛИЛОВ М.Х.
- ХАЛИЛОВ М.Х.
- ХАЛИЛОВ М.Х.
- ХАЛИЛОВ М.Х.
- ХАЛИЛОВ М.Х.
- ХАЛИЛОВ М.Х.
- Распределение урана в гранитоидном комплексе Сусамырского батолита. "Геохимия", № 7, 1956.
- О морфологических особенностях щаркона из изверженных пород Северной Киргизии. Тр. Ин-та геол. АН КиргССР, вып. 6, 1955.
- К геохимии урана и тория. "Геохимия", № 2, 1957.
- О методике и значении изучения акцессорных минералов и химических элементов изверженных горных пород. Изд-во АН КиргССР, Фрунзе, 1960.
- О характере изоморфизма в щелочных бериллах. ДАН СССР, т. 118, № 4, 1958.
- Альпийская геосинклинальная область юга СССР. В сб.: "Тектоника нефтеносных областей", т. 2, 1958.
- Некоторые новые данные по абсолютному возрасту гранитоидных массивов Западного Памира. ДАН ТаджССР, т. 20, № 5, 1966.
- Об абсолютном возрасте Джамакского интрузива (Западный Памир). Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 9, 1966а.
- Абсолютный возраст гранитоидных массивов юго-западной части Рушанского хребта по данным калий-аргонового метода (Западный Памир). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1968.
- Об абсолютном возрасте хрусталеносных кварцевых жил северо-восточной части Ванчского хребта (Западный Памир). Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1968а.
- Продолжительность формирования третичного гранитоидного комплекса Западного Памира в абсолютном летоисчислении. Тезисы докладов П Респ. науч.-техн. конф. молдских ученых и аспирантов, посвящ. 50-летию ВЛКСМ, Душанбе, 1968б.
- Петрографические особенности и время формирования третичного гранитоидного комплекса Западного Памира. Автореф. канд. дисс. М., 1969.
- Время формирования третичного гранитоидного комплекса Западного Памира по данным калий-аргонового метода. Тезисы докл. ХУ сессии комис. опред. абсол. возраста геол. форм. М., 1969а.

- ХАЛИЛОВ М.Х. и др. К геохронологии магматических комплексов Памира. "Вопросы геологии Таджикистана", Душанбе, 1970.
- ХАМИДОВ М.Х. О некоторых закономерностях распределения кварцевых жил в районе одного из интрузивов Северо-Западного Памира. Докл. АН УзССР, № 5, 1954.
- ХАМИДОВ М.Х. К петрографии нижнепалеозойских залено-каменных пород Северо-Западного Памира. Изв. Отд. естеств. наук АН ТаджССР, № 9, 1955.
- ХАМИДОВ М.Х. Закономерности формирования гранитоидных интрузивов Западного Памира. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 1, 1956.
- ХАМИДОВ М.Х. Некоторые примеры зонального расположения постмагматических образований в Ванч-Язгулемской хрусталеносной зоне (Памир). Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, вып. 2, 1957.
- ХАМИДОВ М.Х. К сравнительной характеристике гранитоидных интрузивов Западного Памира, южного склона Гиссарского хребта и Запад. Узбекистана. Изв. Отд. естеств. наук АН ТаджССР, № 18, 1957а.
- ХАМИДОВ М.Х. Влияние глубины формирования интрузивов и процессы ассимиляции на особенности распределения главнейших породообразующих минералов в раннеальпийском гранитоидном комплексе Западного Памира. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 118, вып. 3, 1959.
- ХАМИДОВ М.Х. Генетические типы и особенности распространения акцессорных минералов в комплексе раннеальпийских гранитоидных пород Западного Памира. Зап. Тадж. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, вып. 1, 1959а.
- ХАМИДОВ М.Х. О первой находке массивов щелочных пород в Ванчском хребте (Западный Памир). Докл. АН ТаджССР, т. 3, № 4, 1960.
- ХАМИДОВ М.Х. Мезо-кайнозойский магматизм и рудные процессы юга Средней Азии. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. П. Всесоюз. петрограф. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- ХАМИДОВ М.Х. К вопросу о послепермском магматизме и металлогенических процессах на Памире и Южном Тянь-Шане. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 4, 1961.

- ХАМИДОВ М.Х. Ассимиляционные процессы и их признаки в раннеальпийском гранитоидном комплексе Западного Памира (на примере Ванчского интрузива). Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, № 6, 1962а.
- ХАМИДОВ М.Х., ГОЛЬЦМАН Ю.В., ИВАНОВ А.И., АКРАМОВ М.Б., ХАМИДОВ М.Х. Абсолютный возраст мезозойских магматических комплексов Западного Памира. Тр. X сессии комис. по опред. абсол. возраста геол. форм. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- ХАМРАБАЕВ И.Х. Петрология Ванчского гранитоидного интрузива (Памир). Душанбе, "Дониш", 1967.
- ХАМРА БАЕВ И.Х. О циклах и фазах магматизма в Западном Узбекистане. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1956.
- ХАСАНОВ Р.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1952.
- ЦВЕТКОВ А.И. Вертикальная зональность вещественного состава и закономерности формирования Лянгарского интрузива гранодиоритов (Памир). Автореф. канд. дисс. М., 1970.
- ЧУЕНКО П.П. Мат-лы по термическому исследованию минералов. Ш. Слоды. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 4, 1956.
- ЧУЕНКО П.П. Мат-лы по геол. Южного Дарваза. Изв. Геолкома, т. 48, № 9-10, 1928.
- ЩЕРБАКОВ Д.И. Геологическое строение Южного Дарваза. Тр. ТПЭ, вып. 100, М., 1938.
- ЭДВАРДС А.Б. Основные выводы по геологии и минералогии Памирской экспедиции 1928 г. Тр. эксп., вып. 1, Изд-во АН СССР, 1930.
- ЮДИН Г.Л. Дифференциация в долеритах Тасмании. В сб.: "Геология и петрография трапповых формаций". М., ИЛ., 1950.
- ЮДИН Г.Л. О геологическом строении Центрального Памира. Изв. Всесоюз. геол. развед. объедин., 1932.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ (М. Б. А к р а м о в).....	5
ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА (О. Н о р м е т о в).....	7
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА (М. Х. Х а л и л о в).....	9
МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА (М. Б. А к р а м о в).....	12
Описание интрузивных комплексов.....	16
1. Дустирозский допалеозойский комплекс основных пород (М. Б. А к р а м о в).....	-
2. Барнаваджский позднеюрский габброидный комплекс (О. Н о р м е т о в).....	23
3. Зайчский раннемеловой габбро-диоритовый комплекс (М. Х. Х а л и л о в).....	26
4. Кумачдаринский позднемеловой диорит-гранодиоритовый комплекс (М. Х. Х а л и л о в).....	30
5. Ванч-язгулемский палеогеновый гранитоидный комплекс (М. Б. А к р а м о в).....	35
Петрографическая характеристика интрузивных пород ванч-язгулемского палеогенового комплекса (М. Б. А к р а м о в).....	39
Петрохимическая характеристика гранитоидов ванч-язгулемского палеогенового комплекса (М. Б. А к р а м о в).....	45
Характеристика породообразующих и аксессуарных минералов (М. Б. А к р а м о в).....	50
К геохимии гранитоидов ванч-язгулемского палеогенового комплекса (М. Б. А к р а м о в).....	66
Вертикальная зональность распределения вещества в гранитоидах ванч-язгулемского палеогенового комплекса (Сохчарвский и Кударинский массивы) (М. Б. А к р а м о в).....	73
6. Сунгатский палеоген-неогеновый комплекс даек кислого состава (О. Н о р м е т о в).....	80
К ГЕОХРОНОЛОГИИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА (М. Х. Х а л и л о в).....	85
ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА (М. Б. А к р а м о в).....	94
ПРИЛОЖЕНИЕ.....	101
ЛИТЕРАТУРА.....	161

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Таджикской ССР

Мунир Болтуханович Акрамов, Мухаммад Халилович Халилов,
Октулло Норметов

Ответственный редактор — Владимир Александрович
Павлов

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

Редактор издательства В. В. Минаева
Корректор В. Москвитина

Кл. 05111. Сдано в набор 3 IX 1976 г. Подписано к печати 5 I 1977 г. Формат 60x90 1/16. Бумага тип. № 1. Сорт 1. Печ. л. 10, 87. Уч.-изд. л. 13, 08. Тираж 485.
Заказ 183. Цена 1 руб. 96 коп.

Издательство "Дониш", Душанбе, 29, ул. Айни, 121, корп. 2.
Типография издательства "Дониш", Душанбе, 29, ул. Айни,
121, корп. 2.

Цена 1 руб. 96 коп.

2106