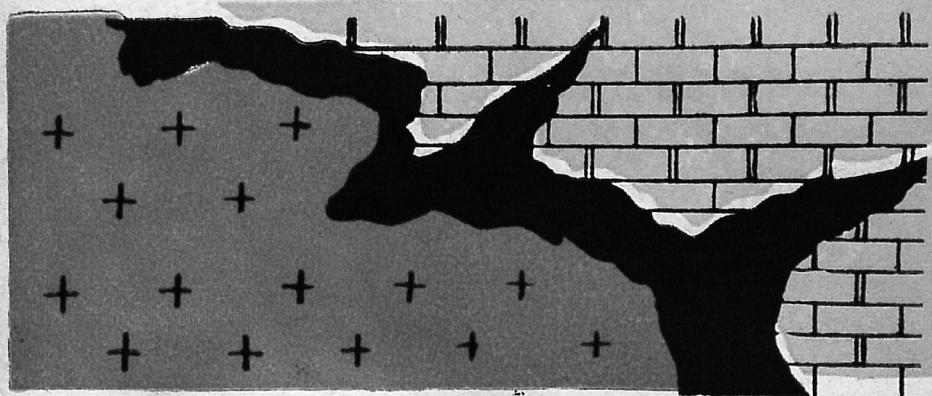


АКАДЕМИЯ НАУК КИРГИЗСКОЙ ССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ИЛИМ» ФРУНЗЕ 1973

Р. Д. Дженчураева
Д. Д. Дженчураев

СКАРНЫ И ОРУДЕНЕНИЕ ГАВАСАЯ



25429

АКАДЕМИЯ НАУК КИРГИЗСКОЙ ССР
СРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ.

Р. Д. ДЖЕНЧУРАЕВА, Д. Д. ДЖЕНЧУРАЕВ

СКАРНЫ И ОРУДЕНЕНИЕ ГАВАСАЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ИЛИМ»
Фрунзе 1973

УДК 553.2(575.22)

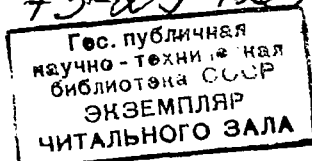
В монографии всесторонне освещаются магматические породы и связанные с ними контактово-метасоматические и гидротермальные образования. Выделены различные генетические типы разновозрастных скарнов, дана их минералого-геохимическая характеристика, показаны физико-химические условия формирования. Охарактеризованы железорудное, редкометальное и полиметаллическое оруденения и положение их в скарновом процессе.

Приводятся данные распределения золота в различных породах и минералах Гавасая.

Книга рассчитана на минералогов, геохимиков, геологов, изучающих рудные месторождения.

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Киргизской ССР*

73-25429



Ответственный редактор Л. И. Шабунин

ПРЕДИСЛОВИЕ

В данной работе освещаются результаты изучения Гавасайского рудного поля, проведенного авторами в период 1965—1970 гг. Основное внимание в ней уделено контактово-метасоматическим образованиям, а также установлению генетической связи оруденения Гавасая с магматическими породами.

В процессе исследований было осуществлено детальное геологическое картирование рудного поля. Образцы пород, контактово-метасоматических и гидротермальных образований, а также руд и отдельных минералов исследовались различными методами в лабораториях Института геологии АН Киргизской ССР, ИГЕМ, ВНИИСИМС, Каз. ИМС, Управления геологии Киргизской ССР.

Золото в породах и минералах определялось нейтронно-активационным методом в ЦНИГРИ, а также химико-спектральным методом в Институте геологии АН Киргизской ССР.

При проведении полевых и лабораторных исследований авторы пользовались консультациями докторов геолого-минералогических наук Л. И. Шабынина, М. Г. Руб, С. Д. Туровского, И. К. Давлетова и кандидатов геолого-минералогических наук В. В. Малыгина, В. Т. Сургая, К. Т. Мустафина, которым авторы выражают сердечную благодарность. Авторы также признательны дирекции Института геологии в лице академика М. М. Адышева и кандидата геолого-минералогических наук В. Г. Королева за помощь в работе.

ВВЕДЕНИЕ

Контактово-метасоматические месторождения являются одним из интереснейших и сложнейших образований в земной коре. Они занимают важное место в общем балансе добычи полезных ископаемых, а по концентрации некоторых элементов играют ведущую роль.

В Кураминском и Чаткальском хребтах известны многочисленные контактово-метасоматические месторождения и рудопроявления железа, меди, свинца, золота, платиноидов, молибдена, вольфрама, редких и других элементов. Если учесть также широкую гамму сопутствующих элементов, которые могут извлекаться из руд попутно, то вряд ли возникнут сомнения в необходимости самых глубоких исследований условий формирования и закономерностей размещения таких образований на указанной территории. Необходимость подобных исследований возрастает в связи с тем, что лишь малая часть этих месторождений детально изучена.

Начало изучения месторождений Кураминского и Чаткальского регионов относится к концу прошлого столетия, хотя свинцово-цинковые месторождения Гавасайского рудного поля были известны еще в древние времена, о чем свидетельствуют многочисленные выработки IX—XII вв. Позже (начало XIX в.) Кокандское ханство вело разработку железорудного месторождения Гава.

Наиболее ранние сведения по геологии, магматизму и полезным ископаемым региона, включая и район Гавасая, приведены в работах А. С. Татаринова, Н. А. Северцева, И. В. Мушкетова, Д. И. Мушкетова, В. Н. Вебера и некоторых других. Широкое изучение полезных ископаемых района стносится ко времени появления работы И. В. Мушкетова «Туркестан» (1886—1906).

В 1913—1917 гг. В. Н. Вебер в своей монографии «Полезные ископаемые Туркестана» привел перечень известных здесь в то время месторождений и рудопоявлений.

Широкое и систематическое изучение района началось после 1917 г. В этот период выходят минералого-геохимиче-

ские и обзорные работы А. С. Уклонского, Д. И. Щербакова, публикации по рудоносности и металлогеническим исследованиям Б. Н. Наследова, Ф. И. Вольфсона, А. В. Королева, а также региональные геолого-тектонические работы В. И. Попова, А. С. Аделунга, Н. П. Васильковского, С. Ф. Машковцева, А. Б. Каждана, И. П. Кушнарева и многих других.

В 1925—1926 гг. С. Ф. Машковцев осуществил маршрут по рекам Гава, Ортосу, Коксарек, во время которого наметил схему геологического строения и стратиграфию южных отрогов Чаткальского хребта. В 1931 г. Н. П. Васильковским была впервые составлена геологическая карта южных предгорий Чаткала. В последующем изучение магматизма, эндогенной металлогении и геохимии Кураминского хребта связано с именами Х. М. Абдуллаева, А. С. Аделунга, С. Т. Бадалова, В. Н. Воронич, Т. М. Мацокиной, И. Х. Хамрабаева и других исследователей. Акцессорно-минералогические и геохимические исследования проводились И. Е. Смorchковым, Г. А. Лисицкиной, О. П. Елисеевой, И. М. Воловиковой, П. С. Козловой. Систематическое петролого-геохимическое изучение района осуществлялось И. Х. Хамрабаевым и К. У. Урунбаевым.

Хотя вышеуказанные работы охватывали в основном таджикскую и узбекскую части территории Курамы и Чаткала и в меньшей степени крайнюю северо-восточную оконечность Кураминского хребта, относящуюся к Киргизии, большинство выводов, полученных в результате этих исследований, справедливо и для данной территории.

История изучения собственно района Гавасайского рудного поля насчитывает около четырех десятков лет — с момента, когда Ф. И. Вольфсоном в 1933—1934 гг. были обнаружены свинцово-цинковые проявления в водораздельной части рек Джалгизурюк—Ортосу.

В 1951 г. были начаты предварительная разведка Гавасайского рудного поля и составление детальной геологической карты. Поисковые работы привели к открытию Бозымчакского медно-золоторудного месторождения, в непосредственной близости от Гавасая. До 1956 г. Бозымчак изучался и разведывался различными организациями.

Дополнительно в 1959—1960 гг. было уточнено геологическое строение района, открыт ряд проявлений полезных ископаемых и намечены перспективные площади для постановки детальных поисков, впервые обоснованно расчленены осадочные и вулканогенные толщи района, однако изверженные породы Гавасайского рудного поля остались почти не изученными.

Скарновые образования Гавасая в процессе изучения полиметаллических и редкометальных руд были охарактеризованы рядом исследователей. К. Т. Мустафиным, Б. О. Комановым и А. М. Гаврилиным специально изучалась минералогия скарнов и связанного с ними оруденения.

Вместе с тем систематическое и последовательное изучение условий формирования, минерального и химического состава скарновых образований и продуктов их изменений, а также заключенного в них оруденения, положения последнего в пространстве и во времени, связей с магматизмом до последнего времени не проводилось. Предлагаемая работа является своего рода попыткой восполнить этот пробел в исследовании месторождений региона.

ГЛАВА I

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

Стратиграфия

В геологическом строении северо-восточной оконечности Кураминского хребта принимают участие в основном интрузивные породы верхнего палеозоя и в меньшей степени осадочные и осадочно-вулканогенные образования девона и карбона.

Наиболее древними породами в районе, примыкающими с севера к Гавасайскому рудному полю, являются девонские отложения общей мощностью 1500 м. В основании они сложены осадочно-вулканогенными образованиями ($D_1 + D_2^e$), которые выше по разрезу сменяются известняками и терригенными породами (D_3gr), песчаниками и известняками (D_3fm).

Отложения карбона общей мощностью до 1600 м представлены как в Гавасайском рудном поле, так и к северо-востоку от него, в левобережье р. Джалгизарча. В их составе отмечены доломиты, известняки и доломитистые известняки.

Магматизм

Проявления верхнепалеозойского магматизма Кураминской зоны характеризуются исключительной сложностью и многообразием.

Первое стратиграфо-магматическое расчленение пород в регионе было произведено Н. П. Васильковским в 1952—1956 гг. Дальнейшая разработка схемы осуществлена сотрудниками узбекских и таджикских геологических управлений, а наиболее полно эти работы обобщены Х. М. Абдуллаевым (1958, 1960).

И. П. Кушнаревым (1961) была составлена несколько отличная от предложенных предыдущими исследователями схема магматизма, которая уточнена Б. О. Андерсоном (1968) с учетом определений абсолютных возрастов пород, по данным

Н. П. Лаверова (1964). В результате оказались частично пересмотренными возрастные положения вулканогенных толщ, что повлекло за собой изменение прежних представлений о возрасте и месте интрузивных образований региона в общем ходе развития магматизма.

Согласно схеме Б. О. Андерсона в Кураминской зоне в период верхнего палеозоя выделяется два этапа магматизма — батолитовый и послебатолитовый. Каждый из них характеризуется эффузивной и интрузивной его формами (табл. 1). В батолитовый этап образовалась вулканогенная минбулакская свита и внедрились крупные батолитообразные интрузивы, формирование которых распадается на две разобщенные во времени фазы, объединяемые в среднекарбоновый комплекс. Данные определений абсолютного возраста свидетельствуют о среднекаменноугольном возрасте пород батолитового этапа — 316 ± 13 млн. лет (среднее из 11 определений), что согласуется с геологическими наблюдениями.

Эффузивный магматизм послебатолитового этапа выразился в образовании верхнепалеозойской вулканогенной формации, залегающей на интенсивно эродированном складчатом основании пород батолитового этапа и расчлененной на четыре самостоятельные свиты: акчинскую и надакскую верхнекарбоновые и оясайскую и шурабсайскую нижнепермские. Эти свиты в основном сложены кислыми и средними эффузивами и их туфами. Каждая из них имеет свои интрузивные аналоги.

Интрузивный магматизм послебатолитового этапа проявился во внедрении малых, субвулканических и трещинных интрузивов, которые моложе всех свит верхнепалеозойской вулканогенной формации. Формирование этих пород происходило в три разобщенные во времени фазы.

Возрастное положение пород послебатолитового этапа определяется активными контактами его массивов с верхнепалеозойскими эффузивными свитами и перекрытием пород послебатолитового этапа юрскими и меловыми осадками. Таким образом, прямые геологические наблюдения показывают, что становление этого комплекса происходило в период от перми до триаса.

По мнению Б. О. Андерсона, триас в Кураминской зоне и соседних районах отличался тектоническим покоем и полным отсутствием проявлений магматической деятельности, и поэтому формирование рассматриваемого комплекса завершилось в пермский период. Приводимые им значения абсолютного возраста находятся в пределах 270—290 млн. лет (29 анализов), т. е. близки к началу формирования пермской системы. Однако находки Т. А. Сикстель и Б. В. Яскович (1962) в тон-

ких прослоях туфов среди эффузивов основания кызылнуринской свиты растительных остатков раннетриасового возраста свидетельствуют все же о продолжавшейся магматической деятельности в нижнем триасе.

Таблица 1

Схема расчленения вулканогенных образований и последовательность формирования верхнепалеозойских интрузивов Кураминской зоны (по Б. О. Андерсону, 1962)

Этап	Ком-плекс	Фаза	Тип пород и их местное название
Послебатолитовый Пермский	Даек (после-кызыл-нурин-ская)	2.	Диабазовые и лабрадоровые порфири-ты и лампрофиры
		1.	Кварцевые порфиры, фельзиты, грано-сеннит-порфиры
Послебатолитовый Пермский	Субвулка-ническая (кызылну-ринская)	3.	Гранит-порфиры музбельского типа
		2.	Граносеннит-порфиры бабайтаудорского и чилтенского типа
Послебатолитовый Пермский		1.	Кварцевые порфиры и гранит-порфиры кызылнуринского типа
		5.	Граниты и аляскиты шайданского типа
Послебатолитовый Пермский		4.	Граносенниты куондинского типа
		3.	Гранодиориты чорухского типа
Послебатолитовый Пермский		2.	Порфировидные граниты табоварского типа
		1.	Сеннито-диориты бабайобского типа
Послебатолитовый Пермский			Шурабсайская свита P_1 Оясайская свита P_1 Надакская свита C_3 Акчинская свита C_3
Батолитовый Среднекаменноугольный	Дополни-тельных интрузий	4.	Гранит-порфиры и кварцевые порфиры
		3.	Гранодиорит-порфиры
Батолитовый Среднекаменноугольный	Главная	2.	Диоритовые порфири-ты
		1.	Лейкократовые граниты и аллиты
Батолитовый Среднекаменноугольный		3.	Граниты
		2.	Гранодиориты карамазарского типа
Батолитовый Среднекаменноугольный		1.	Диориты, кварцевые диориты, сеннито-диориты
			Минбулакская свита C_1-2

Узбекскими геологами (И. Х. Хамрабаев, Т. М. Ма-цокина, О. П. Горьковой, В. М. Петров, А. В. Покровский, К. Урунбаев, 1967) в верхнепалеозойской магматической дея-тельности в регионе выделяется два этапа: батолитовый и послебатолитовый — и изверженные породы объединяются ими в следующие пять комплексов:

Послебатоли-
товый этап

Батолитовый
этап

P—T	— гранитоидный комплекс
P ₃ —T ₁	— базальтоидный »
P	— гранитоидный »
C ₂₋₃	— гранитоидный »
C ₁₋₂	— комплекс пород повышенной ос- новности и щелочности

Нижне-среднекарбонный комплекс пород повышенной основности и щелочности находится главным образом в Нижне-Чаткальском районе, в бассейне р. Угам. Здесь субэффузивные тела диабазов, порфиринов и интрузивы сненито-диоритов, монзонитов, реже сненитов и габбро-сненитов. Единичные определения абсолютного возраста пород комплекса подтверждают его карбонный возраст (307 млн. лет).

Средне-верхнекарбонный гранитоидный комплекс по данным определений абсолютного возраста сформирован в интервале 285—260 млн. лет (эти значения возраста сильно занижены). К нему относятся крупные батолитообразные интрузии, ассоциирующие с ними мелкие штоки и вулканогенные свиты: C₃ — оясайская, C₂₋₃ — надакская, C₂ — акчинская, C₁₋₂ — минбулакская. В составе комплекса выделяются формации (в возрастной последовательности): диоритовая, гранодиоритовая, адамеллитовая и аляскитовая.

Пермский гранитоидный комплекс включает в себя мелкие тела гранитоидов куюндинского типа, гушсайские гранит-порфиры и вулканогенные свиты — шурабсайскую (P₁) и равашскую (P₂).

Пермо-триасовый базальтоидный комплекс представлен диабазовыми дайками и оливковыми долеритами низов равашской свиты.

Пермо-триасовый гранитоидный комплекс объединяет породы кызылнуринской свиты и штоки гранит-порфиринов и кварцевых порфиринов.

Таким образом, у исследователей в настоящее время нет единого мнения по вопросам о количестве выделяемых комплексов, отнесении эффузивных свит, субвулканических или интрузивных тел к тому или иному комплексу, несмотря на то, что различные авторы вкладывают в его понятие одно и то же содержание (по Г. Д. Афанасьеву). Это положение является следствием чрезвычайной сложности проявлений магматизма в Кураминской зоне, невыясненности возраста (относительного и абсолютного) некоторых магматических образований и соотношения их. В последнее время намечается тенденция к объединению некоторых свит, считавшихся ранее разновозрастными, что в свою очередь влечет необходимость пересмотра возраста интрузивов.

Следует ожидать, что планомерные геологические, петро-геохимические и аксессуарно-минералогические исследования, проводимые в Чаткало-Кураминском регионе и базирующиеся на точных количественных определениях, в ближайшие годы дадут тот фактический материал, на основании которого с большой достоверностью будут составлены единые схемы тектоно-магматического деления.

Северо-восточная оконечность Кураминского хребта, находящаяся на территории Киргизской ССР, в геологическом отношении изучена гораздо слабее, чем его центральная и западная части. Отсутствие специальных тематических исследований и детальных геологических карт не позволяет в настоящее время произвести достаточно обоснованное тектоно-магматическое деление изверженных пород района и отнести конкретные интрузивы к тому или иному комплексу, фазе или фации, как это сделано для узбекской и таджикской частей Кураминского хребта.

Принимаемая нами для района схема является рабочей, поскольку оснований считать ее окончательной на данном этапе исследований пока недостаточно.

Нашими исследованиями в районе Гавасайского рудного поля северо-восточной оконечности Кураминского хребта изверженные породы отнесены к производным двух комплексов — карбонового и пермо-триасового. Основанием для выделения этих двух комплексов являются следующие данные: 1) наличие в регионе двух серий пород, разделенных в конце среднего карбона длительным пенеппеном (по Б. О. Андерсону, это граница между батолитовым и послебатолитовым этапами); 2) возрастная близость пород в каждом комплексе; 3) наличие четко выраженной закономерной смены пород в первом и ее отсутствие — во втором комплексе.

Тектоника

Рассматриваемый район располагается в северо-восточной части Кураминской структурно-фацальной зоны Чаткало-Кураминской области Южного Тянь-Шаня (Кнауф, 1966).

Кураминский хребет представляет собой сложную глыбово-складчатую структуру северо-восточного простирания, ограниченную долиной р. Ангрен и Ферганской депрессией. Район характеризуется умеренно глубоким залеганием поверхности Мохо — 35—45 км (Уломов, 1962).

Описываемая площадь работ находится в северо-восточной части Гава-Ангренского батолитообразного интрузива, представляющего собой горст-антиклинальную структуру площа-

дью около 2000 кв. км. Осложняющими структурами второго порядка являются Коксарекская синклиналь и Гавасайская антиклиналь общего северо-восточного простирания.

Коксарекская синклиналь располагается к западу от Гавасайского рудного поля. В ее строении принимают участие вулканогенные образования минбулакской свиты, прорванные гранитоидами C_2 .

В Гавасайской антиклинали в ядерной части вскрыты гранитоиды C_2 , крылья же ее сложены карбонатными отложениями C_1 и эффузивами минбулакской свиты.

Преобладающими направлениями разрывных нарушений в районе являются северо-восточные и северо-западные. Разломы северо-восточного простирания наиболее мощные и протяженные. Они имеют характер сбросов и сбросо-сдвигов. Все они приурочены к северо-западному крылу Гавасайской антиклинали и образуют зону шириной около 4 км, которая А. В. Гончаровым и другими именуется Ортосу-Кашкарской зоной разломов. Внутри ее прослежено более 10 отдельных крупных разрывов, основным направлением которых является северо-восточное $20-50^\circ$.

Крупный разлом этой зоны — Контактный — прослеживается с правого борта р. Ортосу до сая Бозымчак, где срезается более молодым Джалгизурукским разломом. Северо-западный блок по Контактному разлому опущен на 250 м относительно Юго-восточного. Зона разлома имеет мощность 20—50 м. Иногда в ней отмечаются тела гранат-пироксеновых скарнов с эпидотом.

Все разломы Ортосу-Кашкарской зоны рассматриваются как позднегерцинские с возможным обновлением в киммерийскую и альпийскую эпохи.

Разломы северо-западного простирания, по нашим наблюдениям, гораздо более многочисленны, чем северо-восточные. Они образуют серию сближенных разрывов, которые секут как массив гранодиоритов, так и карбонатные отложения и вулканогенные образования. В них часто наблюдается высокотемпературное минеральное выполнение.

Разломы субмеридиональные представлены Джалгизурукским и Кульпекским. Мощность дробления по Джалгизурукскому разлому равна 10—40 м. Сбросо-сдвиговое смещение по нему составляет в плане порядка 1000 м. Западный блок спущен по сравнению с Восточным на 220 м. Кульпекский разлом располагается восточнее Гавасайского рудного поля, в долине ручья Кульпек. Смещение по нему имеет, по-видимому, сбросовый характер. Западный блок опущен на 500 м.

В Джалгизурукском и Кульпекском разломах нет проявлений высокотемпературной минерализации. Они являются секущими по отношению к разломам северо-восточного простирания и участвуют в образовании современных форм рельефа. Заложение разломов, очевидно, относится к заключительной фазе герцинской орогенции с возможным их обновлением и в поздние эпохи.

В нижне-среднекаменноугольное время в Гавасайском рудном поле существовали разрывы северо-восточного и северо-западного направлений, что видно по пространственному положению даек габбро-диорит-порфиритов и габбро-монцитов Магнетитового и Центрального участков. В среднекаменноугольное время здесь проявились разрывы северо-восточной ориентировки, о чем свидетельствует положение даек и апофиз порфировидных гранодиоритов Нижнекансайского и Джалгизурукского участков, а также массива гранодиоритов междуречья Джалгизурук и Кульпек. В левобережье р. Джалгизурук гранодиориты прорываются дайками лампрофиров и диоритовых порфиритов пермского возраста. Простирание их северо-западное. Диабазовые порфириты левобережья р. Джалгизурук, расположенные в Ортосу-Кашкарской зоне разломов, имеют простирание, аналогичное простиранию зоны — 20—50°. В районе также встречаются дайки диабазовых порфиритов северо-западной ориентировки. Возраст большинства диабазовых даек Кураминского хребта, по О. П. Горьковому (1964), принимается верхнепермским, что свидетельствует о наличии в этот период как северо-восточных, так и северо-западных разрывов.

В послепермское время существовали разломы северо-западного простирания, на что указывают часто наблюдаемые смещения даек диабазовых порфиритов по «сухим» трещинам.

Дайки кварцевых порфиров и диабазовых порфиритов, завершающие верхнепалеозойскую магматическую деятельность в районе, имеют как северо-восточное, так и северо-западное направление.

Таким образом, на протяжении верхнего палеозоя в рассматриваемом районе неоднократно проявлялись разрывы северо-восточного и северо-западного простирания.

ГЛАВА II

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГАВАСАЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В геологическом строении рудного поля принимают участие осадочные, вулканогенные и интрузивные образования.

В общем плане эта территория представляет собой узкую, вытянутую в северо-восточном направлении пачку карбонат-

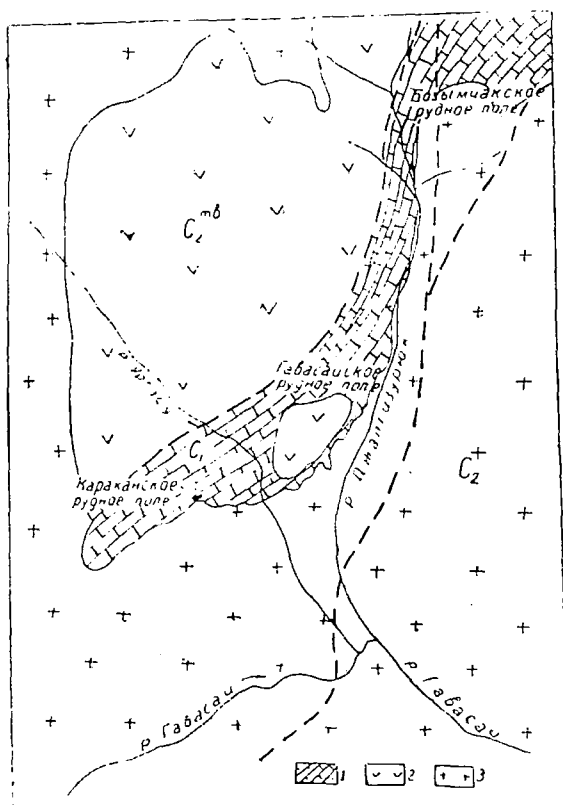


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Гавасайского рудного поля.

1 — карбонатные отложения; 2 — вулканогенные образования минбулакской свиты; 3 — гранитонды среднекаменноугольного возраста.

ных отложений, ограниченную с северо-запада вулканогенными образованиями минбулакской свиты и с юго-востока гранитоидами (рис. 1). Карбонатные отложения в Гавасайском рудном поле прорваны многочисленными мелкими телами (штоками и дайками) пород основного, среднего, кислого и субщелочного состава. Широко развиты, в связи с этими породами, разнообразные контактово-метасоматические и гидротермальные образования.

В следующем разделе характеристика осадочных отложений приводится по данным названных выше исследователей, наиболее детально расчленивших карбонатную толщу района.

Вмещающая карбонатная толща

В пределах описываемой территории (от сая Каракан на юго-западе до месторождения Бозымчак на северо-востоке) среди карбонатных пород каменноугольной системы выделены отложения двух ярусов — турнейского и визейского — с максимальной суммарной мощностью 691 м. Разделение этих ярусов произведено лишь по литологическим признакам. Отложения первого из них, наибольшей мощностью 359 м, обнажаются на правом берегу р. Джалгизурук. Верхняя часть яруса сложена грубослоистыми темными карбонатными породами с кремнистыми стяжениями, на которых лежат тонкослоистые криноидные известняки и доломиты с прослоями молочно-белых и желтоватых кремней. В границах Гавасайского рудного поля наиболее развиты мраморизованные разности карбонатных пород данного яруса.

Породы визейского яруса на том же правом борту р. Джалгизурук обнажены в разрезе выше отложений турне; на контакте с последними располагаются тонкослоистые известняки, сменяющиеся выше серыми доломитами. Максимальная мощность отложений визе 332 м. Вследствие сильного метаморфизма и гидротермальной переработки детальное расчленение этой толщи не представляется возможным. Фациальный состав карбонатных пород рудного поля характеризуется данными табл. 2, в которой приведены результаты химических анализов, полученные указанными выше исследователями. Как видно из таблицы, среди карбонатных пород участка преобладают магнезиальные разности — доломиты и доломитистые известняки.

Магматические породы

Магматические породы района Гавасайского рудного поля представлены продуктами герцинского тектоно-магматиче-

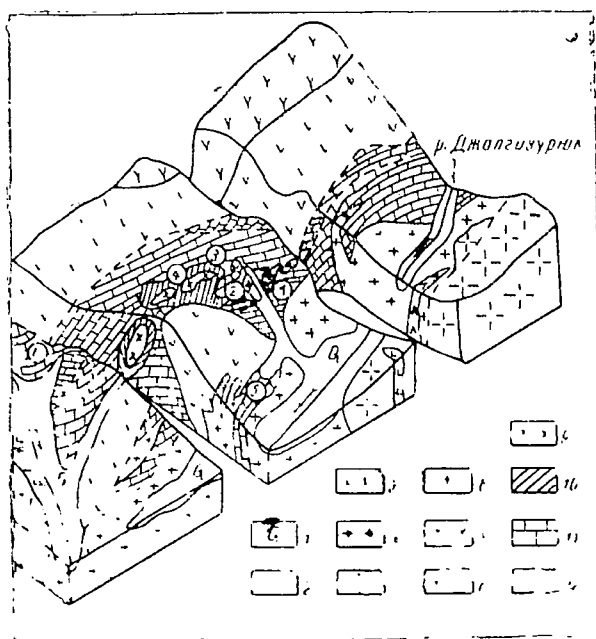


Рис. 2. Блок-диаграмма приконтактной части массива гранодиоритов Гавасайского рудного поля (проекция изометрическая). Составил Д. Д. Дженчураев. 1 — аллювиальные отложения; 2 — диабазовые порфиры; 3 — лампрофиры; 4 — кварцевые диориты; 5 — гранодиориты серые; 6 — гранодиориты розовые; 7 — эффузивы с преобладанием туфолав; 8 — андезитовые порфиры; 9 — габбро-диориты, габбро-диорит-порфиры; 10 — скарны; 11 — доломитовые известняки и мраморы; 12 — разломы. Цифрами показаны участки; 1 — Нижне-Кансайский; 2 — Центральный; 3 — Акташский; 4 — Магнетитовый; 5 — Джалгизурийский.

ского цикла. Наиболее широко распространены образования карбонового комплекса — эффузивы минбулакской свиты и гранитоиды, относимые рядом исследователей к карамазарскому (кураминскому) типу. Более ограниченно распространены магматические породы пермо-триасового комплекса (рис. 2), образующие в районе мелкие тела и дайки различного состава.

Породы карбонового комплекса. К породам карбонового комплекса мы относим габбро-диориты, габбро-диорит-порфи-

Результаты химических анализов карбонатных пород Гавасайского рудного поля и пересчета их на минералогический состав
(по данным предыдущих исследователей)

№ пробы	Оксиды, вес. %																	Карбо- наты, %	В карб % до- ломита
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	ппп.	H ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	S	сумма		
Нижний горизонт																			
03	1,5	Сл.	0,16	0,07	0,12	0,00	20,20	32,40	0,12	0,10	45,50	0,10	Сл.	0,10	45,40	0,04	100,27	98,2	93,5
08	1,10	»	0,24	0,05	0,08	0,03	3,10	51,87	0,10	0,10	43,60	0,20	»	0,12	43,36	0,05	100,37	98,33	15,3
010	2,10	0,10	0,94	5,65	5,65	0,31	15,10	31,86	0,14	0,14	41,00	0,20	»	0,10	40,90	0,55	98,01	87,87	79,5
016	2,50	Сл.	0,37	0,05	0,10	0,00	3,30	5,50	0,11	0,14	43,00	0,15	0,07	0,05	42,75	0,02	100,19	96,55	16,7
055	7,99	0,00	0,33	0,00	0,60	Сл.	19,50	27,63	0,16	0,11	43,20	0,16	0,01	0,00	42,92	0,04	99,73	90,05	99,00
Верхний горизонт																			
020	0,88	Сл.	0,10	0,21	0,10	0,05	20,80	31,20	0,12	0,10	46,30	0,10	0,06	0,06	46,00	0,03	100,25	98,00	95,2
051	2,06	»	0,26	0,47	0,15	0,08	21,00	30,30	0,15	0,12	46,00	0,10	0,02	0,00	45,64	0,02	100,63	96,94	98,4
026	3,70	»	0,57	0,14	0,22	0,05	21,70	29,40	0,10	0,13	44,00	0,20	Сл.	0,00	43,67	0,02	100,03	94,77	100
028	1,20	»	0,76	0,14	0,14	0,03	19,60	31,85	0,16	0,18	46,10	0,20	0,02	0,00	45,84	0,00	100,12	97,30	92,5

Результаты химических анализов карбонатных пород Гавасайского рудного поля и пересчета их на минералогический состав
(по данным предыдущих исследователей)

№ пробы	Оксиды, вес. %																	Карбо- наты, %	В карбонатах	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	ппп.	H ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	S	сумма		% до- ломита	% каль- цита
Нижний горизонт																				
03	1,5	Сл.	0,16	0,07	0,12	0,00	20,20	32,40	0,12	0,10	45,50	0,10	Сл.	0,10	45,40	0,04	100,27	98,2	93,5	6,50
08	1,10	»	0,24	0,05	0,08	0,03	3,10	51,87	0,10	0,10	43,60	0,20	»	0,12	43,36	0,05	100,37	98,33	15,3	84,50
010	2,10	0,10	0,94	5,65	5,65	0,31	15,10	31,86	0,14	0,14	41,00	0,20	»	0,10	40,90	0,55	98,01	87,87	79,5	20,50
016	2,50	Сл.	0,37	0,05	0,10	0,00	3,30	5,50	0,11	0,14	43,00	0,15	0,07	0,05	42,75	0,02	100,19	96,55	16,7	83,30
055	7,99	0,00	0,33	0,00	0,60	Сл.	19,50	27,63	0,16	0,11	43,20	0,16	0,01	0,00	42,92	0,04	99,73	90,05	99,00	1,00
Верхний горизонт																				
020	0,88	Сл.	0,10	0,21	0,10	0,05	20,80	31,20	0,12	0,10	46,30	0,10	0,06	0,06	46,00	0,03	100,25	98,00	95,2	3,80
051	2,06	»	0,26	0,47	0,15	0,08	21,00	30,30	0,15	0,12	46,00	0,10	0,02	0,00	45,64	0,02	100,63	96,94	98,4	1,60
026	3,70	»	0,57	0,14	0,22	0,05	21,70	29,40	0,10	0,13	44,00	0,20	Сл.	0,00	43,67	0,02	100,03	94,77	100	—
028	1,20	»	0,76	0,14	0,14	0,03	19,60	31,85	0,16	0,18	46,10	0,20	0,02	0,00	45,84	0,00	100,12	97,30	92,5	7,50

риты, габбро-монциты, биотитовые габбро-монциты, сие-нит-порфиры, щелочные сиениты, содалитовые фойиты, вулканогенные образования минбулакской свиты, гранодиориты и их порфировые разности и аплиты.

В Гавасайском рудном поле габбро-диориты и габбро-диорит-порфиры прорывают карбонатные отложения C_1 и вытягиваются в виде изолированных тел в северо-восточном направлении. Габбро-диорит-порфиры образуют наиболее крупные тела на Магнетитовом и Акташском участках. В виде мелких даек и тел они известны и на Центральном участке.

Габбро-диориты слагают три штока на Центральном, Среднем, Акташском участках и несколько даек и апофиз к северу от Магнетитового участка. Проявления габброидных пород имеются также северо-восточнее рассматриваемой площади, в районе Бозымчаксая.

Породы повышенной и высокой щелочности обнажаются только на Центральном участке Гавасайского рудного поля.

В данной серии пород не наблюдается взаимопересечений. Пространственное расположение, наличие закономерно сменяющих друг друга разностей пород позволяют говорить о близком времени образования всех членов этой серии. Возраст их, основываясь на отсутствии фактов пересечения ими минбулакских эффузивов, аналогичен с габбро-сиенитами района пос. Гава (Лисицина, 1960), а также данных других авторов, мы определяем как предминбулакский ($C_1^{n_1} - C_2^{n_2}$). Обращаясь к характеристике отдельных групп изверженных пород рудного поля, необходимо отметить следующее.

Среди габбро-диоритов установлены разности: а) нормальные среднезернистые; б) мелкозернистые в апофизах, дайках и краевой фации; в) контаминированные. Доказывается идентичность нормальных габбро-диоритов Центрального, Среднего, Акташского штоков с габбро-диорит-порфирами Магнетитового и Акташского участков. Бескварцевые и кварцсодержащие разности габбро-диоритов связаны между собой взаимопереходами. Роговообманковые кварцсодержащие габбро-диориты сложены плагиоклазом (№ 36—52) — 60—70%, обыкновенной роговой обманкой — 22—25%, моноклинным пироксеном ($c:Ng=40-45^\circ$; $2V=54^\circ$) — 2—4% и кварцем — 1—15%. Иногда в межзерновом пространстве присутствуют пегматоидные сростки кварца и калиевого полевого шпата. Роговая обманка большей частью нацело хлоритизирована. В бескварцевых разностях роговообманковых габбро-диоритов отсутствует также калиевый полевой шпат.

Габбро-диорит-порфиры Магнетитового и Акташского участков сложены фенокристами плагиоклаза (№ 38—54) —

Таблица 3

Химический состав пород повышенной основности и щелочности
карбонатного комплекса (в вес. %)

Оксиды	Габбро-диориты					Габбро-диорит-порфириты		Габбро-монциты		Снег-порфир	Содалит-вый фойит
	с кварцем		бескварцевые			1213	1053	1072	1102		
	1208	035*	033*	02*	1017						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	55,08	54,56	50,20	50,60	50,39	52,61	54,00	46,36	49,35	58,11	48,47
TiO ₂	0,90	0,85	1,10	1,20	1,1	0,90	0,90	0,90	—	—	0,62
Al ₂ O ₃	17,39	17,08	17,69	17,99	18,46	17,04	16,94	15,41	18,73	14,36	15,69
Fe ₂ O ₃	4,64	3,40	2,48	0,80	4,46	1,57	2,26	2,36	1,1	5,5	3,82
FeO	3,08	4,50	6,65	7,20	4,18	6,21	32,1	4,37	3,87	2,94	1,31
MnO	0,03	0,13	0,20	0,14	0,03	0,02	0,07	0,17	0,1	0,1	0,09
MgO	3,52	3,65	4,45	5,20	5,32	4,82	5,05	4,03	3,3	1,81	0,86
CaO	6,63	7,10	8,36	8,30	7,24	7,25	8,90	15,67	17,65	6,23	10,40
Na ₂ O	4,00	3,50	2,88	2,93	3,70	2,20	3,30	2,00	0,94	1,6	7,80
K ₂ O	2,55	2,57	1,37	1,33	1,75	4,35	2,60	3,00	2,2	6,6	5,00
P ₂ O ₅	0,29	0,27	0,35	0,38	0,35	0,46	0,44	0,32	0,3	0,2	0,03
SO ₃	Сл.	—	—	0,05	Сл.	—	—	0,68	0,2	1,2	—
S		0,06	1,20	0,82							
CO ₂		1,15	0,70	0,40							
H ₂ O ⁺	0,26	0,20	0,28	0,45	0,35	0,10	0,22	0,21	0,27	0,16	0,86
H ₂ O ⁻											
ппп.	1,64	1,66	0,84	2,80	2,28	1,49	1,56	4,14	2,62	1,82	4,40
Σ	99,98	99,57	100,05	99,87	99,61	99,97	99,53	99,52	100,07	99,20	99,36

* Здесь и в последующих таблицах результаты анализов предыдущих исследователей.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому											
a	12,9	11,8	9,1	8,9	11,3	11,4	11,3	9,2	7,6	13,4	22,0
c(c̄)	5,5	5,9	8,2	8,5	7,3	6,4	6,0	6,3	10,3	3,2	3,5
b	16,0	17,2	20,2	20,1	19,7	18,8	19,1	28,1	23,5	15,4	16,1
s	65,6	65,1	62,5	62,5	61,7	63,4	63,6	56,4	60,6	58,0	38,4
f'	44,4	44,6	46,2	40,6	41,8	40,3	27,4	23,3	21,5	49,9	7,6
m'	38,0	37,6	40,4	46,8	48,3	44,9	45,4	27,5	25,5	20,2	9,3
c'	17,6	17,8	13,4	12,6	10	14,8	27,2	49,2	53,0	29,9	83,1
n	70,3	67,0	75,7	76,6	76,5	42,9	65,4	50,0	39,6	27,0	65,6
φ	25,5	17,3	12,5	3,6	20,5	7,2	10,2	7,5	4,4	30,7	—
t	1,2	1,1	1,6	1,7	1,6	1,2	1,2	1,4	—	—	0,58
Q	-0,1	+0,7	-1,4	-0,6	-6,5	-2,4	-1,4	-11,9	-0,3	+6	-30,7
a/c	2,3	2,0	1,12	1,1	15,5	1,8	1,9	1,5	0,55	4,2	6,3

40—50% и моноклинного пироксена ($c : Ng = 34^\circ$; $2V = 52^\circ$) — 5%. Основная масса состоит из плагноклаза. Содержание кварца составляет 1—5%. При травлении шлифов кобальтинитритом натрия иногда в межзерновом пространстве обнаруживается калиевый полевой шпат.

Габбро-диорит-порфириды Центрального участка имеют небольшие отличительные особенности. Они состоят на 35—40% из фенокрист плагноклаза (№ 30—50), моноклинного пироксена ($c : Ng = 45—50^\circ$; $2V = 56^\circ$). Основная масса сложена плагноклазом — 50—55%, моноклиновым пироксеном — 40—50% и биотитом — 10%. В интерстициях присутствует калиевый полевой шпат в количестве до 5%.

Петрохимическое изучение габбро-диоритов показало, что в кварцево-роговообманковых разностях содержание кремнезема на 4—5% выше, чем в бескварцевых разностях пород (табл. 3). Габбро-диорит-порфириды Магнетитового и Акташского участков близки по составу с кварцсодержащими габбро-диоритами Центрального, Акташского и Среднего штокв. По сравнению со средними типами пород, по Р. Дели, рассматриваемые породы характеризуются промежуточным составом между габбро и диоритами и соответствуют габбро-диоритам. Анализ числовых характеристик позволяет установить одинаковое соотношение цветных компонентов по отношению к светлым: $b : (a + c) = 1$.

Габбро-монцититы обнаружены только на Центральном участке Гавасайского рудного поля среди мервинит-монтичеллитовых скарнов. Они слагают четыре дайкообразных и изометричных тела с максимальными размерами 3×2 м.

Среди габбро-монцититов выделены нормальные и биотитсодержащие разности. Первые состоят из пачело серицитизированного плагноклаза (№ 52—57) — 58—65%, моноклинного пироксена ($c : Ng = 45^\circ$; $2V = 70^\circ$) — 20%, микроклина — 10—20%. Биотитовые габбро-монцититы состоят из плагноклаза (№ 52) — 42%; моноклинного пироксена ($c : Ng = 48^\circ$; $2V = 65^\circ$) — 6%, микроклина ($2V = -68^\circ$) — 40% и биотита ($Np = 1,5957$; $Nm \approx Ng = 1,6390$) — 11%. Железистость этого биотита по В. В. Соболеву (1950) составляет 44.

Химически биотитсодержащие разности характеризуются пониженным против нормальных разностей содержанием кремнезема (46,36% против 49,35%), глинозема (15,41% против 18,73%) и окиси кальция (15,67% против 17,65%) и повышенными — щелочей, что связано с присутствием в них калиевого полевого шпата и биотита. По сравнению с монцититами по Р. Дели гавасайские габбро-монцититы отличаются более высоким содержанием CaO (до 17,6%), что связано с высокой

основностью плагиоклаза и наличием пироксена, и пониженным SiO_2 (46,36% против 49,35%). Цветные компоненты габбро-монцитов значительно преобладают над светлыми: $b : (a+c) = 1,5-1,8$.

Сиенит-порфиры представляют собой серые и светло-серые массивные мелкозернистые породы. Они слагают два изометрических тела на Центральном участке общей площадью около 500 кв. м и две дайки длиной по 30 м и мощностью 0,5—0,8 м.

В составе сиенит-порфиров существенны: плагиоклаз (№ 30—33) — 50%, микроклин с пертитовыми вростками альбита — 35%, пироксен (в центральной части — авгит, по периферии — эгирин-авгит ($c : \text{Nr} = 25-26^\circ$) — 1—3%, хлорит — 1—3%, мусковит — до 10%. Химически эти породы характеризуются повышенным содержанием К и Са и пониженными Na, Al и Mg (по сравнению с данными Р. Дели). Повышенные количества калия обуславливаются присутствием мусковита. Светлые компоненты преобладают над цветными: $b : (a+c) = 0,6$.

Щелочные сиениты слагают одну дайку и состоят из микроклина ($2V = 60^\circ$) — 40—50%, моноклинного пироксена ($c : \text{Ng} = 52^\circ$; $2V = 48^\circ$) — 25—30%, с каймой светло-зеленой мусковитоподобной слюды, а также бурыми продуктами разложения (вероятно по фельдшпатоидам).

Содалитовые фойиты в пределах Центрального участка слагают два незначительных по размерам тела (около 1 кв. м каждое) и в Чаткало-Кураминском регионе установлены впервые (Дженчураев, 1972). Они состоят из альбитизированного ортоклаза ($2V = 75-78^\circ$) — 30%, содалита — 20—25%, нефелина — 20—25%, эгирина — ($c : \text{Nr} = 0-1^\circ$; $2V = -80^\circ$) — 10%, анальцита — 5% и либнерита — 7%. Содалит этих пород представлен гакманитом, тенебресцендирующей разновидностью, изменяющей первоначальную окраску под действием дневного или электрического света от малиновой до бесцветной. В ультрафиолетовых лучах гакманит люминесцирует. Под действием рентгеновских лучей и пучка электронов первичная окраска его восстановилась. Длительная выдержка в темноте также вызвала окраску гакманита. Данная находка минерала является четвертой в Советском Союзе.

Для содалитовых фойитов установлена пересыщенность щелочами ($\text{Na}_2\text{O} - 7,8\%$, $\text{K}_2\text{O} - 5,0\%$) при высоком содержании СаО (10,4%) и недосыщенности кремнеземом (48,5%), что и обусловило образование фельдшпатоидов и щелочных темноцветных минералов.

Для рассматриваемой серии щелочно-основных пород ха-

рактально наличие повышенных количеств СаО. Генезис их во многом не ясен.

Вулканогенные породы минбулакской свиты, относимые к карбонатовому комплексу, в районе Гавасайского рудного поля перекрывают карбонатную толщу турне и виле и, в свою очередь, прорываются среднекарбонатными гранитоидами. Данную свиту мы изучали в рудном поле, а также в пределах юго-восточного и северо-западного крыла Гавасайской антиклинали.

Эффузивные и эффузивно-туфовые образования минбулакской свиты преобладают над пирокластическо-осадочными (туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами), которые присутствуют в виде маломощных линзующихся прослоев. Состав вулканогенных образований разнообразен и меняется по простиранию свиты. Возраст ее, по данным Н. П. Васильковского (1952), заключен в пределах C_1 — C_2 . Л. И. Турбин (1960), С. М. Бабаходжаев (1962), В. Ф. Базиль (1964) и другие исследователи региона также считают, что формирование минбулакской свиты произошло в конце нижнего и начале среднего карбона.

Вопросами расчленения минбулакской свиты на изучаемый территории занимался ряд исследователей, которыми было составлено несколько разрезов. Вулканогенные образования юго-восточного крыла Гавасайской антиклинали из-за однообразия их состава остались нерасчлененными. К северо-западу от разлома Гавасайского рудного поля в составе вулканогенных образований минбулакской свиты А. В. Гончаровым и др. (1962) отмечались кислые и средние породы, однако наши данные свидетельствуют о существовании преобладания андезитовых порфиритов. В свежем виде эти породы имеют темно-серый до черного или серый цвет и хорошо различимые таблички плагиоклаза. Постмагматические изменения, которые в той или иной мере затронули породы свиты, вызвали различную их окраску: розовую, красную, бурую, зеленоватую. В породах часто наблюдаются прожилки и пятна эпидота, хлорита, турмалина и гематита. Отмечается постоянная вкрапленность пирита.

В юго-восточном крыле Гавасайской антиклинали эффузивы представлены монотонными слабо измененными андезитовыми порфиритами, характерной особенностью которых является заметно повышенное количество кварца. Структура порфировая. Породы содержат фенокристы плагиоклаза (40—50%) с нечетким двойниковым строением. Основная масса сложена плагиоклазом (№ 32—35), кварцем — 5—30% и в меньшей степени амфиболом, хлоритом и биотитом.

В северо-западном крыле Гавасайской антиклинали эффузивы представлены также андезитовыми порфиритами. Они отличаются отсутствием кварца. Порода состоит из фенокрист плагиоклаза (№ 35—46) — 20—50%, разложённой роговой обманки — 3—15% и моноклинного пироксена ($c : Ng = 40—45^\circ$; $2V = 60^\circ$). Основная масса породы сложена плагиоклазом, хлоритом, рудным веществом.

Вулканогенные образования горы Караджан — это в основном андезитовые порфириты, лавобрекчии и туфопесчанники. В андезитовых порфиритах на долю фенокрист плагиоклаза приходится 30—50% массы породы. Плагиоклаз образует таблитчатые выделения размером 1—5 мм с неясно различимым двойниковым строением и включениями эпидота, хлорито-карбонатного и рудного вещества. Данные двух замеров показывают принадлежность его к андезину (№ 35 и 46). Под микроскопом иногда наблюдаются фенокристы нацело разложённого темноцветного минерала, являвшегося, по-видимому, роговой обманкой.

Основная масса пород представлена в одних случаях слабо раскристаллизованными мутноватыми таблитчатыми индивидиями плагиоклаза, в других — относительно свежими микролитами, образующими флюидальную текстуру. Кварц, как правило, отсутствует, лишь изредка количество его достигает 3%. В большом количестве присутствуют также рудная пыль и хлорито-карбонатные продукты разложения.

Химические анализы эффузивов показывают значительные колебания главных породообразующих компонентов (табл. 4). Так, содержание кремнезема находится в пределах от 54,0 до 60,4%; K_2O — от 2,3 до 4%; CaO — от 4,0 до 7,0%. Проанализированные образцы эффузивов района соответствуют слабо щелочному андезиту или андезиту. В целом для свиты характерна слабо повышенная щелочность и известковистость по сравнению с андезитом по Р. Дели.

Среди гранитоидов в районе Гавасайского рудного поля наиболее широко распространены гранитонды и их порфировые разновидности, приуроченные к ядру Гавасайской антиклинали.

В работах различных авторов гранитонды этой части антиклинали именуется Джалгизурюкским массивом или плутоном и датируются в широком возрастном диапазоне ($C_2—P_1$). Рядом исследователей эти гранитонды были отнесены к карамазарскому типу, а позднее, в результате съемок, — к куюндинскому типу, время их внедрения установлено как предшурабское. Затем возраст был доведен до нижней перми по той причине, что их признали «куюндинскими». Еще позже

Таблица 4

Химический состав пород карбонового комплекса (в вес. %)

Оксиды	Андезитовые порфи- риты				Гранодиориты				Порфиroidные гранодиориты						Глубин- ный ксе- нолит	Аплит
	1076	1615	1631	1636	1201	1292	60*	п-9*	1162	1063	1075	07*	051*	039*		
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	54,08	60,45	54,11	58,25	62,10	65,45	62,40	61,97	60,57	63,15	57,32	56,00	57,24	63,19	53,36	74,78
TiO ₂	1,08	0,75	1,00	0,50	0,65	0,47	0,55	0,28	0,50	0,62	0,70	0,90	0,95	0,40	1,00	0,15
Al ₂ O ₃	17,79	16,83	16,38	16,66	15,89	15,64	15,88	17,61	15,84	15,45	17,40	16,50	17,44	13,89	17,00	11,45
Fe ₂ O ₃	5,36	3,12	4,09	6,07	4,04	2,20	0,51	1,27	2,32	1,10	2,28	0,17	0,28	5,77	4,33	1,20
FeO	1,77	2,65	4,95	1,15	1,97	1,97	5,31	3,92	0,50	1,51	0,46	2,16	4,10	2,69	4,23	0,50
MnO	0,01	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,14	0,15	0,02	0,06	0,01	Сл.	0,03	0,08	0,008	0,02
MgO	2,10	1,35	3,58	2,46	2,04	1,57	2,20	2,20	2,84	2,26	0,41	3,30	2,40	1,80	3,99	0,58
CaO	6,76	4,00	6,95	5,80	4,83	3,72	4,20	4,81	7,90	4,28	6,07	9,20	5,36	3,00	7,78	1,75
Na ₂ O	4,0	4,00	3,00	4,00	2,90	3,20	3,15	2,91	4,00	3,40	1,20	3,10	2,00	3,04	3,00	3,00
K ₂ O	3,60	4,00	3,00	2,36	3,60	4,35	4,02	4,01	4,00	5,50	5,60	4,59	5,13	5,50	2,50	5,00
P ₂ O ₅	0,37	0,27	0,27	0,34	0,18	0,10	0,24	—	0,25	0,19	0,18	0,38	0,33	0,20	0,27	0,01
SO ₃	Сл.	0,40	0,29	0,42	Сл.	Сл.	0,15	—	0,35	—	Сл.	0,11	0,10	0,07	0,36	0,28
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,26	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,20	1,10	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,37	0,34	0,24	0,22	0,13	0,16	0,10	0,94	0,42	0,37	0,90	0,30	0,26	0,12	0,18	0,07
ппп.	2,73	1,36	1,65	0,86	1,09	0,75	0,70	—	0,60	1,95	6,23	3,20	4,0	1,0	1,28	1,35
Σ	100,02	99,56	99,54	99,12	99,44	99,60	99,75	100,07	100,11	99,84	99,76	99,87	99,88	100,72	99,36	100,09

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому																
a	14,9	15,2	11,7	12,5	11,9	13,5	12,9	12,5	14,2	15,6	12,1	13,9	12,9	14,4	10,7	13,8
c	5,2	4,1	5,7	5,3	5,1	3,8	4,4	5,9	3,3	2,6	7,2	4,6	6,2	2,2	6,6	0,5
b	13,8	8,6	17,8	13,4	10,0	7,5	10,3	5,0	13,7	8,8	5,7	15,0	8,3	12,3	18,5	4,1
s	66,1	72,1	64,8	68,9	73,0	75,2	72,4	72,6	68,8	73,0	75,0	66,5	72,5	71,1	64,2	81,6
l'	47,8	62,1	48,0	53,0	54,5	52,4	55,0	55,5	17,7	25,2	65,7	14,5	46,6	61,3	43,7	37,2
m'	27,1	27,2	35,0	32,3	35,0	37,1	36,9	43,0	35,3	44,2	13,7	38,3	45,7	25,3	38,2	99,5
c'	25,1	10,7	17,0	14,7	10,5	10,5	8,1	1,5	47,0	3,06	20,6	47,3	7,7	13,4	18,1	40,3
n	63,0	60,6	60,0	73,0	55,2	52,7	54,3	52,8	60,7	48,6	24,4	50,5	32,2	45,3	64,0	40,0
φ	35,0	31,5	20,0	44,5	35,0	26,6	4,0	11,7	14,2	8,7	38,5	4,7	23,0	40,0	21,0	25,8
t	1,5	1,0	1,4	0,6	0,8	0,55	0,48	0,39	0,6	0,75	0,94	1,17	1,24	0,47	1,4	0,16
Q	-2,8	+3,6	+0,5	+7,4	+17,1	+20,0	+14,6	+14,3	+5,9	+12,2	+18,6	+0,6	+13,1	+11,2	+0,4	+35,1
a/c	2,9	3,7	2,0	2,4	2,3	3,5	2,9	2,1	4,3	6,0	1,7	3,0	2,0	7,0	1,6	6,9

они были отнесены к верхнекарбонovým кызылсайского типа на основании преобладания кварца и биотита над амфиболом в гранодиоритах р. Джалгизурук, по сравнению с карамазарскими гранитоидами. Нашими исследованиями установлено, что гранодиориты бассейна р. Джалгизурук аналогичны гранодиоритам среднего течения р. Гавасай и так называемый Джалгизурукский плутон является лишь крупной апофизой Гава-Ангренского батолита. Подтверждает вышесказанное идентичность петрографического и химического составов пород, однотипность аксессуаров, наличие одних и тех же элементов-примесей в некоторых пороодообразующих и аксессуарных минералах и геохимическая общность.

Глубина формирования гранодиоритов, обнажающихся в бассейне р. Джалгизурук, по общегеологическим критериям оценивается в пределах от 0,5 до 1,5 км. Количество связанной воды, определенной по методике И. Х. Хамрабаева и Э. Искандерова (1964), позволяет оценить эту глубину в пределах 0,3—0,8 км. Температуры образования гранодиоритов по Селитиновому термометру составили 650—700° (по полевошпатовому термометру Рябчикова — 460—550°).

Гранодиориты состоят из плагиоклаза (№ 30—50) — 35—45%, микроклина — 15—25%, зеленой роговой обманки ($c : Ng = 15^\circ$; $2V = 62^\circ$) — 8—10%, биотита ($Nr = 1,5895$; $Nm \approx Ng = 1,6357$; $Ng - Nr = 0,0462$) — 5—15%. Железистость биотита по кривой В. В. Соболева равна 40. Содержание кварца в породах 15—20% (табл. 5), пироксена ($c : Ng = 42^\circ$; $2V = 45^\circ$) — 1—2%.

В результате проведенного нами детального картирования установлено, что порфировые гранодиориты правобережья р. Джалгизурук во всех случаях характеризуются постепенными контактами с гранитоидами Гавасайской антиклинали и прорывают карбонатные отложения C_1 и эффузивы минбулакской свиты. Дайки порфировых гранодиоритов Нижнего Кансая макро- и микроскопически, по химическому и аксессуарному составу, по наличию элементов-примесей и геологическому их положению аналогичны апофизам и дайкам Джалгизурукского участка.

Для порфировых и порфировидных гранодиоритов контактовой части признаков, свидетельствующих об ассимиляции гранодиоритами карбонатных пород, мы не наблюдали. Под микроскопом обнаруживаются самые разнообразные структуры пород: гипидиоморфнозернистая, микропегматоидная, порфировидная, монцититовая, микропорфировидная и сферолитовая.

Химический состав пород пермо-триасового комплекса (в вес. %)

Таблица 5

Окислы	Кварцевые диориты					Диорито- вый пор- фирит	Лампро- фир	Диабазовые порфириты		Кварцевые порфиры		
	01*	036*	037*	034	1215			1339	019*	1399	041*	05*
	1401	1322										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	59,05	69,68	63,70	61,84	63,08	55,00	54,36	46,46	44,34	73,26	73,00	74,74
TiO ₂	0,70	0,60	0,55	0,55	0,50	0,75	0,75	1,50	1,30	0,10	0,15	0,15
Al ₂ O ₃	16,74	15,97	15,40	14,42	16,03	15,98	16,32	16,11	14,15	11,00	12,78	12,91
Fe ₂ O ₃	1,66	1,60	1,62	1,58	1,70	3,21	2,64	7,59	2,11	1,61	1,66	0,46
FeO	3,60	3,20	2,93	2,90	1,97	3,44	3,37	2,80	7,20	0,71	1,69	1,30
MnO	0,05	0,08	0,05	0,18	0,01	0,08	0,08	0,11	—	0,02	0,03	0,02
MgO	2,60	2,40	2,05	2,35	1,89	2,88	3,38	5,41	5,10	0,61	0,25	0,90
CaO	4,90	4,00	3,10	5,77	3,02	5,85	6,40	10,15	8,90	2,75	1,54	1,50
Na ₂ O	4,00	4,89	4,37	3,67	4,00	2,60	2,00	2,00	2,41	4,00	3,42	4,42
K ₂ O	2,17	2,32	3,48	2,53	3,30	3,70	4,60	1,00	1,70	4,60	3,62	2,60
P ₂ O ₅	0,25	0,23	0,18	0,18	0,13	0,25	0,27	0,48	0,45	0,07	0,04	0,02
SO ₃	—	—	—	—	0,25	0,70	0,44	0,44	0,10	0,30	0,05	0,12
S	0,34	0,05	0,36	0,36	—	—	—	—	0,04	—	—	0,05
CO ₂	2,00	1,80	0,85	2,70	—	—	—	—	2,4	—	2,85	0,44
H ₂ O ⁺	0,30	0,26	0,30	0,40	0,31	0,44	0,36	1,54	1,10	0,14	0,10	0,28
ппп.	4,12	2,20	2,10	3,54	1,53	5,03	4,58	3,47	12,5	1,24	1,64	0,8
Σ	100,18	99,88	100,9	100,27	99,72	99,91	99,58	99,06	100,25	100,36	99,77	99,77

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому												
a	12,5	14,3	14,8	12,1	14,0	12,0	12,0	6,6	8,8	14,0	12,3	13,5
c(c)	5,5	3,7	3,0	3,7	3,6	5,6	5,3	8,7	6,2	(0,8)	1,7	1,6
b	10,7	9,8	8,3	11,8	7,2	13,9	15,2	25,3	25,9	5,2	3,5	3,3
s	71,3	72,2	73,9	72,4	75,2	68,5	67,5	59,4	59,1	80,0	81,5	81,6
f	48,6	45,8	49,1	37,2	48,4	47,3	38,8	40,5	38,2	21,9	73,1	48,0
m'	44,6	41,6	41,0	34,6	48,6	37,7	40,8	39,7	38,4	18,5	10,0	44,0
c'(a')	6,8	12,6	9,9	28,2	(6,0)	15,0	20,4	19,8	23,4	57,6	(16,9)	8,0
n	75,0	76,8	65,6	68,3	12,00	52,0	39,5	74,4	68,5	54,5	59,0	73,0
φ	14,3	14,1	16,4	12,0	2,1	21,3	15,5	28,6	7,8	0,9	32,2	12,0
t	0,9	0,77	0,65	0,67	0,55	1,1	1,1	2,4	0,91	0,08	0,16	0,16
Q	+12,1	+12,1	+15,2	+16,9	+15,8	+7,4	-15,7	-3,1	-5,6	+31,2	+38,7	+33,0
a/c	2,3	3,9	4,9	3,3	3,9	2,1	2,3	0,75	1,4	17,5	7,2	8,5

Количество и состав породообразующих минералов варьируют в широких пределах. Наиболее распространены серые порфировые гранитоиды. Вкрапленники в них представлены зональным плагиоклазом (андезин) размером 2—5 мм или калишпатом. Основная масса состоит из плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, биотита, роговой обманки и пироксена. Иногда порфировые вкрапленники плагиоклаза образуют крупные (до 5—6 см) выделения.

Постмагматические изменения порфировых гранодиоритов контактовой части массива проявились на участке в разной степени. Наиболее значительно изменены дайки Нижнего Кансая. Породы местами подверглись сильной сосюритизации, серицитизации, пелитизации, хлоритизации, пиритизации и приобрели красноватую окраску. На Джалгизурукском участке наблюдаются изменения аналогичного характера. Наибольшим изменениям подверглись дайки вблизи разломов, разделяющих карбонатную и эффузивную толщи.

Гидротермально измененные дайки Акташского участка имеют много сходных черт с измененными апофизами гранодиоритов Нижнего Кансая и, вероятно, им соответствуют.

Согласно химическому анализу гранитоидов бассейна р. Джалгизурук (см. табл. 4) они представлены в основном гранодиоритами и аналогичны породам среднего течения р. Гавасай. По сравнению со средним типом пород по Дели гранодиориты района обладают меньшим содержанием кремнезема (на 2,5—3%), несколько большим количеством СаО и обратным соотношением К и Na ($K > Na$), что согласуется с данными других исследователей по Кураминскому хребту. Светлые компоненты преобладают над цветными; отношение $b : (a + c) = 0,5$.

Контактные части массива гранодиоритов характеризуются несколько большей пестротой состава и повышенным содержанием K_2O (на 0,5—1,5%), что, вероятно, связано с волной отраженной щелочности.

В гранодиоритах часто встречаются овальные и угловатые меланократовые включения, которые мы именуем глубинными ксенолитами. Состав их меняется от гранодиорита до кварцевого габбро. Контакты резкие. Размеры включений от нескольких сантиметров до 3 м. Детальное изучение позволяет считать их родственными (гранодиоритам) включениям автолитового типа, а не шлирами.

Аплиты встречаются в виде маломощных прожилков и даек, пересекающих массив гранодиоритов. Под микроскопом в них обнаруживаются микрогипидиоморфнозернистая и микропегматитовая структуры. Основными составными частями

являются кварц — 50%, ортоклаз ($2V=74^\circ$) — 25—35% и плагиоклаз (№ 20—33) — 15—20%.

Петрохимически эти породы пересыщены кремнеземом (74,78%) и умеренно богаты щелочами. Для них характерно преобладание К над Na и светлых компонентов над цветными: $b : (a + c) = 0,3$.

Акцессорные минералы в породах карбонового комплекса при изучении прозрачных шлифов обычно обнаруживаются в количестве до шести наименований, это — магнетит, апатит, пирит, циркон, сфен и турмалин.

С целью изучения полного видового состава акцессорных минералов из магматических пород отобрана и изучена 71 протоочка весом от 15 до 20 кг. Все операции по дроблению и извлечению осуществлены Д. Д. Джечкураевым.

В породах карбонового комплекса (60 протоочек) установлено 20 наименований акцессориев, в числе которых следующие (в скобках дана частота встречаемости, в %): циркон (70), магнетит (50), апатит (90), сфен (45), гранат (5), иоцит (5), самородное железо (2), турмалин (33), флюорит (35), анатаз (16), галенит (28), киноварь (3), арсенопирит (12), пирит (90), марказит (3), цитролит (2), самородный свинец (90), самородная медь (6), гематит (2) и барит (23). Содержания этих минералов подвержены значительным колебаниям — от единичных зерен до нескольких килограммов на 1 т породы, что связано с геолого-структурными особенностями пород и отчасти постмагматическими их изменениями.

Для главнейших акцессорных минералов можно отметить следующее. Содержания циркона невелики — в пределах от единиц зерен до $n : 10 \text{ г/т}$, что значительно ниже цифр, приводимых В. В. Ляховичем (1968) для гранитоидов Советского Союза. Низкие содержания циркона хорошо согласуются с малыми содержаниями в породах циркония (ниже средних по А. П. Виноградову). Его кристаллы большей частью бесцветны. Характерная их особенность — многообразие форм. Чаще всего это комбинации простой призмы и пирамиды, иногда у пирамиды появляется грань (111), у призмы (110) встречаются уплощенные кристаллы. В аплитах присутствуют кристаллы цитролита. Коэффициенты удлинения цирконов карбонового комплекса 2—3, в гранодиоритах — до 7.

Содержание магнетита в породах находится в пределах от 5—10 г/т до 12 кг/т. В габброидах наблюдается увеличение содержания его с глубиной и уменьшение в связи с гидротермальным изменением. В хорошо раскристаллизованных разностях гранодиоритов содержание магнетита повышено.

Апатит присутствует в виде бесцветных или мутноватых, часто корродированных кристаллов, в количествах от единиц до десятков, реже первых сотен граммов на 1 т. Показатели преломлений N_0 для апатита из андезитовых порфиров составили 1,631 (обр. 1076) и 1,632 (обр. 1382), что соответствует фторапатиту. В гранодиоритах и гранодиорит-порфирах устанавливается также фторапатит. Для первых показатель преломления N_0 — 1,630 (обр. 1398), для вторых — 1,631 и 1,638 (обр. 1062 и 1162). Близкие значения показателей преломления, соответствующие фторапатитам, получены также И. Х. Хамрабаевым и К. У. Урунбаевым (1968) в центральной части Чаткало-Кураминских гор.

Сфен наблюдается в кристалликах, окрашенных в темно-бурый цвет.

Пирит образует кристаллы кубического, пентагондодекаэдрического, а также более сложного габитуса. Пентагондодекаэдры, как правило, более мелки и, вероятно, ранние.

Самородный свинец образует пластинчатые выделения с некоторым количеством жильного минерала.

Остальные акцессорные минералы встречаются редко. Из них необходимо особо отметить находки единичных шариков нолита и самородного железа в габброидах, гранодиоритах и сиенит-порфирах.

Таким образом, породы карбонового комплекса характеризуются в целом низкими содержаниями акцессорных минералов и бедностью их видового состава. Последнее, видимо, объясняется низкими содержаниями большинства микроэлементов в породах. Неравномерность распределения акцессорных минералов находится в зависимости от геолого-структурных особенностей пород, от интенсивности проявления и характера постмагматических процессов.

Породы пермо-триасового комплекса распространены в районе ограничено.

Кварцевые диориты в Гавасайском рудном поле прорывают карбонатные отложения S_1 , габбро-диориты и скарнируют габбро-монзониты. Близкие по составу кварцевые диориты имеются западнее описываемого рудного поля. Для этих пород установлен нижнепермский возраст, который условно принимается нами для гавасайских кварцевых диоритов.

Диоритовые порфиры, лампрофиры и диабазовые порфиры, известные в Кураминском хребте как дайки регионального распространения, в Гавасае встречаются в виде маломощных даек и мелких тел, прорывающих гранодиориты. Дайки кварцевых порфиров, описанные многими исследователями под названием кызылнуринских, в районе Гавасайско-

го рудного поля прорывают карбонатные отложения нижне-каменноугольного возраста, минбулакскую свиту и гранодиориты.

Кварцевые диориты образуют здесь два штока — Центральный и Акташский, площадью соответственно 9000 и 2500 км. м. Впервые серые разновидности этих пород были описаны Е. М. Головиным (1953) как миндалекаменные порфиристы, а их розовые разновидности — как сиенито-диорит-порфиристы. В последующем их чаще всего именовали гранодиоритами.

Нормальные кварцевые диориты — лейкократовые, мелкозернистые породы с единичными фенокристами плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Покраснение их связано с низкотемпературными гидротермальными воздействиями, а не с спонтеинизацией. Между розовыми и серыми разновидностями повсеместно наблюдаются постепенные переходы. Порода состоит из плагиоклаза (№ 33—44) — 78—88%, кварца — 0,2 — 3—4 до 15%, хлоритизированной роговой обманки — 4—7%.

Диоритовые порфиристы в виде штоков и даек наблюдаются в левобережье р. Джалгизурук. Фенокристы породы представлены плагиоклазом (№ 50) — 40—50% и нацело замещенным пироксеном — 1—2%. В основной массе присутствуют плагиоклаз и хлорит.

Лампрофиры слагают дайки в левобережье р. Джалгизурук. В фенокристах — моноклинный пироксен ($c:Ng = 40—45^\circ$; $2V = 60^\circ$) — 15% и плагиоклаз — 1%. Основная масса состоит из плагиоклаза, иногда кварца и магнетита, замещающего пироксен.

Диабазовые порфиристы образуют единичные дайки, прорывающие гранодиориты и карбонатные отложения. Порфировидные выделения в них представлены редкими выделениями плагиоклаза. В основной массе — плагиоклаз (№ 48—58) — 70—75%, пироксен ($c:Ng = 35—40^\circ$; $2V = 46—48^\circ$) — 15—20%, хлорит — 10%, рудный минерал — 5%.

Кварцевые порфиры, относимые к кызылнуринскому типу, образуют серию даек. Порода состоит из выделений кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата (20—25% суммарно). В основной массе присутствуют микрозернистые или микропегматонидные сростки кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

Петрохимически породы пермо-триасового комплекса характеризуются значительными вариациями составов от основных до кислых. В кварцевых диоритах, в зависимости от содержания кварца, количество кремнезема меняется от 59,05 до 63,08% (см. табл. 5). Рассматриваемые породы содержат

меньше, по сравнению с данными Р. Дели, Fe, Mg, Ca, но больше Na. Светлые компоненты преобладают над цветными: $b : (a + c) = 0,5$.

Диоритовые порфиры и лампрофиры содержат меньше Mg и Ca; соотношение K и Na обратное, по сравнению с типичными породами по Р. Дели.

Диабазовые порфиры Гавасайского рудного поля, по сравнению с аналогичными породами по Р. Дели, отличаются пониженным содержанием SiO_2 (45,40 против 50,48%) и повышенным содержанием суммарного железа (9,80 против 7,78%) и K_2O . Цветные компоненты значительно преобладают над светлыми: $b : (a + c) = 1,7$. Данные породы аналогичны диабазовым порфиритам Чаткальского ряда по О. П. Горьковому (1964), что, видимо, свидетельствует о наличии единого питающего очага в регионе.

Проанализированные пробы кварцевых порфиров показывают, что среди них есть разности, относящиеся как к нормальному ряду, так и к пересыщенным глиноземом и щелочами. Светлые компоненты над цветными резко преобладают: $b : (a + c) = 0,25$.

В породах пермо-триасового комплекса (11 протолок) обнаружено 13 акцессорных минералов. Это — циркон (82), магнетит (82), апатит (91), сфен (18), турмалин (73), иоцит (18), флюорит (73), анатаз (27), галенит (45), арсенопирит (18), пирит (91), марказит (9), самородный свинец (64).

Циркон установлен в количествах от единиц до десятков знаков. В кварцевых порфирах десятки — сотни граммов на 1 т. Для пород комплекса характерны простые формы цирконов. Иногда появляется грань (111) у пирамиды. Цирконы бесцветны. Коэффициент удлинения 2—3.

Магнетит обнаружен в количестве от десятка до первых сотен граммов на 1 т. Для апатита определены низкие содержания (от десятков знаков до 24 г/т), хотя химическими анализами фиксируются кларковые содержания P_2O_5 . Значительная часть апатита представлена мелкими игольчатыми выделениями, которые, вероятно, теряются при промывке на концентрационных столах.

Турмалин в протолочках присутствует в количестве от 3 — 5 г/т до десятков граммов. В шлифах он встречается довольно часто в виде мелких выделений, теряющихся при промывке.

Флюорит и самородный свинец присутствуют в количествах единиц и десятков знаков.

Пирит — от нескольких сот граммов до 2,9 кг/т. Распространенными его формами являются пентагондодекаэдрические и усложненные формы кубов.

Единичные шарики иоцита встречены в кварцевых диоритах и кварцевых порфирах.

Таким образом, акцессорные минералы в породах пермотриасового комплекса характеризуются низкими содержаниями и неравномерным распространением. По видовому их составу значительных различий с породами карбонового комплекса не отмечается, что, видимо, является следствием принадлежности обоих комплексов к единому герцинскому тектономагматическому циклу.

ГЛАВА III

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД РАЙОНА

В геохимическом отношении нами изучались: карбонатная толща, магматические породы Гавасайского рудного поля и его окрестностей, а также контактово-метасоматические и постмагматические (в том числе рудные) образования. Исследованию подверглись и некоторые породообразующие и акцессорные минералы.

Остановимся на особенностях распределения микроэлементов в осадочных и магматических породах района. Геохимическая характеристика других образований будет дана ниже.

Методики анализов

Для геохимического исследования отбирали штучные образцы весом 400—600 г; кроме того, отквартывали навески от больших (15—25 кг) протолочных проб.

Изучавшиеся элементы разделены на следующие группы: железа — Fe, Ti, V, Mn, Cr, Co, Ni; металлические — Au, Cu, Pb, Zn, In, Tl, Ag, Hg; металлоиды — As, Sb, Bi; малые петрогенные — Sr, Ba, Ga; летучие — B; редкие — Sn, Mo, Zr, Y, Yb, Ge; платиноиды — Pt.

Элементы группы железа, Cu, Sr, Ba, Mo, Zr, Y, Yb определяли спектральным полуколичественным методом на спектрографе ИСП-22 в Институте геологии АН Киргизской ССР (аналитик Н. Д. Устинова).

Спектральным высокочувствительным анализом в Управлении геологии Киргиз. ССР установлены Pb, Zn, In, Tl, Ag, Hg, As, Sb, Bi, Sn, Ga, Ge.

Испарение проб производили из камерных электродов на спектрографе ИСП-28. Бор определяли спектральным количественным методом на спектрографе ДФС-13 с безборовыми угольными электродами. Эталон на кремниевой основе. Анализы осуществлены Д. Д. Джечкураевым.

Химико-спектральной методикой (спектральный анализ с предварительным химико-адсорбционным обогащением) в си-

ликатных пробах весом по 10 г определяли золото. Метод разработан В. В. Соловьевой в Институте геологии АН Киргиз. ССР. Его чувствительность до $1 \times 10^{-7}\%$. Попутно из обогащенных проб определялась и платина. Результаты, полученные по платине в магматических породах района, можно оценить как полуколичественные. Анализы выполнены Р. Н. Чучмановой и В. В. Соловьевой.

Золото в породах и минералах определялось, кроме того, нейтронно-активационным методом в ЦНИГРИ.

Характеристика карбонатных пород

Карбонатная толща Гавасайского рудного поля испытала контактное и гидротермальное воздействие интрузивных тел и в основном представлена мраморизованными крупно- и среднекристаллическими, или сахаровидными, породами. Вдоль зон разломов часто проявлялись гематитизация, пиритизация и окварцевание.

С целью учета влияния вмещающей среды на формирование оруденения анализировались по возможности свежие, неперекристаллизованные разности карбонатных пород.

В результате анализа спектральным полуколичественным методом 15 проб в Гавасайском рудном поле установлены фоновые содержания элементов-примесей. Свинец обнаружен в пределах 0,001—0,01%. Не установлены висмут, серебро, таллий, медь.

Другие исследователи на основании своих спектральных анализов приводят содержание свинца в известняках и доломитах рудного поля от 1 до 5 баллов (по 5-балльной системе); цинка — 0—3, серебра — 0—1 балл. Количество свинца в абсолютном значении составляет, по их результатам, 0,001—0,1%. Поскольку, однако, они не дают характеристику свежести проанализированных проб карбонатных пород, повышенные (до 0,1%) значения свинца в последних можно связывать и с измененными породами.

Повышенные (до 0,7%) содержания свинца установлены нами и в мраморизованных карбонатных породах, испытавших незначительное гидротермальное воздействие.

Карбонатные породы Гавасайского рудного поля проанализированы также на бор. По данным восьми определений содержание его в двух пробах составило менее 0,001% (слабые линии), а в шести он вообще отсутствовал. Четыре контрольных определения подтвердили полученные результаты. Низким содержанием бора в карбонатных породах соответствует

почти полное отсутствие в них глинистых частиц, к которым обычно приурочиваются повышенные значения бора (Хардер, 1965). Нерастворимый остаток четырех образцов этих пород района представлен в основном незначительной примесью кварцевого песка. Глинистый материал не обнаружен и при микроскопическом изучении прозрачных шлифов. Сказанное свидетельствует о кларковых содержаниях бора в карбонатных толщах Гавасайского рудного поля.

Нейтронно-активационный анализ образцов карбонатных пород показал сложную картину распределения золота. Установлены как фоновые, так и на порядок повышенные содержания его (табл. 6).

Т а б л и ц а 6

Содержание золота в карбонатных породах Нижнего Канса

Порода	№ пробы	Содержание Au, г/т	
		в породе	в нерастворимом остатке
Известняк серый	1060	0,032	0,037
»	1061	0,0024	0,0069
Мрамор темно-серый	1427	0,0019	0,0057
Бруситовый мрамор (50% брусита)	174	0,015	Не опр.
»	194	0,019	»
Серпентинизированный мрамор	176 ^a	0,015	»
Мрамор	208	0,0083	»

Для сравнения приведем литературные данные. Де Грация и Хаскин (De Grazia, Haskin, 1964) установили золото в известняках в количестве 0,0048 г/т. А. В. Муровцев (1966) обнаружил 0,0055 и 0,0295 г/т его в мраморах, Ю. Г. Щербаков (1967) — в известняках 0,0028 г/т (8 анализов).

В числе причин, влияющих на изменение содержания золота в карбонатных породах, могут быть: а) наличие механических примесей; б) содержание органических веществ; г) магnezиальный или известковый состав пород; д) перекристаллизация; е) различные наложенные процессы. Зависимость изменения содержания золота в карбонатных породах от наличия органических веществ, магnezиальности (известковистости) и перекристаллизации нами не установлена из-за ограниченности аналитических данных.

Связь повышенных содержаний золота с постмагматическими изменениями мраморов (см. табл. 6) очевидна.

Из литературных источников известно, что повышенные содержания золота в карбонатных породах имеют место в

сильно запесоченных разностях. В нерастворимых остатках проб, взятых в породах рудного поля, имелись единичные зерна кварцевого песка и пирита. Совокупные данные по золоту указывают, что в целом для карбонатной толщи Гавасайского рудного поля характерны околосредние его содержания.

Характеристика магматических пород

Элементы группы железа. Суммарное количество железа в магматических породах Кураминского хребта, по И. Х. Хамрабаеву (1969), в целом несколько повышено. Региональный кларк железа, вычисленный из 900 анализов, колеблется в пределах 2,71—5,91%. Это соответствует уровням кларков (или несколько выше) в кислых и средних породах, по А. П. Виноградову (1962).

Согласно исследованиям И. Х. Хамрабаева (1969), в породах региона отмечаются высокие содержания никеля и хрома, в десятки раз превышающие кларковые, однако приводимые им цифры — тысячные и сотые доли процента — согласуются с нашими и отвечают фоновым.

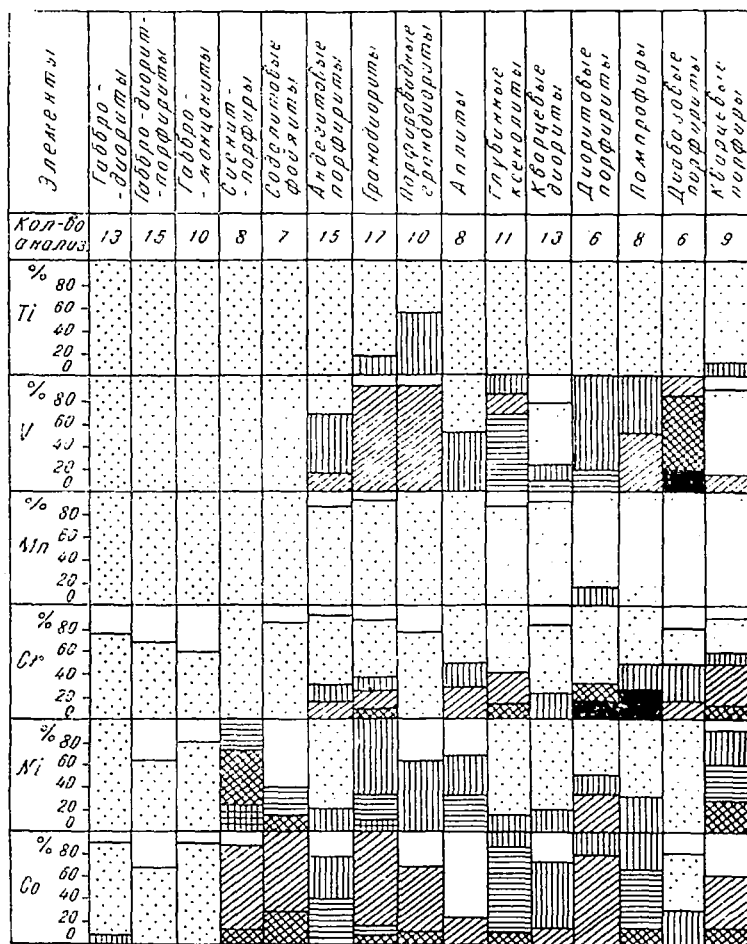
Как видно из гистограмм частот распределения (рис. 3), для всех элементов группы железа в породах карбонового комплекса отмечаются нижесредние и средние, по А. П. Виноградову, значения. Представляет интерес повышенное содержание железа (табл. 7) в гранодиоритах (3,65 против 2,7%).

Для пород пермо-триасового комплекса характерны содержания элементов в количествах средних и ниже средних. Наиболее низкие значения отмечаются для Ti и Mn (табл. 7). Для ванадия и кобальта устанавливаются средние, по А. П. Виноградову, содержания в породах среднего и основного состава. Никель и хром распределены неравномерно, в целом ниже средних значений.

Металлические элементы. Как видно по гистограммам частот распределения (рис. 4), содержания меди, свинца и цинка в породах карбонового и пермо-триасового комплексов ниже средних и средние, за исключением габбро-монзонитов, где обнаружены значения, на порядок превышающие средние по А. П. Виноградову (табл. 8).

Содержание свинца в магматических породах района (табл. 8) находится в пределах 0,001%, что близко к его значениям в карбонатной толще или несколько ниже.

Согласно И. Х. Хамрабаеву (1969), таллий в породах юго-западного Чаткала и Курамы содержится в количествах 0,85—0,91·10⁻⁴%.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

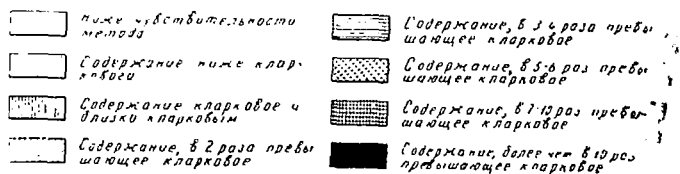


Рис. 3. Содержание и частота встречаемости элементов группы железа в магматических породах района.

Средние содержания элементов группы железа в породах Гавасая (в %)

Порода	Колич. ана- лиз	Fe	Ti	V	Mn	Cr	Ni	Co
Габбро-диориты	13	5,9	0,30	0,010	0,050	0,0015	0,0024	0,0022
Габбро-диорит- порфириты	15	4,2	0,36	0,010	0,046	0,0025	0,0022	0,0020
Габбро-монцо- ниты	10	5,0	0,13	0,015	0,038	0,0020	0,0035	0,0018
Снепнт-порфиры	8	6,0	0,09	0,010	0,042	0,0084	0,0050	0,0010
Содалитовые фойяиты	7	3,6	0,02	0,018	0,020	0,0030	0,0014	0,0016
Андезитовые порфириты	15	4,5	0,12	0,010	0,020	0,0040	0,0030	0,0015
Гранодиориты	17	3,6	0,10	0,009	0,020	0,0020	0,0018	0,0013
Гранодиориты порфиревид- ные	10	2,8	0,22	0,009	0,036	0,0010	0,0010	0,0009
Глубинные ксе- нолиты в гра- нодиоритах	11	6,2	0,20	0,026	0,078	0,0064	0,0025	0,0030
Аплиты	8	1,2	0,10	0,003	0,020	0,0024	0,0018	0,0006
Кварцевые дио- риты	12	2,0	0,15	0,010	0,032	0,026	0,020	0,0010
Диоритовые порфириты	6	4,7	0,10	0,010	0,080	0,020	0,0042	0,0024
Лампрофиры	8	4,3	0,09	0,010	0,070	0,020	0,028	0,0024
Диабазовые пор- фириты	6	7,2	0,20	0,028	0,054	0,028	0,0054	0,0028
Кварцевые пор- фиры	9	1,7	0,10	0,004	0,026	0,004	0,0028	0,0008

Полученные нами данные по таллию в изверженных породах Гавасайского рудного поля характеризуются высокими значениями (от 2 до $7 \cdot 10^{-4}\%$). Наибольшие содержания его, превышающие кларк более чем в десять раз, установлены в габброидах.

Спектральные анализы биотитов из пород района позволили установить повышенные содержания свинца и цинка в габбро-монцонитах, причем в валовых пробах. Химический анализ также показал высокие содержания таллия в биотите — $4,3 \cdot 10^{-4}\%$.

Ртуть, при чувствительности методики $1 \cdot 10^{-5}\%$, обнаружена только в одной пробе из габбро-диоритов в количестве $7 \cdot 10^{-5}\%$. Следует отметить, что в габбро-диоритах в незначительных количествах встречается акцессорная киноварь.

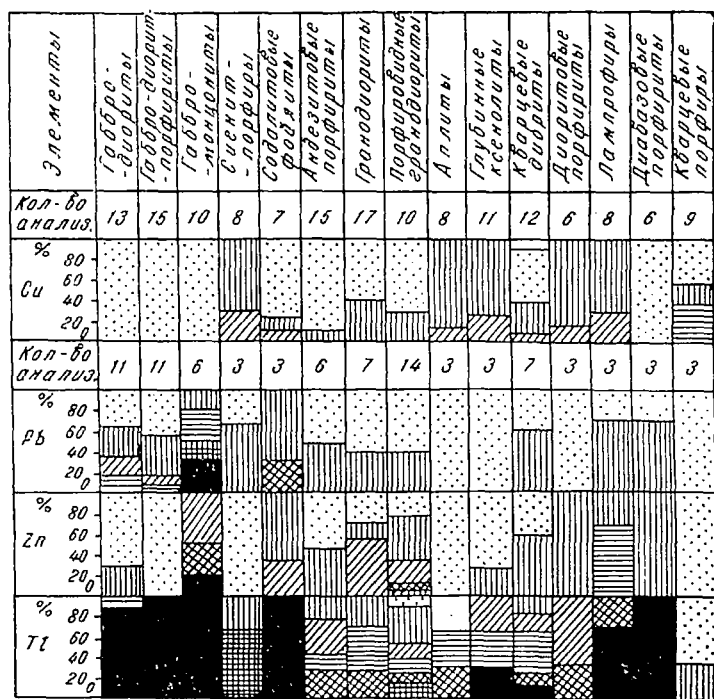


Рис. 4. Содержание и частота встречаемости металлических элементов в магматических породах района. Условные обозначения те же, что и к рис. 3.

Индий найден в 7 пробах из 34 в количестве $5-10 \cdot 10^{-5}\%$ (габбро-диориты и габбро-диорит-порфиры) и в 4 пробах гранодиоритов из 21 в количестве $2-7 \cdot 10^{-5}\%$. В породах пермо-триасового комплекса индий не установлен, при чувствительности методики $1 \cdot 10^{-5}\%$.

Серебро в породах карбонового комплекса обнаружено в 19 пробах из 67. Наиболее высокие значения его в габбро-монзонитах — от $10 \cdot 10^{-6}$ до $500 \cdot 10^{-6}\%$. В породах пермо-триасового комплекса Ag в количестве $2-7 \cdot 10^{-6}\%$ определен в кварцевых порфирах и кварцевых диоритах всего в 4 из 19 проанализированных образцов.

И. Х. Хамрабаевым (1969) в изверженных породах Чаткало-Кураминского региона установлены повышенные содержания серебра, в десятки раз превышающие кларковые.

Средние содержания металлических элементов в породах Гавасая (в %)

Комп- лекс	Порода	Cu n·10 ⁻³	Pb n·10 ⁻³	Zn n·10 ⁻³	Tl n·10 ⁻⁴
Карбоновый	Габбро-диориты	2,5	1,3	6,0	5,0
	Габбро-диорит-порфиры	3,5	1,0	6,0	5,5
	Габбро-монцониты	3,7	14,0	45,0	7,0
	Сиенит-порфиры	6,0	1,5	1,5	1,1
	Содалит. фойяиты	1,8	1,5	7,0	5,0
	Андезит. порфиры	1,2	0,7	6,0	2,0
	Гранодиориты	1,8	1,6	7,0	7,0
	Порфировидные гранодиориты	1,4	1,3	11,0	4,0
	Гидротермально измененные дайки кислого состава	2,5	1,1	11,0	3,5
	Апциты	3,2	0,8	2,0	4,5
Пермо- триасовый	Глубинные ксенолиты	5,0	1,2	5,0	4,0
	Кварцевые диориты	2,0	1,1	5,0	2,6
	Диоритовые порфиры	5,0	1,0	8,0	1,5
	Лампрофиры	5,0	1,1	22,0	5,0
	Диабазовые порфиры	2,0	0,7	9,0	5,0
	Кварцевые порфиры	4,0	0,4	1,0	0,8

Результаты анализов магматических пород Гавасайского рудного поля на золото требуют более детального рассмотрения.

Как известно, в отношении существования зависимости изменения содержания золота в изверженных породах существует два противоположных мнения. Часть исследователей (Щербаков, 1967; Шнлин, 1968а и б; Хамрабаев, 1969) считает, что с увеличением основности пород содержание золота увеличивается. Другие же (Винсент и Смайлс, 1956; Винсент и Крокет, 1960; де Грация и Хаскин, 1964; Аношин и Потапьев, 1966) пришли к выводу о независимости содержания золота от составов пород. Полученные нами фактические данные опробования говорят в пользу независимости содержания золота от основности пород.

Для суждения о повышении или понижении содержания элемента необходимы анализы взаимосвязанных серий пород методикой высокой чувствительности и точности.

Спектрохимическим анализом пород Гавасайского рудного поля в производных карбонового комплекса золото установлено (в скобках количество анализов; в г/т): габбро-диориты — 0,0035 (18), габбро-диорит-порфиры — 0,0032 (14), габбро-монцониты — 0,0045 (8), сиенит-порфиры — 0,0057 (11), сода-

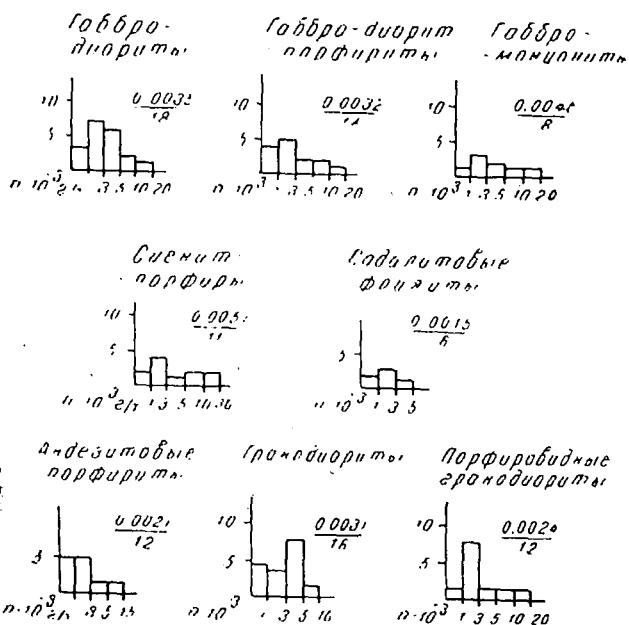


Рис. 5. Гистограммы частот распределения содержаний золота в породах карбонового комплекса (по горизонтали — содержание элементов, по вертикали — количество анализов; в числителе — среднее арифметическое, в знаменателе — общее количество анализов).

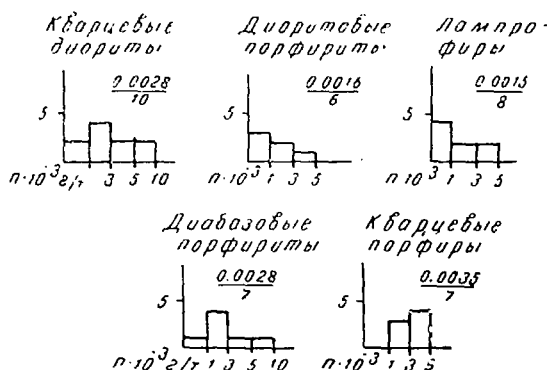


Рис. 6. Гистограммы частот распределения содержаний золота в породах пермо-триасового комплекса.

Золото в породах района Гавасайского рудного поля по данным
активационного анализа

Порода	№ пробы	Содержание Au, г/т	Среднее содержание
1	2	3	4
Габбро-диориты	1009-1	0,015	
	1013	0,0084	
	Г-137	0,021	
Контаминированный габбро-диорит	1008-7	0,0040	
Габбро-диорит-порфирит	1220	0,051	
Сненит-порфиры	1600	0,0074	0,0064
	1598	0,0062	
	1490	0,0055	
Андезитовые порфириты	1631	0,0040	0,0020
	107	0,0011	
	102	0,0005	
	68	0,0011	
	31	0,0031	
	1201	0,0014	
	1203	0,0014	
	88	0,0033	
	100	0,0008	
	86	0,0019	
	78	0,0025	
Гранодиориты	57	0,0015	0,0020
	93	0,0012	
	39	0,0058	
	63	0,0026	
	26	0,0027	
	60	0,0016	
	65	0,0011	
	67	0,0015	
	42	0,0013	
	64	0,0018	
	27	0,0050	
Аплиты	1336	0,0014	0,0027
	120	0,0013	
	87	0,0018	

1	2	3	4
	85	0,0073	
	77	0,0018	
Кварцевый диорит	1218	0,0021	0,0021
Диоритовый порфирит	1389	0,0019	0,0019
Лампрофиры	1322	0,0010	
	1303	0,0020	0,0015
Диабазовые порфириты	1639	0,0012	
	115	0,0023	0,0018
Кварцевые порфиры	1206	0,0029	
	1222	0,0026	0,0027
	1233	0,0045	
	1229	0,0023	
	118	0,0012	

литовые фойяиты — 0,0015 (6), андезитовые порфириты — 0,0021 (12), гранодиориты — 0,0031 (16), порфировидные гранодиориты — 0,0024 (12) (рис. 5); в породах пермо-триасового комплекса: кварцевые диориты — 0,0028 (10), диоритовые порфириты — 0,0016 (6), лампрофиры — 0,0015 (8), диабазовые порфириты — 0,0028 (7), кварцевые порфиры — 0,0035 (7) (рис. 6).

Приведенные цифры не позволяют связывать повышение содержания золота с увеличением основности пород. Близкие значения получены в результате нейтронно-активационного анализа: андезитовые порфириты — 0,0020 (5), гранодиориты — 0,0020 (17), аплиты — 0,0027 (5), кварцевый диорит — 0,0021 (1), диоритовый порфирит — 0,0019 (1), лампрофиры — 0,0015 (2), диабазовые порфириты — 0,0018 (2), кварцевые порфиры — 0,0027 (5) (табл. 9).

Исходя из высокого потенциала ионизации золота (9,22 эв), близкого к потенциалу ртути (10,41 эв), можно полагать, что оно также не должно иметь четкой приуроченности ни к кислым, ни к основным породам. Электроотрицательность Au (2, 3) очень высока, что означает ограниченную возможность вхождения его в ионные структуры породообразующих силикатов и преимущественное нахождение его в свободной форме. Вместе с тем золото дает непрерывные твердые растворы с Ag и Pd и ограниченные — с Pt, Fe, Hg, Cu, Te (Звягинцев, 1941;

Таблица 10

Распределение золота в породообразующих минералах габбро-диоритов

Минерал	№ пробы	Содержание Au, г/т
Плагиоклаз	1009-1	0,0044
	1013	0,0013
	1208	0,041
	1053	0,081
Роговая обманка	1009-1	0,0019
	1007	0,0039
	1007-2	0,0017
	1053	0,0028

Плаксин, 1958), содержания которых в наших породах низки (за исключением железа, которого на один атом золота приходится десятки миллионов атомов). Учитывая это, нами допускается возможность некоторого замещения железа золотом в структурах минералов.

Таким образом, есть основания считать, что преобладающая часть золота в породах свободна и образует металлический или интерметаллический «туман». Наличием такого золота можно объяснить факты неравномерных и резко повышенных его содержаний в породах и минералах некоторых интрузивов типа Мерисвилльского штока в Монтани (Montei, Brownlow, 1967) или интрузивов Центрального округа Сент-Пирей (Франция). Гораздо меньшая часть золота замещает железо в решетках минералов или рассеивается в сульфидах.

Для ряда пород, от основных до кислых, мы предполагаем отсутствие закономерных региональных изменений содержания золота. В ультраосновных оно, возможно, будет несколько повышено, в щелочных лейкократовых — понижено.

Для разных районов, комплексов и серий пород возможны проявления самых разнообразных закономерностей распределения золота, однако в целом они могут сводиться к вышеизложенному.

Активационное определение позволило установить золото во всех проанализированных породообразующих и акцессорных минералах.

Распределение золота в габбро-диоритах, состоящих преимущественно из плагиоклаза и роговой обманки, показано в табл. 10.

В плагиоклазах чаще отмечаются повышенные содержания Au, хотя имеются и низкие (под повышенными мы понимаем сотые и десятые доли грамма Au на 1 т.

В пробах габбро-диоритов высокие значения золота установлены в плагиоклазе и кварце (в г/т):

Габбро-диорит, № 1208	плагиоклаз	— 0,041
	кварц	— 0,045
	магнетит	— 0,0069

В габбро-монцонитах высокие содержания найдены в пироксене:

Габбро-монцонит, № 1072	калишпат + плагиоклаз	— 0,0050
	пироксен	— 0,012
	биотит	— 0,0082
	магнетит	— 0,0059

В содалитовых фойянтах золото в главных породообразующих минералах распределено следующим образом:

Содалитовый фойянт, № 1092	содалит	— 0,0048
	калишпат	— 0,055
	эгирин	— 0,0048

В калишпате из гранодиорита бассейна р. Ортосу (проба № 500) золото обнаружено в количестве 0,0048 г/т.

В аплитах наибольшие значения Au установлены в плагиоклазе, высокие — в кварце и калишпате:

Аплит, № 1336	плагиоклаз	— 0,22
	кварц	— 0,015
	калишпат	— 0,055

В кварцевых порфирах высокое значение золота отмечено в кварце:

Кварцевый порфир, № 1395	калишпат	— 0,020
	кварц	— 0,12

Таким образом, преимущественное накопление золота в светлых или темноцветных минералах пород исследуемого района не установлено. Поминеральный баланс для золота не определен. Валовые пробы содержат зачастую значительно меньшие количества Au.

Анализ биотитов на золото показал невысокие содержания элемента в пробах из массива гранодиоритов и повышенные — в близконтактных частях его (табл. 11).

Анализ аксессуарных магнетитов из пород района позволил установить невысокие и близкие значения для проб из массива гранодиоритов. Для порфировидных гранодиоритов контактовой части из других пород района также характерны большие вариации содержаний золота (табл. 12).

Активационным методом установлены весьма высокие содержания золота в цирконе из дайки порфировидных грано-

Таблица 11

Золото в биотитах пород Гавасая

Порода	Место взятия	№ пробы	Содержание Au, г/т
Габбро-монцонит	Центральный участок	1072	0,0082
	Джалгизурукский участок	1201	0,0038
	Бассейн р. Гавасай	100	0,0027
Гранодиориты	»	101	0,0011
	»	1283	0,0013
	»	1286	0,0022
Порфировидные гранодиориты (контактная часть массива)	Джалгизурукский участок	1228	0,036
	Ортосу	Г-68	0,11
	Нижний Кансай	Г-56	0,023
	Ортосу	Г-116	0,043
	Нижний Кансай	Г-193	0,21

Таблица 12

Золото в аксессуарных магнетитах пород Гавасая

Порода	Место взятия	№ пробы	Содержание Au, г/т
Габбро-диориты	Центральный участок	1208	0,0069
	»	1455	0,0086
	»	1454	0,018
Порфировидные габбро-диориты	Акташский участок	1017	0,0031
	Магнетитовый	1053	0,013
	Устье Бозымчака	1381	0,0050
	Центральный участок	1072	0,0059
Габбро-монциты	»	1214	0,019
	гора Каракджан	1076	0,038
	р. Джалгизурук	1201	0,0020
Андезитовые порфириты	Бассейн р. Гавасай	1283	0,0033
	»	1286	0,0053
	»	100	0,0042
Гранодиориты	»	101	0,0034
	Нижний Кансай	1397	0,022
	Джалгизурукский участок	1156	0,032
	»	1173	0,0031
	Нижний Кансай	Г-179	0,0085
Порфировидные гранодиориты контактовой части массива	»	1405	0,0092
	»	1217	0,062
	»	1215	0,096
Глубинный ксенолит	Центральный участок	1018	0,0043
Кварцевые диориты	Центральный участок		

диоритов (№ 1065) Нижнего Кансая — 0,025 г/т; в сфене из гидротермально измененной дайки (№ 1035) — 0,10, из гранодиоритов Ортосу (№ 120) — 0,13 г/т.

Золото в пиритах определялось спектрохимическим методом (аналитик В. В. Содовьева) из навесок в 10 г.

Содержания аксессуарного пирита в изверженных породах подвержены значительным колебаниям. Максимальные значения достигают 14 кг на 1 т породы и отмечаются в мелких штоках и дайках порфировидных габбро-диоритов, кварцевых диоритов, порфировидных гранодиоритов, гидротермально измененных дайках кислого состава.

Наиболее часто встречающимися кристаллографическими формами пирита являются кубы, реже пентагондодекаэдры и более сложные формы. Пирит зачастую нацело лимонитизирован. Содержание золота в пиритах колеблется от следовых количеств (табл. 13) до 0,107 г/т.

Таблица 13

Золото в пиритах Гавасая по данным спектрохимического анализа

Порода	№ пробы	Содержание Au, г/т	Изменения	Габитус
Порфировидные габбро-диориты	1002	0,025	Свежий	Кубический
	1041	0,002	»	»
	1042	0,002	»	Пентагондодекаэдрический
Порфировидные гранодиориты	1057	0,005	80% лимонита	?
	1064	0,064	100% »	?
	10,67	1097	100% »	?
	1071	0,060	70% »	?
Гидротермально измененные дайки кислого состава	1010	0,069	100% »	?
	1011	0,107	100% »	Кубический
	1046	0,100	50% »	»
	1051	0,065	50% »	»
	1012	0,107	50% »	?
	1014	0,006	Свежий	Пентагондодекаэдрич.
Кварцевый диорит	1004	0,043	90% лимонита	Кубический

Содержание золота в пиритах не зависит от степени их лимонитизации.

Как видно из приведенных значений содержаний золота в породообразующих и аксессуарных минералах, для последних не устанавливается какой-либо закономерности преимущественного его накопления. Аксессуарные, как и породообразующие минералы, характеризуются значительными дисперсиями его содержаний.

Металлоидные элементы. Породы района отличаются повышенными в той или иной мере против средних содержания-

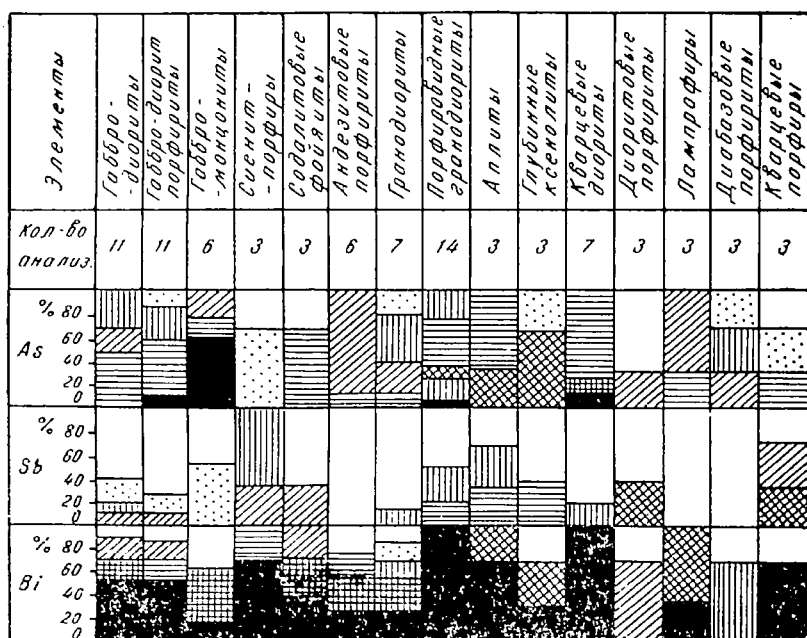


Рис. 7. Содержание и частота встречаемости металлоидных элементов в магматических породах района. Условные обозначения те же, что и к рис. 3.

Таблица 14

Средние содержания металлоидных элементов в породах Гавасая (в %)

Комп-лекс	Порода	As н·10 ⁻⁴	Sb н·10 ⁻⁵	Bi н·10 ⁻⁵
Карбоновый	Габбро-диориты	6,0	3,0	10,0
	Габбро-диорит-порфиры	7,0	2,0	18,0
	Габбро-монзониты	25,0	25,0	2,0
	Сиенит-порфиры	1,0	1,0	2,0
	Содалит. фойяиты	7,0	1,0	2,0
	Андезитовые порфиры	7,0	<1	10,0
	Гранодиориты	2,0	1,0	6,0
	Порфириовидные гранодиориты	7,0	3,0	25,0
	Гидротерм. измененные дайки кислого состава	30,0	7,0	17,0
	Аплиты	6,0	4,0	3,0
	Глубинные ксенолиты	7,0	2,0	1,0
Пермо-триасовый	Кварцевые диориты	16,0	1,0	33,0
	Диоритовые порфиры	7,0	2,0	0,2
	Лампрофиры	6,0	<1	1,3
	Диабазовые порфиры	3,0	<1	0,1
	Кварцевые порфиры	7,0	5,0	10,0

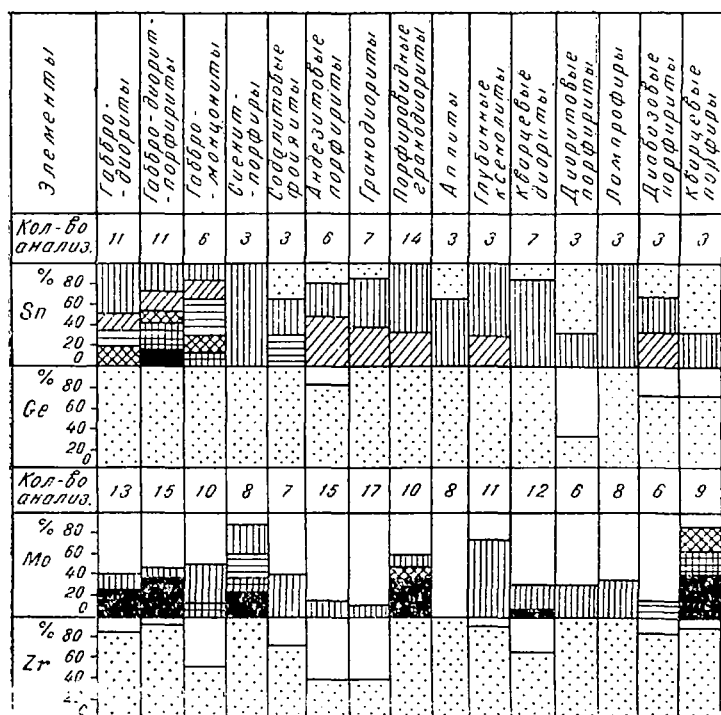


Рис. 8. Содержание и частота встречаемости редких элементов в магматических породах района. Условные обозначения те же, что и к рис. 3.

ми мышьяка и пониженными — сурьмы (рис. 7). Обнаруживаются высокие содержания висмута. Распределение его в каждом типе пород часто неравномерное, от 1 до $n \cdot 100 \cdot 10^{-6}\%$. В целом содержание этого элемента превышает среднее в десятки и сотни раз. Устойчивы высокие значения Bi — $n \cdot 100 \cdot 10^{-6}\%$, и отмечаются они для порфиroidных гранодиоритов контактовой части массива (табл. 14).

Редкие элементы. Олово в рассматриваемых комплексах присутствует в количествах, близких к средним. В габброидах содержание его выше среднего. Накоплений Sn в более кислых дифференциатах не наблюдается (рис. 8).

Германий и цирконий присутствует в количествах ниже средних. Содержание циркония несколько повышено в более кислых разностях пород (табл. 15). Четко выраженной зако-

Таблица 15

Средние содержания редких элементов в породах Гавасая (в %)

Комп-лекс	Порода	Sn п.10 ⁻⁴	Ge п.10 ⁻²	Mo п.10 ⁻⁴	Zr п.10 ⁻⁴
Карбоновый	Габбро-диориты	4,0	4,0	3,0	10,0
	Габбро-диорит-порфиры	10,0	5,0	7,0	9,0
	Габбро-монцититы	5,0	2,5	1,5	2,0
	Сиецит-порфиры	1,0	2,0	7,0	5,0
	Содалитовые фойяиты	2,0	2,0	0,5	3,0
	Андезит. порфиры	5,0	5,0	0,5	2,0
	Гранодиориты	5,0	3,0	0,5	3,0
	Порфиоровидные гранодиориты	5,0	7,0	5,0	12,0
	Гидротерм. измененные дайки кислого состава	5,0	5,0	7,0	15,0
	Аплиты	4,0	7,0	<0,5	14,0
Пермо-триасовый	Глубинные ксенолиты	5,0	2,0	1,0	7,0
	Кварцевые диориты	3,0	3,0	0,5	6,0
	Диоритовые порфиры	1,0	1,0	0,5	8,0
	Лампрофиты	4,0	3,0	0,5	9,0
	Диабазовые порфиры	4,0	2,0	0,5	2,0
	Кварцевые порфиры	1,0	1,0	10,0	17,0

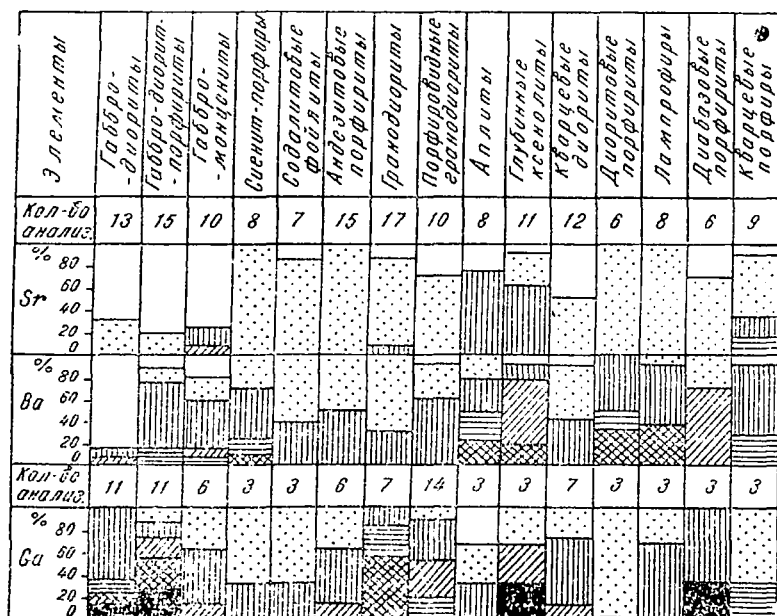


Рис. 9. Содержание и частота встречаемости малых петрогенных элементов в магматических породах района. Условные обозначения те же, что и к рис. 3.

номерности в изменении содержаний молибдена в зависимости от состава пород не отмечается. Обращают внимание повышенные значения Мо в кварцевых порфирах.

Малые петрогенные элементы. Стронций в породах обнаружен в количествах ниже средних (рис. 9). Отмечается слабое накопление его в кислых дифференциатах — аплитах и кварцевых порфирах. Барий распределен неравномерно. Для галлия характерны средние и выше средних содержания, по А. П. Виноградову (1962). Наиболее высокие значения галлия найдены в габброидах (табл. 16), с увеличением щелочности которых содержание его падает. В породах пермо-триасового комплекса отмечены средние, по А. П. Виноградову, величины Ga, не обнаруживающие закономерного его накопления.

Радиоактивные элементы. Слабо повышенные концентрации акцессорного урана отмечаются в кварцевых порфирах. С увеличением щелочности пород повышение его содержаний не устанавливается. Среднее содержание акцессорного тория в породах соответствует средним по А. П. Виноградову

Таблица 16
Средние содержания малых петрогенных элементов
в породах Гавасая (в %)

Комп- лекс	Порода	Sr n·10 ⁻³	Ba n·10 ⁻²	Ga n·10 ⁻⁴
Карбоновый	Габбро-диориты	6	1	80
	Габбро-диорит-порфи- риты	7	3	100
	Габбро-монзониты	10	2	25
	Сиенит-порфиры	3	16	12
	Содалитовые фойиты	9	5	15
	Андезитовые порфи- риты	6	4	24
	Гранодиориты	5	4	80
	Порфировидные гра- нодиориты	2	5	40
	Гидротерм. изменен- ные дайки кислого состава	10	4	30
	Аплиты	25	23	15
	Глубинные ксенолиты	22	12	120
Пермо- триасовый	Кварцевые диориты	10	3	22
	Диоритовые порфи- риты	33	18	8
	Лампрофиры	20	16	20
	Диабазовые порфи- риты	5	5	30
	Кварцевые порфиры	18	12	30

Платина в породах Гавасая

Порода	Колич. анализов	Содерж. Pt, г/т
Габбро-диориты и порфировидные разновидности	37 (9) *	0,001—0,005 0,028; 0,054
Габбро-монзониты	11 (2)	0,001 0,009
Сиенит-порфиры	9 (1)	0,001
Содалитовые фойяиты	5	—
Андезитовые порфири- ты	12 (4)	0,001—0,004
Гранодиориты и порфировидные разновидности	26 (18)	0,002—0,006 0,026; 0,055
Аплиты	4 (1)	0,003
Глубинные ксенолиты	7 (3)	0,001
Гидротермально измененные дайки	7 (1)	0,003
Кварцевые диориты	11 (2)	0,001
Диоритовые порфи- риты	3	—
Лампрофиры	9 (2)	0,005
Диабазовые порфи- риты	6 (4)	0,001—0,004
Кварцевые порфиры	7 (2)	0,001 0,005
Пириты акцессорные	9 (4)	0,004—0,006

* В скобках — количество анализов, установивших платину.

(1962). Наблюдается четкая зависимость увеличения количества тория с возрастанием щелочности и кислотности пород.

Платина. Результаты как нейтронно-активационного, так и пробирно-спектрального анализов платины, полученные рядом исследователей Кураминского хребта, крайне неустойчивы. Порядок приведенных цифр, полученных различными методами, еще существеннее отличается. Анализы гавасайских пород позволили установить платину в третьей части проанализированных проб в количестве 0,001—0,005 г/т (табл. 17).

Бор. Как видно из гистограмм частот распределения (рис. 10, 11), магматические породы Гавасайского рудного поля отличаются повышенными содержаниями бора по сравнению со средними для гранитоидов (0,0008%) и основных по-

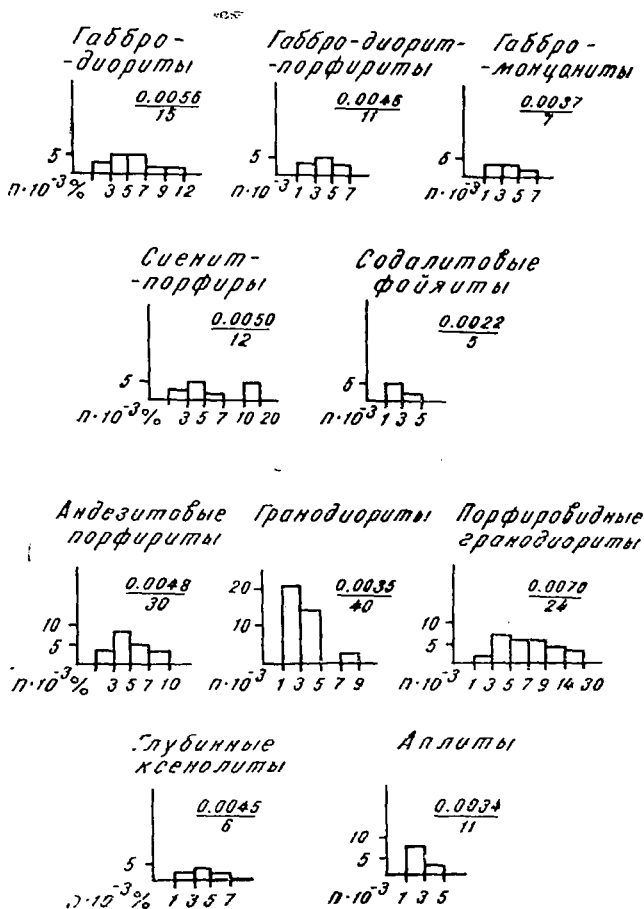


Рис. 10. Дистогаммы частот распределения содержания бора в породах карбонового комплекса.

род (0,0005%), приведенными в работе С. М. Александрова, В. Л. Барсукова, В. В. Щербины (1968).

Наибольшими дисперсиями значений обладают габбро-диориты, сиенит-порфиры, гранодиорит-порфиры и кварцевые диориты. Для них характерно постоянное присутствие акцессорного турмалина, что и обусловило, видимо, наличие повышенных содержаний бора в валовых пробах.

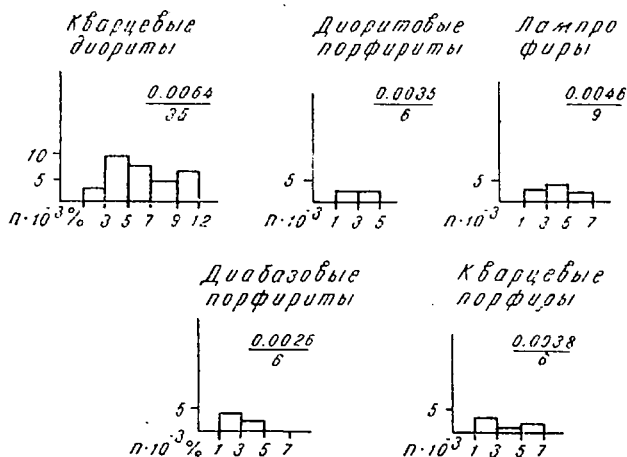


Рис. 11. Гистограммы частот распределения содержания бора в породах пермо-триасового комплекса.

Среднее содержание бора в вулканогенных породах минбулакской свиты района Гавасайского рудного поля (юго-восточное и северо-западное крылья Гавасайской антиклинали), равное 0,0048%, близко к значению, приведенному В. Д. Отрощенко (1967), — 0,0051% для всей минбулакской свиты Кураминского хребта.

Полученное нами значение бора в гранитоидах—0,0035%—находится в пределах величин для аналогичных пород (0,0049—0,0064%), полученных В. Д. Отрощенко (1970).

В порфировых и порфировидных гранодиоритах апофиз и даек контактовой части массива гранодиоритов отмечаются повышенные содержания бора по сравнению с гранодиоритами.

Акцессорные и рудные магнетиты контактовой части массива гранодиоритов также содержат повышенные количества бора — до 0,02%.

Таким образом, геохимическое изучение осадочных и магматических пород района Гавасайского рудного поля позволило установить следующее:

1. Карбонатная толща характеризуется незначительными содержаниями свинца, цинка, золота, бора. Анализами не обнаруживаются также сколько-нибудь заметные количества висмута, меди, серебра, таллия и других элементов.

2. В магматических породах установлены средние и ниже-средние, по А. П. Виноградову, содержания большинства элементов группы железа, металлических, металлоидных, редких, малых петрогенных, радиоактивных и платины. Акцессорные галлий и мышьяк присутствуют во всех породах в количествах, несколько превышающих средние значения. Содержание акцессорного бора выше средних в несколько раз, а таллия и висмута — в десятки и сотни раз.

ГЛАВА IV

ОСНОВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СКАРНОВ

Метасоматические образования магматического этапа

Магнезиальные скарны

Распространенность и общая характеристика. В последнее время намечается тенденция разграничения и более дробного подразделения обширной группы скарновых образований на основе выделения метасоматических фаций и формаций. Так, В. А. Жариков (1956, 1968) считает, что к метасоматической фации следует относить совокупность пород, образованных в различных зонах метасоматической колонки в результате воздействия растворов определенного этапа гидротермального цикла, в определенных условиях температуры, давления и глубинности, при определенной подвижности вполне подвижных компонентов в растворе.

Метасоматические фации объединяются в метасоматические формации.

Метасоматическая формация определяется как совокупность метасоматических фаций, образованных в результате одного петрогенетического процесса, или как совокупность метасоматических пород, сформированных в различных (по температуре, глубинности, составу исходных пород, концентрации вполне подвижных компонентов) фациальных условиях в одном петрогенетическом процессе.

Л. И. Шабынин (1966) предлагает дополнительно к сделанному в данном направлении В. А. Жариковым следующие терминологические разграничения: известковые скарны, образующиеся по известнякам, обозначить как собственно известковые скарны и разделять их с известковыми скарнами, развивающимися в доломитовых контактах по магнезиальным скарнам, закрепив за последними термин известковые скарны магнезиальноскарновой формации (или апомагнезиальные известковые скарны).

В дальнейшем при описании различных типов скарнов мы будем придерживаться классификации, предложенной В. А. Жариковым и Л. И. Шабыниным.

Под магнезиальными скарнами следует понимать (Коржинский, 1953; Шабынин, 1961), породы, состоящие из магнезиальных минералов (типоморфны шпинель, форстерит, диопсид и др.), которые образовались в результате воздействия трансмагматических растворов на доломиты в процессе магматического замещения последних.

В Гавасайском рудном поле они связаны с верхнепалеозойскими интрузиями габбро-диоритов, габбро-диорит-порфири-тов, габбро-сиенитов, сиенит-порфири-тов, содалитовых фойеитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов и образуют зональные тела самой различной мощности.

Более поздние образования (гранит-порфиры, кварцевые порфиры, диабазовые порфириты) обычно скарнов не дают.

Магнезиальные скарны, как наиболее ранние продукты метасоматоза, редко сохраняются свежими. Они обычно подвергнуты интенсивным послемагматическим изменениям, иногда до полного замещения. В Гавасае они развиты повсеместно. На одних участках (Ортосу, Центральный, Джалгизюрюкский) — это хорошо сохранившиеся образования с нормально развитой метасоматической зональностью, на других же участках (Нижний Кансай, особенно Магнетитовый, Акташский и др.), где интенсивнее проявились постмагматические процессы, магнезиальные скарны оказались замещенными известковыми скарнами или подверглись гистерогенным преобразованиям.

Распространенная на участке метасоматическая зональность магнезиальных скарнов характерна для подобных образований, однако в большинстве случаев выразительность ее значительно стерта различной интенсивности постмагматическими изменениями скарновых пород. При слабом известково-скарновом замещении чаще всего наблюдается следующая последовательность зон (от мраморов к гранитондам):

1. Брусит-кальцит-апопериклазовый мрамор;
2. Флогопит-кальцит-серпентиновая порода, заместившая шпинель-форстеритовые скарны;
3. Серпентин-диопсидовая с флогопитом порода, содержащая реликты форстерита и образовавшаяся на месте шпинель-форстерит-диопсидового скарна;
4. Шпинель-кальцит-флогопит-пироксеновая порода (зона шпинель-пироксенового скарна);
5. Скарнированная порода эндоконтакта;
6. Свежая интрузивная порода.

Изменения первоначальных магнезиальных скарнов (магматического этапа) проявлены неравномерно, и переходы между свежими их разновидностями и апоскарновыми образова-

ниями соответствующих зон хорошо прослеживаются. Лишь крайняя тыловая зона метасоматической колонки, представленная свежей плагиоклаз-пироксеновой околоскарновой породой, нами отмечалась редко. Это обстоятельство, впрочем, может быть обусловлено малой мощностью данной зоны (первые сантиметры), наиболее сильными в непосредственном контакте с гранитоидом изменениями пород магматического этапа, их выветрелостью и наличием местами мелких тектонических подвижек вдоль контактов.

Суммарная мощность скарнов обычно не превосходит первые десятки метров, достигая в отдельных случаях 100 м и более. Наибольшая мощность отмечается у зон фассантового скарна.

Минеральный состав скарнов. К числу главных скарнообразующих минералов магматического этапа следует отнести шпинель, форстерит, фассант и кальцит. В составе преобразованных магнезиальных скарнов распространены флогопит, серпентин, амезит, а в кальцифирах — также брусит и периклаз. Из комплекса минералов известковых скарнов к перечисленным добавляютсяgrossуляр и ксантофиллит, как наиболее распространенные.

Шпинель широко распространена, однако больших скоплений не образует. Отмечается только в магнезиальных скарнах, кальцифирах и продуктах преобразования этих пород на участках Ортосу, Центральный, Акташский, Магнетитовый, Нижне-Кансайский и Джалгизурюкский. Обычно образует либо скопления округлых выделений, либо редкую вкрапленность зерен октаэдрической формы. Окраска в шлифах различной густоты зеленая, иногда желто-бурая. В скарнах, подвергшихся изменению, встречается шпинель с пятнистой окраской.

Замеры показателя преломления шпинели в ряде образцов указывают на принадлежность минерала к обыкновенной разновидности ряда герцинит — плеонаст с содержанием до 25% молекул FeAl_2O_4 .

При послемагматических преобразованиях шпинель замещается флогопитом, иногда с выделением магнетита, реже паргаситом, ксантофиллитом, grossуляром, геленитом, хлоритом-амезитом, эпидотом.

Минералами, ассоциирующими со шпинелью в породах рудного поля, являются: фассант, форстерит, флогопит, паргасит, ксантофиллит, grossуляр, магнетит, кальцит. Корреляции в железистости нами прослежены лишь для пары фассант — шпинель, соответствующие данные сведены в табл. 18. Они отражают закономерно большую железистость шпинели, чем

совместно присутствующего пироксена. Соотношение этих показателей в среднем составляет $\frac{f_m S_{pl}}{f_m P_y} \cong 1,5$ и согласуется с графиком корреляции, предложенным Л. И. Шабыниным (1969).

Пироксены наравне с гранатами являются главными минералами скарнов. Они иногда полностью слагают скарновые зоны, мощности которых исчисляются десятками метров.

Среди минералов этой группы можно выделить пироксены магматического этапа, принадлежащие к магнезиальным скарнам, — фассанты и постмагматические, развивающиеся с замещением последних, — диопсид- и салит-авгиты. Геденбергит, получивший распространение на Центральном участке, следует относить к образованиям известковоскарновой формации (описывается в разделе, посвященном собственно известковым скарнам).

Таблица 18

Светопреломление и железистость пироксена и шпинели, ассоциирующих в скарнах

№ пробы	Минерал	Ng и No	fm	Место взятия образца	Минеральная ассоциация
121	Пироксен	1,710	10,5	Участок	Флогопит, шпинель, пироксен
	Шпинель	1,735	18,0	Ортосу	
123	Пироксен	1,711	10,0	»	Флогопит, шпинель, пироксен
	Шпинель	1,739	17,0	»	
172	Пироксен	1,698	5,0	Нижний	Шпинель, пироксен
	Шпинель	1,714	0,0	Кансай	
189	Пироксен	1,710	10,0	»	Шпинель, пироксен, гранат
	Шпинель	1,743	25,0	Нижний	
182	Пироксен	1,717	12,0	Кансай	Шпинель, гранат, пироксен
	Шпинель	1,733	15,0		
90	Пироксен	1,711	10,0	Участок	Гранат, шпинель, пироксен
	Шпинель	1,734	17,0	Центральный	
182a	Пироксен	1,715	12,5	Нижний	Шпинель, пироксен
	Шпинель	1,732	15,0	Кансай	

Гавасайские фассанты характеризуются зеленой и буровато-зеленой окраской, химический состав трех образцов приводится в табл. 20, а оптические константы некоторых фассантов даны в табл. 19, из которой видно, что величины их Ng находятся в пределах 1,700—1,708 (железистость — 3—10%, по диаграмме Шабынина, 1969).

Величины дисперсии, приведенные в табл. 20, получены как разница величины угла 2V для красного света ($\lambda=660\text{ м}\mu$) и голубого ($\lambda=475\text{ м}\mu$). Описываемые разности моноклинных

Светопреломление и дисперсия угла оптических осей фассантов месторождения Гавасай (по Р. Дженчураевой)

№ обр.	Цвет в образце	Дисперсия (ось В)	Ng	Np	Ng—Np	cNg	2V (589 мμ)
183	Светло-желтовато-зеленый	3°	1,701	1,674	0,024	44°	58°
162	Светло-зеленый	2,5°	1,708	1,677	0,031	39°	57°
188	Желтовато-зеленый	3—3,5°	1,705	1,683	0,023	36°	59°
166	»	5—5,5°	1,707	1,683	0,024	41—42°	46°

пироксенов под микроскопом в шлифах обычно не окрашены и часто имеют зерна кристаллических очертаний (рис. 12). Характерны и двойники. Для фассанта является обычной ассоциация со шпинелью. Химические анализы пироксенов апомагнезиальных известковых скарнов не проводились. Судя по величинам их светопреломления ($N_0 = 1,711-1,725$), железистость их колеблется от 20 до 40% (по кривой Х. Хесса, 1949).

Форстерит, несмотря на широкое распространение, наблюдается редко в связи с интенсивными процессами его гистеро-

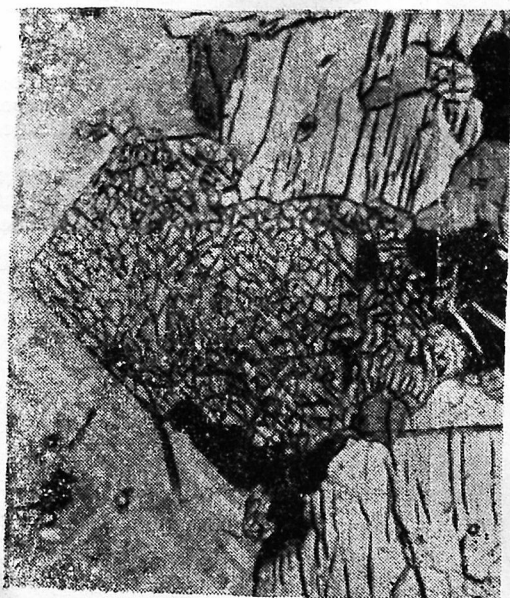


Рис. 12. Зерно фассанта с хорошей спайностью по двум направлениям. Шл. 123. Ув. 45. Ник. +

Химический состав фассантов (в %)¹

Компо- ненты	Место отбора образцов и автор						Примечание
	Наклай (Исма- илов, 1958)	Чаткал (Ени- кеев, 1951)	Броад- форд (Тилли, 1951)	Гавасай (Дженчураева)			
				уч. Ор- тосу, обр. 123	уч. Ор- тосу, обр. 73	уч. Маг- нетито- вый, обр. 15	
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	46,24	45,00	49,81	46,81	38,20	39,82	Обр. 123 — из флогопит-шпинель-пироксенового скарна Обр. 15 — пироксеновый скарн со шпинелью Обр. 73 отобран из гранат-пироксенового скарна со шпинелью. Зерна пироксена находятся в сростании с кальцитом, чем и обусловлены, по-видимому, очень большие значения ппп.
TiO ₂	0,61	0,41	0,41	0,41	0,33	0,52	
Al ₂ O ₃	11,17	13,81	6,42	5,33	7,32	13,26	
Fe ₂ O ₃	4,69	2,60	1,25	2,06	1,11	0,68	
FeO	—	0,65	1,03	0,46	1,32	1,78	
P ₂ O ₅	—	—	—	0,006	0,017	0,161	
MnO	0,08	0,06	0,06	0,09	0,06	0,28	
MgO	11,59	9,27	15,22	15,44	12,36	12,88	
CaO	23,60	25,20	25,92	26,48	29,85	25,76	
Na ₂ O	—	1,98	—	0,5	0,5	0,3	
K ₂ O	—	0,33	—	—	—	0,5	
H ₂ O—	—	0,72	0,06	0,31	0,20	0,37	
H ₂ O ⁺	—	—	0,13	—	—	—	
ппп.	—	—	—	2,12	8,75	3,68	
SO ₃	—	—	—	0,26	0,27	0,24	
CO ₂	—	—	0,15	—	—	—	

¹ Здесь и в дальнейшем измерения величин светопреломления производились в монохроматическом свете с $\lambda=589$ мμ. В приводимых обозначениях n и ρ соответственно отвечают $\lambda=475$ мμ и $\lambda=660$ мμ.

Продолжение таблицы 20

1	2	3	4	5	6	7	8
Сумма	100,05	100,03	100,19	100,28	100,28	100,23	
Анали- тик	П. Л. При- ходько	Т. И. Сукон- кина	—	Р. Чучманова			
Уд. вес	3,17	3,305	—	—	—	—	
Ng	1,704	1,725	1,704	1,711	1,717	1,711	
Nm	1,686	1,703	—	—	—	—	
Np	1,680	1,698	1,680	1,687	1,686	1,683	
2V	—	72°	—	+58°	+62°	—	

Обр. 123 (Ca_{0,99} Na_{0,03})_{1,02} (Mg_{0,81} Fe₃₊_{0,09} Fe₂₊_{0,01} Ti_{0,11})_{1,02} (Si_{1,64} Al_{0,22})_{1,86} O_{6,00}Обр. 15 (Ca_{1,00} Na_{0,02})_{1,02} (Mg_{0,71} Fe₃₊_{0,02} Fe₂₊_{0,06} Ti_{0,14} Al_{0,04})_{0,97} (Si_{1,46} Al_{0,54})_{2,00} O_{6,00}

генного разложения. Встречается в основном в виде небольших реликтов среди серпентина, вместе с которым иногда присутствует пылевидный магнетит.

Брусит широко распространен в составе бруситовых и брусит-периклазовых мраморов. Тектурные и структурные особенности последних типичны для аналогичных мраморов из различных районов (Некрасов, 1966; Синяков, 1967; Гитар и Лаффитт, 1961, и др.). Помимо нодулей брусит образует в доломитах прожилки с параллельно-пластинчатым строением.

Периклаз встречается редко, в связи с его бруситизацией и карбонатизацией, отмечается обычно в реликтовых зернах в центральных частях бруситовых нодулей в шлифах.

Кальцит широко распространен в скарпах магматического этапа и появляется в качестве минерала, выполняющего избыточный объем, образующийся при замещении карбонатных пород. Представлен крупнокристаллическими выделениями, реже — в линзовых обособлениях чисто-белого или голубоватого цвета.

Типы пород. На всех участках Гавасайского рудного поля породы магнезиально-скарновой формации сложены в основном одним и тем же комплексом скарновых минералов, количества которых в различных породах сильно колеблются.

Карбонатные породы рудного поля представлены, как отмечалось выше, в основном доломитами, но встречаются доломитовые известняки, известковые мраморы с прослоями и пачками кремнистых, битуминозных и других разностей известняков.

Среди магнезиальных карбонатных пород отмечаются разности (окварцованные, серпентинизированные и т. п.); интенсивно измененные низкотемпературными процессами. Эти породы мы объединяем под названием офикальциты (сложены кальцитом, серпентинитом, амезитом).

Флогопит-кальцит-серпентиновые породы внешней зоны экзоконтакта сложены в основном серпентином, в меньшей степени — кальцитом. Флогопит присутствует в них в очень небольших количествах (первые единицы процентов), так же, как и шпинель (в реликтах среди флогопита), амезит и магнетит. Для этих пород характерно неравномерное, пятнистое, беспорядочное распределение составляющих их минералов. Местами сплошные массы серпентина значительной мощности сменяются по простиранию кальцит-серпентиновыми породами небольшой мощности.

Серпентин-диопсидовые породы слагают тыловую часть экзоконтакта. Они состоят в основном из пироксена (диопси-

да) с участками неравномерно распределенной шпинели. Местами последняя почти полностью замещена флогопитом и амезитом. Форстерит представлен редкими мелкими изъеденными зернами среди серпентина, который в массе породы подчинен.

Собственно пироксеновые разности магнезиальных скарнов в свежем виде почти полностью сложены фассантом с подчиненной шпинелью. В значительном числе случаев скарповая масса уже нацело замещена флогопитом, иногда в ней отмечается лишь немного ксантофиллита.

Текстура пород пятнистая, и слагающие ее минералы распределены неравномерно.

Участки пород, находящиеся в непосредственном контакте с интрузивом, обычно интенсивно низкотемпературно изменены, и выделение в этой части разреза отдельных зон экзо- и эндоконтакта крайне затруднено. Плагноклазы гранитоидов подвергаются интенсивной серицитизации вплоть до псевдоморфного замещения их мелкошешуйчатым слюдястым агрегатом. Иногда по плагноклазам развивается калиевый полевой шпат. Цветной минерал представлен пироксеном. Это значит, что повышается щелочность породы экзоконтакта.

Разрезы тел магнезиальных скарнов на различных участках Гавасайского рудного поля выглядят следующим образом.

Постмагматические процессы на участке Каракансай (расположен по правому склону правого притока р. Ортосу) проявлены слабо, и можно хорошо наблюдать типичные магнезиальные скарны магматического этапа и преобразованные магнезиальные скарны (рис. 13). Взаимоотношения пород в поперечных сечениях контактов здесь следующие.

Бруситовые мраморы сменяются (в направлении к интрузиву) зоной форстерит-кальцит-серпентиновой породы небольшой мощности, за которой следует флогопит-пироксеновый скарн. Количественное отношение пироксена и флогопита в последнем колеблется в пределах 3 : 1; 4 : 1; местами отмечаются гнезда флогопита почти мономинерального состава. Ближе к гранитоиду в скарне в целом флогопита гораздо меньше, а шпинель более сохранилась.

Количественное отношение минералов в породе: Фл : Шп : Пи = 1 : 1 : 10, однако шпинель распределена весьма неравномерно и местами почти отсутствует.

Контакт с роговообманковым гранодиоритом (слагающим округлой формы шток диаметром около 5 м) постепенный и переходит от осветленного гранодиорита к скарну. В противоположном по разделу контакте гранодиорита выступает фло-

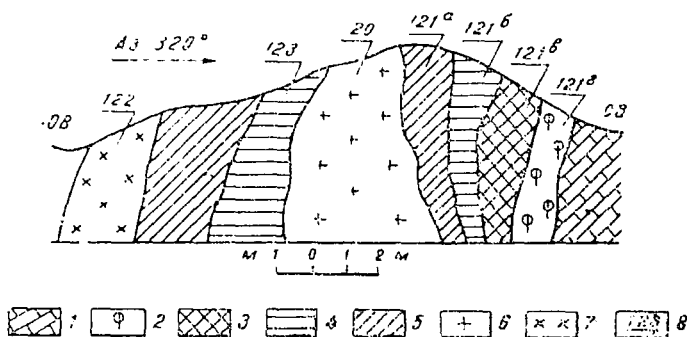


Рис. 13. Разрез через магнезиальноскарновую зону (канавка А, участок Каракасай).
1 — бруситовый мрамор; 2 — форстеритовый кальцифир; 3 — флогопит-пироксеновый скарн; 4 — шпинель-пироксеновый скарн; 5 — пироксеновый скарн; 6 — роговообманковый гранодиорит; 7 — гранит-порфир; 8 — места отбора проб.

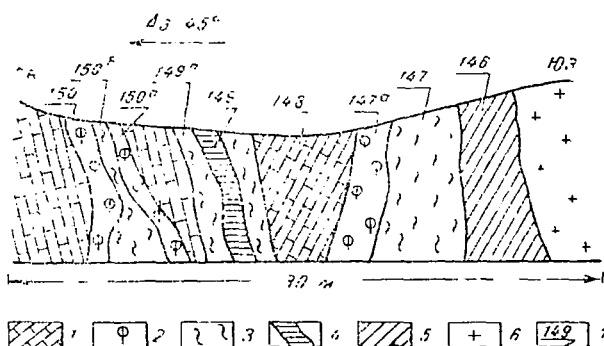


Рис. 14. Разрез через скарновую зону (канавка Б, участок Каркэнсай).
1 — доломит; 2 — форстеритовый кальцифир; 3 — серпентин; 4 — хризотил-асбест; 5 — шпинель-пироксеновый скарн; 6 — гранодиорит; 7 — места отбора проб.

гопит-шпинель-пироксеновый скарн, с переменным количеством флогопита.

Разрез по канавке Б (рис. 14): бруситовый мрамор — серпентин-форстеритовая порода неравномерного сложения с

кальцитом и жилками хризотил-асбеста — серпентиновая порода — брусит-кальцитовый мрамор — серпентиновая порода с остатками форстерита — пироксеновый скарн — гранодиорит.

Такого типа разрезы магнезиально-скарновых контактов с гранодиоритами наиболее распространены и типичны для Гавасайского рудного поля.

Разрез по канаве В: мраморизованные бруситизированные доломиты — форстерит-шпинель-пироксеновый скарн, частично серпентинизированный, — шпинель-пироксеновый скарн, пересеченный двумя постскарновыми нарушениями, — гранодиорит биотит-роговообманковый — пироксеновый скарн со шпинелью, флогопитом и ксантофиллитом — форстерит-пироксеновый скарн, серпентинизированный, — бруситовый

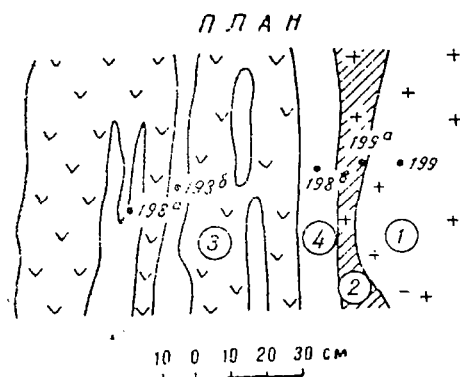
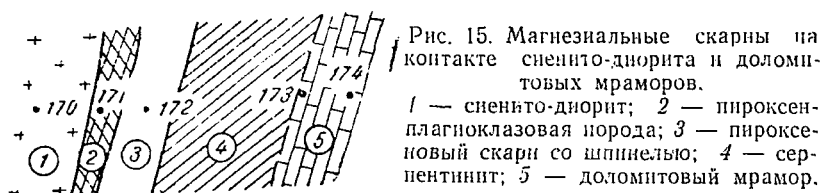


Рис. 16. Дайка кварцевых порфиров сечет магнезиальные скарны.
1 — граносyenит; 2 — измененный граносyenит; 3 — кварцевый порфир; 4 — фассантовый скарн, частично серпентинизированный.

мрамор — форстерит-пироксеновый скарн, околоскарновая пироксен-плагноклазовая порода — пироксен-шпинелевый скарн с форстеритом, сильно серпентинизированный.

Магнезиальные скарны широко развиты и на других участках рудного поля — Магнетитовом, Центральном и Кансайском (рис. 15, 16). Однако метасоматическая зональность в них не выражена так ярко, как на Каракансае, и они редко сохраняются свежими. По-видимому, такие факторы, как интенсивная тектоническая нарушенность пород, наличие разновозрастных интрузий, интенсивно проявленные послемагматические процессы, играли немаловажную роль в преобразовании и замещении магнезиальных скарнов магматической стадии известковыми скарнами.

Магнезиальные скарны на этих участках подвергнуты интенсивному послемагматическому замещению известковыми скарнами и их удобнее рассматривать вместе с последними.

Мервинит-монтичеллитовые скарны

На Центральном участке широкое распространение получили мервинит-монтичеллитовые образования. Состав их впервые был описан С. Т. Бадаловым, И. М. Головановым, Б. П. Хожателевым (Бадалов, 1958, 1965), которые указали на наличие в них геленита, сперрита и монтичеллита.

Карбонатная толща здесь, представленная перемежающимися прослоями известняков и доломитистых известняков, прорвана штоками и дайками габбро-диоритов, габбро-монцитов, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Сненит-порфиры, щелочные снениты, содалитовые фойянты развиты среди мервинит-монтичеллитовых скарнов и сопровождаются контактово-метасоматическими оторочками небольшой мощности.

Наиболее молодые интрузивные образования — кварцевые диориты — прорывают основные, щелочные породы и мервинит-монтичеллитовые скарны. Контактново-метасоматические образования, связанные с кварцевыми диоритами, представлены типичными известковыми скарнами пироксенового и гранат-пироксенового состава. Монтичеллитовые скарны образуют компактное тело, расчлененное интрузией кварцевого диорита на несколько частей. В западной из последних присутствуют мелкие выходы габбровых пород, с которыми предположительно генетически связаны монтичеллитовые и мервинитовые скарны. Непосредственные контакты скарнов с интрузивными породами не устанавливаются в силу развития в этих контактах апомагнезиальных известковых скарнов пироксенового и пироксен-гранатового состава. Пироксеновые скарны

развиты и в контактах монтichelлитовых скарнов с кварцевыми диоритами. Учитывая направление простирания доломитовых пачек вблизи контактов их с монтichelлитовыми скарнами (см. рис. 30), можно предположить, хотя непосредственные контакты этих скарнов с доломитами не обнаружены (выходы тех и других пород встречаются в 20—30 м один от другого по линии простирания доломитов), что такие контакты существуют. Смена монтichelлитовых скарнов мервинитовыми наблюдалась в двух местах в таких условиях, что наиболее вероятным представляется положение мервинита в более тыловой (близкой к габбро) зоне скарнов. Абсолютное преобладание (95 : 5) монтichelлитовых скарнов на участке с немногими мелкими выходами габбро среди этих скарнов также говорит о наиболее вероятном расположении мервинитовых скарнов в основном в не вскрытых еще эрозией частях скарнового тела (вблизи контакта с габбро).

Смена монтichelлитовых скарнов мервинитовыми происходит постепенно через монтichelлит-мервинитовые породы. Несмотря на широкое распространение в этих скарнах геленита, он занимает подчиненное положение. Развитие его вокруг зерен шпинели (оранжевато-желтой) позволяет рассматривать его как минерал апомагнезиальных известковых скарнов. Кроме этих минералов в качестве послемагматических развиваются еще два минерала, свойства которых отличаются от спуррита, но ближе нами не диагностированы. В шлифах отчетливо видно замещение монтichelлита мервинитом и геленитом.

Контакт мервинит-монтichelлитовых скарнов с главным телом габбро-диоритов не вскрыт и наблюдается лишь около мелких апофиз, состав которых соответствует габбро-монцонитам. В этих местах присутствуют узкие зоны (20 см) известковых скарнов, сложенных пироксеном и гранатом, которые, по-видимому, включают в себе скарны экзо- и эндоконтакта и являются типичными постмагматическими биометасоматическими образованиями.

Характерной особенностью контактово-метасоматических образований участка является отсутствие в их составе магнезиальных скарнов магматической стадии, которые здесь заменены скарнами монтichelлитового состава.

Таким образом, не рассматривая здесь известковые скарны, связанные с кварцевыми диоритами, можно отметить следующие особенности скарнов участка:

1) повышенную или высокую щелочность основных интрузивных пород среди мервинит-монтichelлитовых скарнов;

2) нормальный состав габбро-диоритов в остальной части Гавасайского рудного поля, где в их контактах имеются магнезиальные скарны магматической стадии и развивающиеся с замещением последних постмагматические известковые скарны;

3) большую мощность монтichelлитовых скарнов; метасоматическая зональность здесь в направлении к интрузивным телам предположительно представлена сменой монтichelлитовых скарнов мервинитовыми;

4) в зонах контактов щелочных и ультращелочных пород с монтichelлитовыми скарнами наблюдаются мелкие жильные инъекции магматического материала в массу скарнов; при этом минеральный состав инъекций не отличается от состава породы основной части интрузивного тела;

5) в местах таких инъекций биметасоматические скарны развиты очень слабо.

Геологическая обстановка, взаимоотношение пород и особенности их минерального состава позволяют представить формирование их в следующем порядке: скарновый процесс начался в магматическую стадию на фронте воздействия на магнезиально-карбонатные породы трансмагматических растворов впереди продвигающейся габбро-диоритовой магмы. Повышенная основность магмы обеспечивала повышенные температуры в контакте на фронте магматического замещения. Следствием этого, а также условий глубинности (давление CO_2 в растворе), а возможно пониженного содержания MgO в карбонатной породе вместо обычных магматических скарнов шпинель-фассантового и форстеритового состава возникли мервинит-монтichelлитовые скарны.

В соответствии с представлениями Д. С. Коржинского (1939) следует предположить, что скорость инфильтрации потока трансмагматических растворов не препятствовала встречной диффузии щелочей и проявлению интенсивной волны отраженной щелочности, возникшей в карбонатной среде вследствие взаимодействия оснований в потоке трансмагматических растворов и роста активности сильных оснований.

В результате габбро-диоритовая магма, воздействовавшая на породы скарнового ореола, консолидировалась в виде пород повышенной и высокой щелочности.

Описанные выше особенности геологических взаимоотношений и минерального состава скарнов и интрузивных пород близки рассмотренным С. Клабо (Glabaugh, 1953) в Техасе.

Приведенные данные позволяют поставить вопрос об образовании в магматический этап части скарнов, ранее рассмат-

ривавшихся как постмагматические известковые скарны маг-
 незнальноскарновой формации. В связи с этим предположение
 о принадлежности монтichelлитовых скарнов Леспромхозного
 месторождения к магматическому этапу (Синяков, 1967) пред-
 ставляется весьма вероятным. Нужно заметить, что монтichel-
 литовые скарны, характеризующиеся развитием специфиче-
 ских минеральных ассоциаций небольших глубин, являются
 довольно редкими образованиями и описаны лишь в несколь-
 ких местах земного шара — в Мексике, Калифорнии (Couvo,
 1953; Newvonen, 1952), в Шотландии (Tilley, 1947, 1951), в Ир-
 ландии (Nockolds, 1947), в Советском Союзе — в Горной Шо-
 рии (Саранчина, 1936; Синяков, Синякова, 1961), в некоторых
 районах Сибирской платформы (Соболев, 1935), на Урале
 (Варлаков, 1959), в Приморье (Лобанова, 1960). В последнее
 время в литературе участились сообщения о находках мерви-
 нит-монтichelлитовых скарнов в ряде районов земного шара.
 Из особенностей минералов обсуждаемых скарнов отметим
 следующие.

Монтichelлиты Гавасая (табл. 21) в сравнении с другими
 (смотри таблицу химических составов и оптических свойств
 монтichelлитов у В. И. Синякова, 1961) обладают достаточно
 высоким содержанием СаО, содержанием MgO ниже обычно-

Таблица 21

Химический состав и оптические свойства монтichelлитов
 Гавасая (в вес. %)

Компонен- ты	По Р. Д. Дженчурае- вой		По С. Т. Бадалову	
	обр. 400	обр. 401	обр. 1	обр. 2
SiO ₂	30,97	32,40	37,3	30,40
TiO ₂	0,30	0,17	—	—
Al ₂ O ₃	7,68	8,29	—	7,86
FeO	2,03	2,40	3,90	—
Fe ₂ O ₃	1,08	0,86	—	1,95
MnO	0,05	0,04	0,08	—
MgO	9,49	8,64	24,93	10,48
CaO	41,30	40,18	33,80	45,30
H ₂ O—	0,66	0,70	0,42	0,22
п.п.п.	5,88	6,45	—	3,43
Σ	99,64	100,24	100,43	99,64
fm	13,9	11,2	—	—
Ng	1,664	1,660	1,678	—
Np	1,650	1,646	1,640	—
2V(—)	73°	75°	38°	—



Рис. 17. Замещение мервинита каемками серпентина.
Темное поле — геленит. Шл. 1093. Ув. 20. Ник. +.

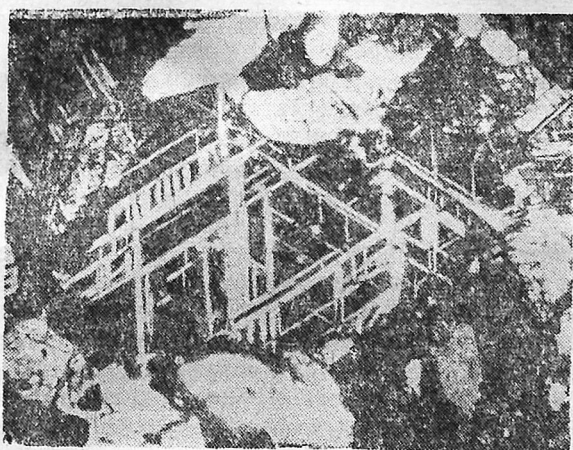


Рис. 18. Замещение мервинита (полисинтетические двойники) геленитом (черное). Шл. 1095. Ув. 20.
Ник. +.

го и довольно низким — закисного железа. Железистость минерала в пределах 10—15% (табл. 23). В зонах монтичеллитовых скарнов монтичеллит представлен свежей, почти неизменной разностью (слегка серпентинизирован). На переходе от

зоны мервинитового скарна к монтичеллитовому мервиннит вытесняет, замещает монтичеллит.

Мервиннит и монтичеллит в скарнах в свою очередь замещаются геленитом, серпентином и спурритом (рис. 17, 18), причем коррозия иногда имеет значительные размеры.

Мервиннит довольно широко распространен и находится в ассоциации с монтичеллитом, геленитом, серпентином.

Геленит имеет подчиненное значение в сравнении с первыми двумя минералами. Он образует мелкозернистые выделения, местами почти целиком замещенные серовато-зелеными, бурыми, почти не поляризующими, микрочешуйчатыми агрегатами.

Спуррит, как отмечалось ранее (Бадалов и др., 1958), встречается в шлифах, в небольших количествах зерен, явно замещающих монтичеллит.

Метасоматические образования послемагматического этапа

Преобразованные магнезиальные скарны

Магнезиальные скарны в раннюю постмагматическую стадию подвергаются гистерогенному разложению без существенного изменения содержаний в породах инертных компонентов (Al_2O_3 , SiO_2 , MgO). В результате этих процессов возникают породы флогопит-хондритового (клиногумитового) или существенно паргаситового состава, которые получили название преобразованных магнезиальных скарнов (Шабынин, 1966).

Обычно фассант-шпинелевые скарны преобразуются в флогопитовые, а шпинель-форстеритовые—в хондритовые (клиногумитовые) породы. В конечном счете и скарны магматического этапа и преобразованные замещаются существенно тремолитовыми и серпентинитовыми массами. Процессы изменения обычно проявлены неравномерно. Высокотемпературные разности пород этой группы на Гавасае имеют ограниченное распространение.

Минеральный состав. Хондрит довольно редок и встречается в виде реликтов среди серпентина, флогопита. Ассоциирует обычно с серпентином, флогопитом, магнетитом, ссайбелитом и замещается ими.

Флогопит — широко распространенный второстепенный минерал (0,5—10—15%) магнезиальных скарнов месторождения. Образует скопления в виде мелких линзочек, вытянутых зон. Развивается с замещением шпинели, пироксена, форсте-

рита, главным образом, на контактах доломитовых пород с телами снениито-диоритового и гранодиоритового состава. О железистости минерала приблизительное представление дает его очень светлая зеленая окраска, а также измеренные величины светопреломления, составляющие для восьми образцов 1,596—1,608, что по диаграмме Л. И. Шабынина (1958) соответствует флогопитам с общей железистостью 13—25%.

Химический анализ флогопита месторождения был произведен в лаборатории Института геологии АН Киргизской ССР аналитиком Р. Чучмановой. Результаты анализа следующие (в круглых скобках приведены данные Ю. А. Арапова): SiO_2 — 36,13 (36,10); TiO_2 — 0,11 (0,06); Al_2O_3 — 19,46 (20,40); Fe_2O_3 — 0,67 (1,16); FeO — 2,04 (1,28); MnO — 0,05 (0,02); CaO — 1,48 (0,60); MgO — 25,98 (24,63); Na_2O — 0,6 (0,30); K_2O — 9,00 (8,58); H_2O^- — 0,21 (0,80); SO_3 — 0,19 (—); H_2O^+ — 2,3 (2,7); F — 0,062 (0,09); п.п. — 1,68; Σ — 100,08 (99,76). По составу анализируемая слюда ближе всего к флогопиту Кансая. Это маложелезистый ($\text{In}=5,3\%$), почти чисто калиевый флогопит.

Флогопит в основном ассоциирует с кальцитом, диопсидом и фассантом, являясь типичным минералом преобразованных магнезиальных скарнов. Нередко он появляется и в замещающих магнезиальные скарны известковоскарновых ассоциациях с гранатом, везувинаном, ксантифиллитом, эпидотом и магнетитом. При этом ксантифиллит, а иногда и гранат замещаются флогопитом. В более низкотемпературных условиях флогопит замещается серпентином, кварцем и хлоритом, состав которого обычно близок к амезиту.

В сравнении с другими скарновыми минералами серпентин имеет исключительно широкое распространение и составляет значительную часть пород (иногда до 90% объема), которые в этих случаях относятся уже не к скарнам, а к апоскарновым породам (как более низкотемпературные образования). Концентрируется он обычно во внешних зонах, образуя серпентин-кальцитовые и серпентин-флогопит-кальцитовые породы. Реже возникают породы серпентин-пироксенового состава. Серпентин месторождения отвечает почти чистой магнезиальной разновидности — антигориту. Состав его таков: SiO_2 — 40,53; TiO_2 — 0,033; Al_2O_3 — 0,69; Fe_2O_3 — 1,06; FeO — 0,53; P_2O_5 — 0,014; MnO — 0,04; MgO — 41,93; CaO — 0,70; Na_2O — 0,5; H_2O^- — 0,17; H_2O^+ — 13,87; SO_3 — 0,28; Σ — 100,34. Кристаллохимическая формула его имеет следующий вид:

$(\text{Mg}_{4,79} \text{Fe}^{3+}_{0,06} \text{Ca}_{0,06} \text{Na}_{0,07})_{4,98} [\text{Si}_{4,63} \text{O}_{10}] (\text{OH}_{7,90} \text{O}_{0,91})_3$.
Оптические свойства серпентинов магнезиальных скарнов приведены в табл. 22.

Таблица 22

Оптические свойства серпентинов магнезиальных скарнов

№ пробы	Место отбора пробы и цвет	Nm
51	Джалгизурук, темно-желтый	1,554
150	Ортосу, полупрозрачный, светло-зеленый	1,564
150a	Ортосу, серовато-зеленый	1,562
172	Нижний Кансай, серовато-зеленый	1,556
182	» темно-серый	1,562
202	» черный, темно-серый	1,585

Довольно широко распространен в виде плотных скрыто-кристаллических эмалевидных образований серпофит. Изредка встречаются жилки хризотил-асбеста мощностью от долей сантиметра до 2—3 см. В ряде случаев наблюдалось замещение серпентина карбонатом по трещинкам.

Спектральными анализами в серпентинах Гавасая установлены повышенные содержания мышьяка, меди, цинка, железа, марганца (табл. 23).

Таблица 23

Спектрограммы серпентинов (в %)

Место отбора пробы и ее номер	As	Sb	Cu	Zn	Ni	Mo	Ga
Ортосу, Г-150 (полупрозрачный зеленый)	0,01	—	0,0005	0,01	—	—	—
Джалгизурук, Г-25 (желтый)	0,01	—	0,0001	—	—	—	—
Там же, Г-25a (зеленый)	0,05	—	0,0001	0,01	—	—	—
Уч. Магнетитовый, Г-42 (желтый)	0,03	—	0,0001	—	—	0,001	0,0001
Там же, Г-46 (зеленоватый)	0,05	—	0,0001	0,01	—	—	—
Там же, Г-51a (желтовато-зеленый)	0,50	0,03	0,0001	—	0,001	—	—
Нижний Кансай, Г-54 (темно-серый)	—	—	0,0001	0,03	—	—	—

Амезит — наиболее распространенный хлорит в породах рудного поля, в значительных количествах редок. Развивается с замещением шпинели и флогопита.

Тальк — в подчиненном количестве. Встречается в серпентиновых и амфиболовых апоскарновых породах.

Гидроталькит сравнительно редок и всегда незначителен. В шлифах листоватые и чешуйчатые его агрегаты развиваются за счет шпинели, обычно вместе с серпентином, амезитом и ссайбелинитом.

Ксантофиллит встречается довольно часто в апомагнезиальных известковых скарнах, но в общем балансе последних составляет незначительный процент. Представлен лучистыми и призматическими выделениями удлиненной формы, с характерной спайностью и плеохронизмом. Развивается по шпинели и пироксену, в свою очередь замещается флогопитом.

Везувиан широко распространен в известковых апомагнезиальных скарнах Центрального и Нижне-Кансайского участков, где он образует небольшой мощности зоны во внутренних частях метасоматической колонки. Представлен чаще всего плотными мелкозернистыми агрегатами светло-зеленого, иногда бурого, светло-желтоватого цвета. Тесно ассоциирует с пироксеном, эпидотом, гранатом, кальцитом, а также мелилитом, образуя мелилит-везувиановые скарны. По времени образования он предшествует всем ассоциирующим с ним минералам.

Таблица 24

Результаты химического анализа везувиановых скарнов (в вес. %)

Компоненты	Везувиан-мелилитовый скарн, обр. 276	Везувиановый скарн, обр. 275	Везувиан, обр. 1092
SiO ₂	34,22	31,88	34,74
TiO ₂	0,55	0,45	0,14
Al ₂ O ₃	12,00	11,62	15,26
Fe ₂ O ₃	6,79	4,31	3,28
FeO	1,08	0,72	0,79
P ₂ O ₅	0,28	0,28	0,15
MnO	0,42	0,20	0,04
MgO	3,62	7,68	5,65
CaO	33,32	31,64	34,44
Na ₂ O	—	—	—
K ₂ O	—	—	0,25
H ₂ O—	—	—	—
H ₂ O+	0,42	1,06	0,04
F	—	—	0,13
ппп.	6,70	9,91	4,86
Σ	99,40	99,75	99,77

Химические анализы везувiana и везувноового скарна (табл. 24) показали значительное содержание MgO , характерное для апомагнезиальных известковых скарнов.

Апомагнезиальные известковые скарны

Общая характеристика. В послемагматическом этапе магнезиальные скарны рудного поля повсеместно подверглись известковоскарновому замещению, интенсивность которого меняется в широких пределах. Минеральный состав апомагнезиальных известковых скарнов обычен для такого рода образований (Шабынин, Заревич, 1967). Наиболее распространены пироксены типа салит-авгита и ряда диопсид—геденберgit, гранаты, везувиан, эпидотовые минералы, амфиболы ряда актинолит—тремолит и кальцит.

Минеральный состав. Пироксены известковых скарнов отчетливо замещают фассанты и диопсид магнезиальных скарнов, реликты которых часто сохраняются. Появление салит-авгита за счет перекристаллизации фассанта нередко хорошо выражено. Местами при этом исчезает и шпинель исходного скарна. Салит-авгит, в свою очередь, замещается гранатом. Наиболее поздние процессы карбонатизации протекают с разложением и замещением и граната и пироксена.

Гранаты довольно отчетливо разделяются на три группы, различающиеся по времени их образования и положению по отношению к интрузивному контакту. В скарнах экзоконтакта наиболее ранний (посламагматический) гранат представлен гроссуляром (и промежуточными разновидностями), а более поздний — андрадитом. Гранат скарнов эндоконтакта — существенно гроссуляровый.

Гранат апомагнезиальных скарнов имеет бурую окраску различных оттенков, плотнее сложение. Изотропен. Светопреломление его колеблется в пределах 1,760—1,830, что по диаграмме А. Н. и Г. Винчеллов (1953) отвечает содержанию 10—58% андрадитовой составляющей. Развивается он с замещением глиноземистых минералов скарна (шпинели и пироксена). Химический состав его (табл. 26, 27) после пересчета на минералы анализов двух образцов следующие: обр. 205^б — $Gros_{82}Andr_7Pir_{10}Alm_1$; обр. 183² — $Gros_{42}Andr_{50}Pir_6Alm_2$.

Нами было произведено сопоставление железистости ассоциирующих граната и пироксена в шести образцах скарна¹.

¹ Железистость минералов определялась по величинам их светопреломления с помощью соответствующих диаграмм: для диопсидов и гранатов — А. Н. и Г. Винчеллов (1953), для фассантов — Л. И. Шабынина (1969).

Результаты (табл. 25) показали устойчиво более высокую железистость граната, однако величина отношения $\text{Pi}_{\text{fm}}:\text{Gr}_{\text{fm}}$ колеблется в широких пределах — от 0,2 до 0,8. Это обстоятельство хотя и указывает на то, что скарнообразование постмагматического этапа протекало в условиях повышенной щелочности растворов (Жариков, 1968), однако весьма вероятно, что среди шести измеренных гранатов оказались представители различных его генераций (при колебаниях fm пироксена лишь от 8 до 12% fm ассоциирующего граната колеблется от 10 до 58%).

Таблица 25

Железистость скарновых минералов

Минерал	№ обр.	fm , %	Минерал	№ обр.	fm , %
Пироксен	182	12	Пироксен	90	10
Гранат	182	18	Гранат	90	37
Пироксен	207	12	Пироксен	195	8
Гранат	207	58	Гранат	195	40
Пироксен	188а	8	Пироксен	205в	12
Гранат	188а	10	Гранат	205в	57

Более поздний, существенно андрадитовый гранат (обр. 9, 19) на Магнетитовом участке слагает полосы, чередующиеся с полосами магнетита, или образует линзы в массе последнего. Это в основном бурый гранат мелкозернистого сложения, имеющий состав андрадита (табл. 26). Наблюдаются жилкование и цементация его обломков магнетитом.

В процессе последующих изменений отмечается перекристаллизация данного граната с образованием хороших кристаллов и появлением в них анизотропии, зональности и секторальности (рис. 19).

Гранат эндоскарнов, по имеющимся замерам его светопреломления (1,768—1,830), относится к гроссуляру и промежуточным разностям (до 60% андрадитовой составляющей).

Состав элементов-примесей в гранатах рудного поля (без деления последних по генерациям) характеризуется наличием Pb, Sn, Zn, Co, Ni, Bi, Ge, Sr, которые встречаются спорадически, и более устойчивым наличием Cu и Ga (десятитысячные доли процента).

Амфиболы широко распространены в основном на Магнетитовом участке, где совместно с магнетитом образуют целые



Рис. 19. Зонарный гранат рассечен мелкими прожилками карбоната.
Шл. 113. Ув. 45. Ник. +.

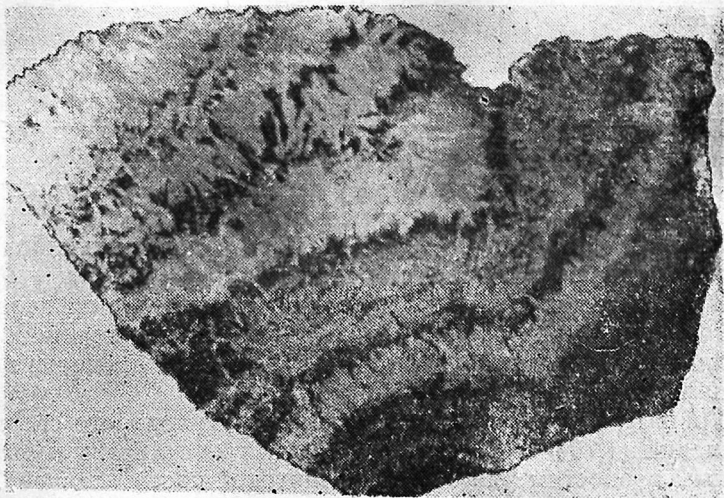


Рис. 20. Начальная стадия замещения тремолита (светлое) магнетитом (темное). Обр. 12. 1/4 натур. велич.

блоки пород. Тремолит в виде длиннопризматических, игольчатых, сноповидных и волокнистых агрегатов обычно слагает вместе с магнетитом полосчатые руды (рис. 20, 21). Эти образования иногда секутся гранатом, который развивается и меж-

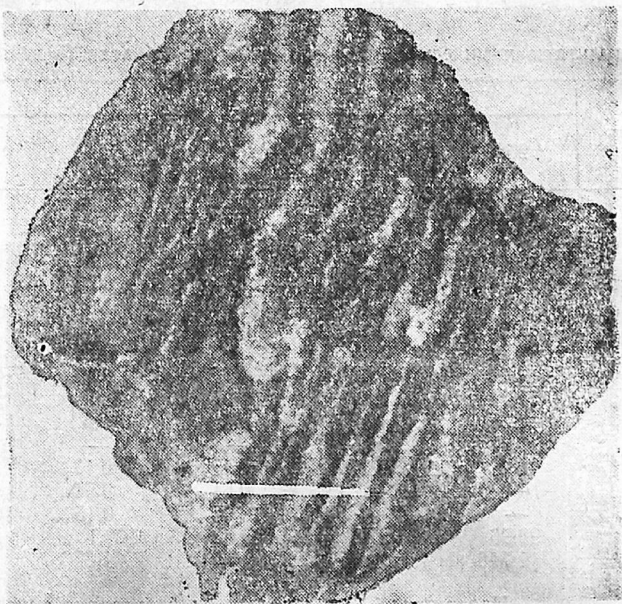


Рис. 21. Интенсивное замещение тремолита (светлое) магнетитом (темное). Штуф 14. 1/2 натур. велич.

ду полосками магнетита и тремолита. Результаты анализа тремолита таковы (обр. 12): SiO_2 — 54,46; TiO_2 — 0,03; Al_2O_3 — 1,36; FeO — 3,5; MnO — 0,16; P_2O_5 — 0,06; MgO — 16,83; CaO — 16,11; Na_2O — 0,5; H_2O^+ — 3,0; ппп. — 3,74; SO_3 — 0,26; Σ 100,21.

Повышенное содержание железа указывает на присутствие в тремолите актинолитового минала.

В данном анализе обращает внимание чрезмерно большая величина потерь при прокаливании, которые нельзя отнести за счет конституционной воды.

Актинолит по сравнению с тремолитом развит в подчиненном количестве (на Магнетитовом участке), образуя актинолит-тремолитовые скарны с магнетитом. В них он встречается в виде тонких игольчато-лучистых волокнистых агрегатов бутылочно-зеленого, голубовато-зеленого цветов с шелковистым блеском.

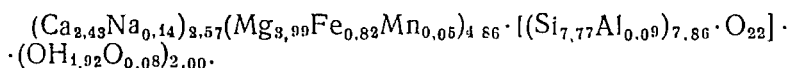
Химический состав анализируемого актинолита и кристаллохимическая формула минерала следующие (обр. 141): SiO_2 — 54,48; TiO_2 — 0,033; Al_2O_3 — 0,52; Fe_2O_3 — нет; FeO — 6,89; P_2O_5 — 0,017; MnO — 0,56; MgO — 18,79; CaO — 15,9; Na_2O — 0,5; H_2O^- — 0,3; H_2O^+ — 2,02; SO_3 — 0,16; Σ 100,16;

Таблица 2

Результаты химических анализов гранатов Гавасая (в вес. %)

Компо- ненты	Образцы				
	2056	183г	9	19	112
SiO ₂	40,53	38,98	35,09	34,81	37,06
TiO ₂	0,5	0,34	0,038	0,055	0,098
Al ₂ O ₃	13,57	6,47	1,39	0,87	1,95
Fe ₂ O ₃	6,09	18,77	27,01	28,28	27,92
FeO	0,77	1,15	1,87	1,72	0,918
P ₂ O ₅	0,3	0,35	0,029	0,029	0,073
MnO	0,24	0,20	0,23	0,20	0,21
MgO	4,06	1,66	0,12	0,16	0,59
CaO	33,14	31,39	33,04	32,7	29,7
Na ₂ O	0,05	1,04	0,5	0,5	0,845
K ₂ O	0,43	0,26	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,28	0,31	0,12	0,13	0,19
ппп.	—	—	0,61	0,51	0,11
SO ₃	—	—	0,05	0,15	0,43
Σ	99,96	99,98	100,08	100,1	100,09
N	1,748	1,815	1,874	1,876	1,874

Анизотро- пия	Изотропный		Изотропно-анизотропный		
Цвет	Св.-бурый	Бурый	Темно-бу- рый	Св.-бурый	Сургучный
Место от- бора	Нижний	Кансай	Уч. Магнетитовый		Акташ



Эпидот наблюдается в нескольких генерациях. Наиболее ранняя представлена скарновым эпидотом, который образует эндозоны небольшой мощности. Содержание фистацитовой составляющей колеблется в широких пределах — от 10 до 28%. Оптические свойства его таковы: $N_g = 1,763—1,752$, $N_p = 1,732—1,722$.

Результаты химического анализа эпидота с Магнетитового участка (обр. 8): SiO₂ — 33,43; TiO₂ — 0,52; Al₂O₃ — 28,28; Fe₂O₃ — 6,54; FeO — 1,61; P₂O₅ — 0,184; MnO — 0,09; MgO — 0,26; CaO — 23,69; Na₂O — 0,2; H₂O⁻ — 0,26; H₂O⁺ — 3,1; ппп. — 1,16; SO₃ — 0,35; Σ 99,76.

Эпидот тесно ассоциирует с гематитом и замещается им (рис. 22). В более поздней генерации (по скарнам) широко развит на всех участках рудного поля. Как правило, больших скоплений не образует. Выполняет прожилки как в изверженных, так и карбонатных породах. Также типичен для зоны Эпидозитового разлома.

Т а б л и ц а 27

Состав гранатов

Компо- ненты	Образцы поздних гранатов				Образцы ранних гранатов	
	9	9 ^a	112	282	205 ^b	183 ²
Андрадит	93	94	90	95	7	50
Гроссуляр	3	1	6	3	82	42
Пироп	—	1	2	1	10	6
Альмандин	4	4	2	1	1	2
$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{R}_2\text{O}_3}$	$\frac{1691200}{18276} = 92,537$	$\frac{177100}{1856} = 95,45$	$\frac{174800}{1942} = 90,01$	$\frac{1570400}{16410} = 95,698$	$\frac{38100}{1722} = 22,125$	$\frac{117500}{1809} = 64,953$

Плагноклазы распространены в эндоконтактных частях скарновых образований. В тыловой части экзоконтакта наблюдается значительное замещение пироксена плагноклазом, почти до полного. В направлении к экзоконтакту плагноклазовая зона переходит в пироксен-плагноклазовые породы. Обычно плагноклаз среднего состава, реже основного с полисинтетическими двойниками. Часто замещается карбонатом и серицитом.

Ортоклаз встречается довольно редко, в эндоскарнах, в виде небольших выделений и маломощных прожилков, секущих последние. Характерна довольно интенсивная пелитизация.

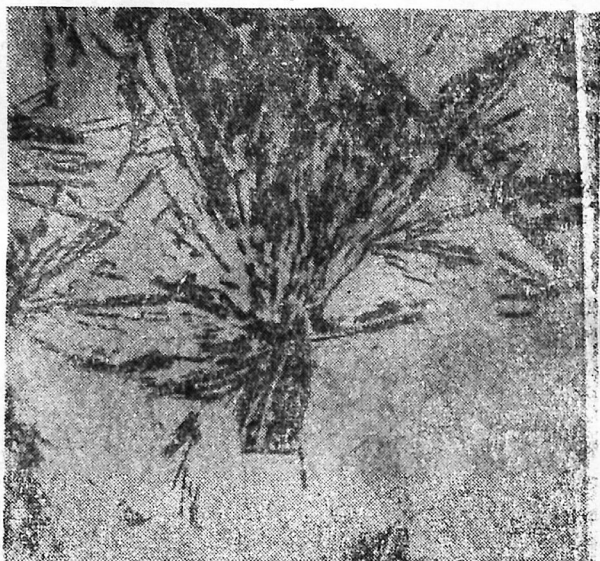


Рис. 22. Лучистые выделения гематита в массе эпидота.
Шл. 82. Ув. 38. Ник. 11.

Серицит развит широко в изверженных породах вблизи контактов со скарнами.

Пренит обнаружен в породах участка впервые. В шлифах встречается довольно часто. Развивается в основном по трещинам, секущим пироксены, в тесной ассоциации с кальцитом. Под микроскопом в трещинах имеет бочонкообразное строение зерен; размер их—доли миллиметра. Следует отметить мелкочешуйчатый пренит, образующий скопления из его выделений размером не более сотых и тысячных долей миллиметра.

Хлориты широко распространены в подчиненных количествах, по оптическим свойствам отвечают пеннину. Обычны лучистые розеткообразные выделения, сферокристаллы. Развиваются по ранее выделившимся скарновым минералам (гранату, пироксену), иногда полностью замещая их.

Кварц широко распространен как в скарнах, так и в более низкотемпературных образованиях. При процессах скарнообразования в зоне эндоконтакта часто остаются реликты незамещенных выделений этого минерала, которые становятся составляющими скарновой массы. Однако основная часть кварца в метасоматических породах гидротермальная. По возрасту можно указать большое число его генераций, которые совместно выделяются с теми или иными минералами. Более высокотемпературная часть кварца относится к началу стадии кислотного выщелачивания; он образует линзы средне- и крупнозернистого сложения. Этот кварц имеет молочно-белую окраску, но нередко (Магнетитовый участок) и аметист с яркой сиреневато-фиолетовой окраской. Аметист встречается совместно с гранатом. Выделения его ксеноморфны по отношению к гранату.

Более низкотемпературный кварц сопровождает полиметаллическое оруденение. Он образует более крупные линзы, прожилки, секущие скарны. Цвет его обычно сероватый, сложение мелко- и среднезернистое.

Наиболее поздний кварц рассекает и рудные образования. В шлифах отмечаются еще сферолиты халцедона по трещинам, рассекающим скарновые минералы.

Кальцит также представлен несколькими генерациями. Часть его выполняет пустоты между выделениями граната, кварца и других скарновых минералов. Несколько более поздний кальцит интенсивно замещает скарновые минералы эндоскарнов. В штольне № 14 Центрального участка найден голубой, очень нежной окраски кальцит, совместно с ярко-зеленым и бурым гранатом слагающий целые блоки. В этом кальците наблюдается галенит.

Спектроскопически в кальцитах обнаружены спорадически встречающиеся примеси Cu, Pb, Zn (в тысячных долях процента) и постоянно присутствующие Mg, Mn, Sr, Fe (в десятых долях процента).

Обзор скарнов показывает, что на Центральном участке имеют место сложно построенные метасоматические образования. Для иллюстрации наблюдающихся здесь взаимоотношений скарнов различного состава рассмотрим дополнительно несколько разрезов через скарновые тела.

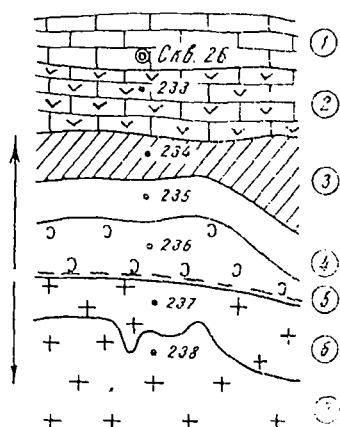


Рис. 23. Разрез скарновой зоны около вреза скв. 26.

1 — карбонатная порода; 2 — магнетитовый скарн, слабо замещенный известковым (меллитит); 3 — апомагнетитовый пироксен-гранатовый скарн; 4 — гранатовый экзоскарн с пироксеном; 5 — пироксен-плагноклазовая порода с гранатом; 6 — эндокарн; 7 — розовый кварцевый диорит (двойной линией показано первоначальное положение контакта интрузива с магнетитовыми скарнами).

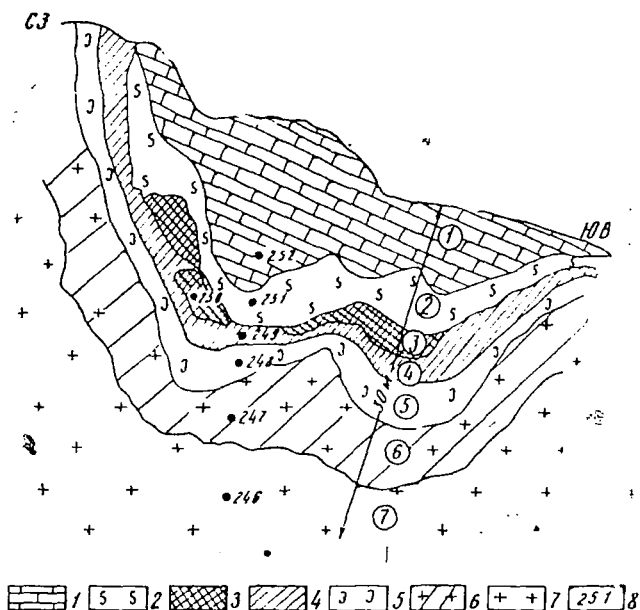


Рис. 24. Разрез через скарновую зону на юго-западном фланге Центрального участка.

1 — карбонатные породы, интенсивно измененные; 2 — серпентин; 3 — меллитит-флогопитовый скарн; 4 — пироксен-гранатовый скарн; 5 — пироксен-плагноклазовая порода; 6 — кварцевый диорит измененный; 7 — серый кварцевый диорит, 8 — номер и место отбора проб.

В районе скважины 26 отмечается небольшой мощности тело магнезиальных скарнов, подвергшееся замещению известковыми скарнами (рис. 23). Однако реликты первоначальных скарнов сохранились в экзоконтакте (зона 2). Разрастание известковых скарнов зон шло от первоначального контакта интрузива в обе стороны (показано стрелками). В породе зоны 2 сохранились фассаит, флогопит, шпинель. Здесь следует отметить мелилит, замещающий частично магнезиальные скарны.

Зона 2 замещается зоной 3 (гранат-пироксенового состава), за счет которой формируется зона 4, состоящая нацело из граната. Зона 5 представлена пироксен-плаггиоклазовой породой с гранатом. Данные химических анализов этих зон приведены в табл. 28.

Выступающие здесь розовые кварцевые диориты к юго-востоку переходят в серые разности, с которыми связаны аналогичные скарновые проявления.

На юго-западном фланге Центрального участка разрез представлен полнее. Наблюдается следующее расположение

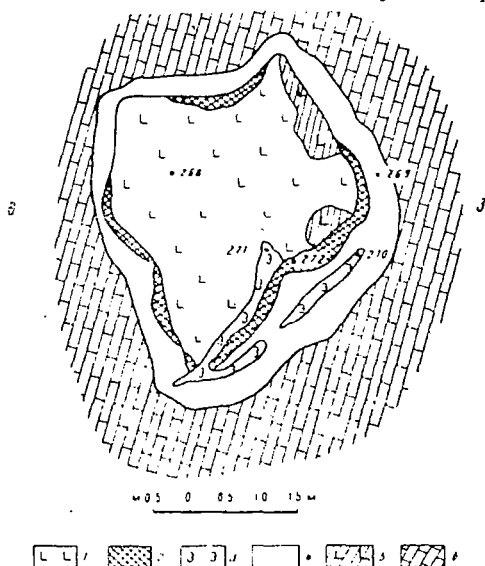


Рис. 25. Схематическая зарисовка скарновых проявлений на контакте габбро-диорит-порфиритов и доломитов (Центральный участок).

1 — габбро-диорит-порфирит; 2 — гранатовый скарн; 3 — эпидот; 4 — пироксеновый скарн; 5 — околоскарновая порода; 6 — доломит.

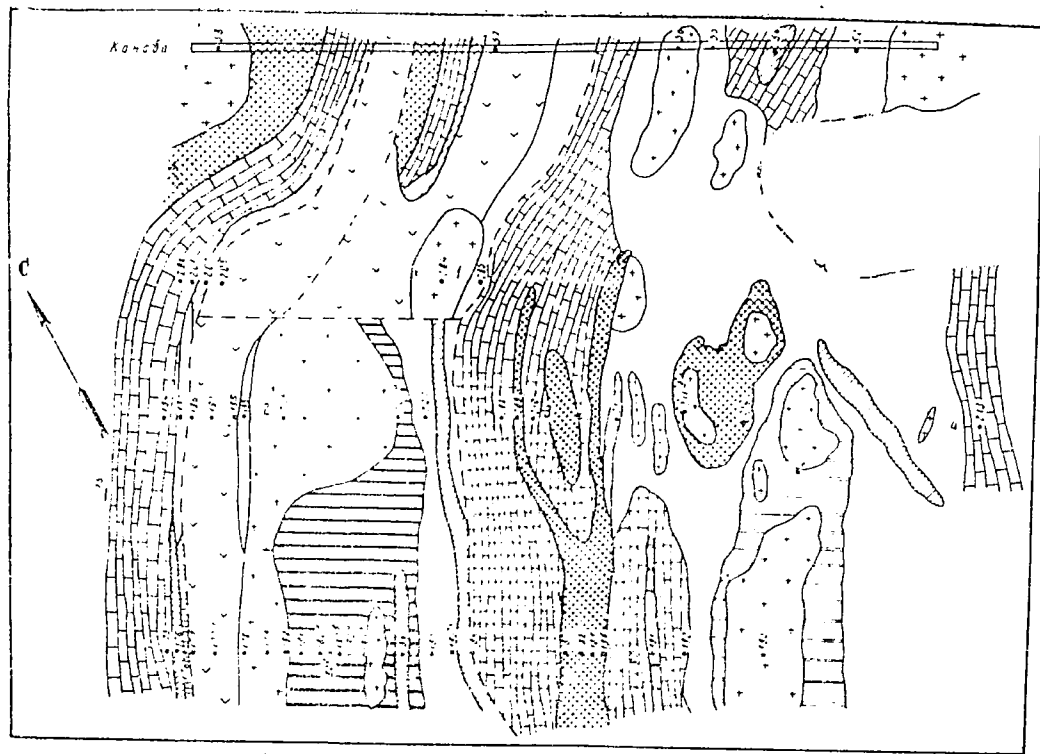


Рис. 26. Карта метасоматических образований Нижне-Кансайского участка. Составила Р. Д. Дженчураева.

1 — бруситовый апотериклазовый мрамор; 2 — граносиенит; 3 — кварцевый порфир; 4 — гранат-пироксеновый скарн; 5 — шпинель-пироксеновый скарн; 6 — гранатовый скарн; 7 — пироксеновый скарн; 8 — кальцифир; 9 — серпентинит; 10 — места отбо-

пород (рис. 24): 1) доломиты измененные серпентинизированные; 2) серпентиновая порода; 3) гранат-флогопит-мелилитовый скарн с небольшим количеством граната и флогопита; 4) салит-авгит-гранатовый скарн с остатками фассаита и шпинели; 5) пироксен-плагноклазовая околоскарновая порода; пироксен замещается плагноклазом; отмечается частичная карбонатизация; 6) эндоскарн с небольшой эпидотизацией и карбонатизацией; 7) свежий, мало измененный серый кварцевый диорит.

На рис. 25 показаны маломощные скарны, образованные на контакте габбро-диорит-порфиритов с карбонатными породами. О магнезиальных скарнах, присутствовавших здесь, можно судить по очень небольшим реликтам шпинели, сохранившимся в экзоконтактовой части пироксеновых пород. Основная часть пород представлена пироксеновыми, гранат-пироксеновыми и чисто гранатовыми скарнами. Зона гранатизации наступает со стороны интрузивной породы и развивается по пироксеновой зоне в направлении к экзоконтакту.

На Нижне-Кансайском участке обнажаются мощные скарны, образовавшиеся в контакте доломитовых мраморов с граносиенитами и синенито-диоритами. Последние в виде мелких штоков прорывают карбонатные породы. Местами от мраморов остались небольшие ксенолиты, заключенные в скарновом поле (рис. 26).

Все эти образования прорываются дайкой кварцевого порфира, которая на контакте с пироксеновыми скарнами несет

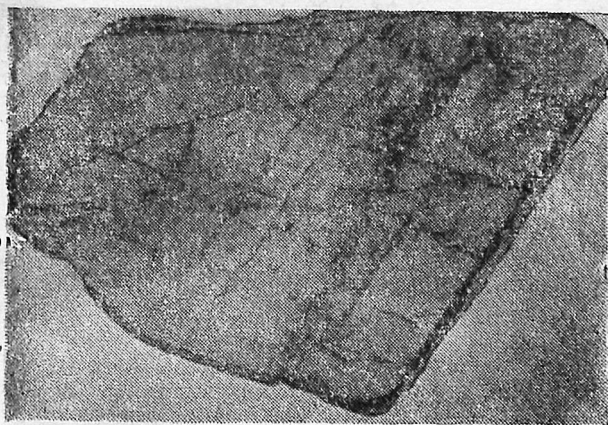


Рис. 27. Дайка кварцевого порфира сечет серпентинизированные скарны. Видна зона закалки. Нижний Кансай. Штуф 1/2 натур. велич.

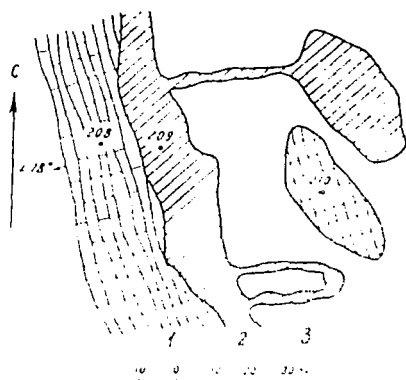


Рис. 28. Тело серпентинита (2) на контакте доломитовых мраморов (1) и пироксеновых скарнов (3).

небольшой мощности зону закалки (рис. 27). Несомненно, дайки кварцевых порфиров Гавасая являются более поздними образованиями, чем скарны (постмагматические).

Образование скарнов на этом участке следует связывать с граноспелитам. В эндоконтактовой части последние интенсивно пироксенизированы, карбонатизированы, плагиоклазы подвергнуты серицитизации, а биотит — хлоритизации. Отношение между этими породами и скарнами различного состава можно видеть на рис. 28 и 29. Серпентининовые массы, изображенные на этих рисунках, сформировались на месте форстеритовых скарнов, на что указывают структурные особенности породы и наличие в ней реликтов незамещенного форстерита.

П Л А Н

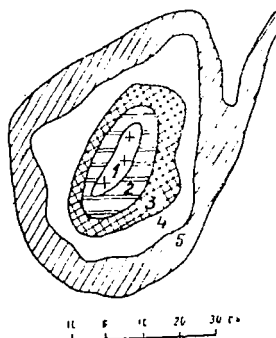


Рис. 29. Ярко проявленная зональность вокруг небольшого выхода сие- нито-диорита.

1 — сие- нито-диорит; 2 — гранатовый скарн; 3 — пироксеновый скарн с гранатом; 4 — пироксе- новый скарн со шпин- нелью; 5 — серпентинит.

Результаты химических анализов зон, приведенных на рис. 23 (в вес. %)

Компо- ненты	Фассант- шпинель- флогопито- вая по- рода, обр. 233	Гранат- пироксе- новый скарн, обр. 234	Гранато- вый скарн с пироксе- ном, обр. 235	Пироксен- плагнокла- зовая по- рода с гра- натом, обр. 236	Около- скарно- вая по- рода, обр. 237
SiO ₂	38,02	33,87	38,13	37,76	48,03
TiO ₂	0,55	0,35	0,71	0,71	0,93
Al ₂ O ₃	11,08	14,07	13,09	11,73	14,96
Fe ₂ O ₃	3,51	4,90	7,56	5,86	8,36
FeO	1,36	0,90	0,89	0,83	1,46
P ₂ O ₅	0,20	0,01	0,40	0,34	0,46
MnO	0,22	0,17	0,14	0,14	0,11
MgO	7,04	6,26	3,02	2,46	3,87
CaO	28,08	30,99	26,88	31,44	16,52
Na ₂ O	0,35	0,05	1,25	0,55	1,65
K ₂ O	0,50	0,50	0,60	0,75	1,85
H ₂ O—	0,24	0,32	0,36	0,64	0,34
ппп.	8,48	7,34	7,08	6,63	1,35
Σ	99,63	99,73	100,11	99,84	99,89

Резюмируя сказанное об апомагнезиальных известковых скарнах, можно отметить следующее:

1. Какой-либо устойчивой зональности в пределах известковоскарновой части экзоконтакта в рудном теле не отмечается.

Возникающие известковые скарны редко выходят за пределы зоны шпинель-фассаитового скарна, который ими замещается. Форстеритовые скарны в основном при этом сохраняются и позднее замещаются серпентиновыми породами.

2. Наблюдающиеся в составе известковых скарнов большие различия в количественном составе слагающих их минералов (пироксены, гранаты, везувиян, ксантофиллит, мелилит) имеют спорадический характер, неравномерно проявлены и не связаны видимым образом с метасоматической зональностью.

3. Присутствующая в скарнах месторождения зональность формируется на основе зональной метасоматической колонки магнезиальных скарнов магматического этапа, отражая ее строение и состав.

Скарны по известнякам

Общая характеристика. Собственно известковые скарны обнаружены только на Центральном участке. Представлены

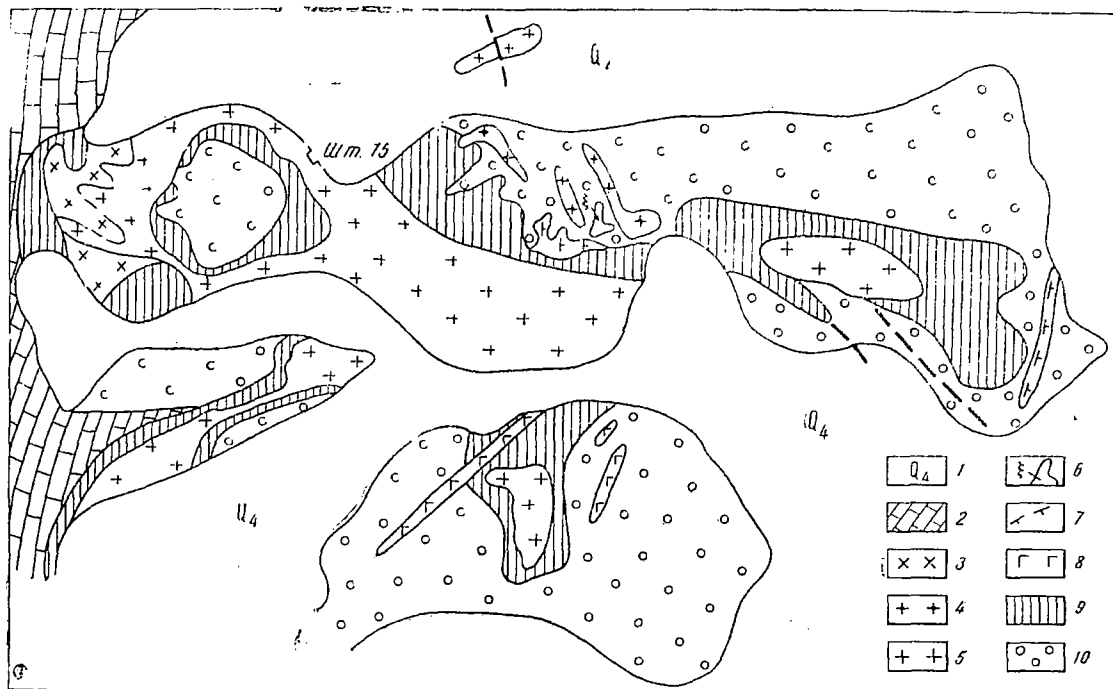


Рис. 30. Схематическая геологическая карта Центрального участка. Составил Д. Д. Дженчураев.
 1 — проливисто-делювиальные отложения; 2 — мраморизованные карбонатные отложения; 3 — габбро-диориты; 4 — габбро-диорит-порфириты; 5 — кварцевые диориты; 6 — содалитовые фойянты; 7 — сиенит-порфиры; 8 — габбро-монциты; 9 — скарны гранатовые, гранат-пироксеновые; 10 — скарны мервинит-монтичеллитовые.

они в основном гранат-волластонитовыми и гранат-геденбергитовыми скарнами, из которых первые образуют компактное тело на контакте габбро-диоритов с известняками (рис. 30). Волластонит образует грубополосчатые текстуры с зеленым гранатом. Гранат-геденбергитовые скарны вскрыты штольной № 15 на контакте габбро-диоритов с той же пачкой известняков; они образуют изометричное тело в основном пироксенового состава с подчиненным количеством бурого граната.

Минеральный состав. Геденбергит в тесном парагенезисе с гранатом слагает породы, образующие блоки средние и крупнокристаллического, иногда лучистого строения, буровато-зеленого цвета, местами окварцованные. По геденбергиту развивается галенит в виде гнезд и мелкозернистой вкрапленности.

Гранат в ассоциации с волластонитом имеет ярко-изумрудную окраску и по составу отвечает андрадиту. Часто вместе с ним присутствует голубой полупрозрачный кальцит. Другой гранат, ассоциирующий с геденбергитом, имеет бурый и темно-сургучный цвет, состав — 85% андрадитовой составляющей, N — 1,873.

Волластонит иногда слагает мономинеральные массы крупношестоватых или спутанно-волоконистых выделений в виде линз, жиллообразных тел и вытянутых зон на контакте с мраморами. В ассоциации с зеленым гранатом волластонит образует грубополосчатые текстуры, а также тонкие, ритмически полосчатые, параллельные просечки в массе граната. В этом случае он представлен мелкозернистыми, таблитчатыми, порой разнонаправленными лучистыми агрегатами.

Данные химического анализа и оптические свойства зеленого граната таковы (обр. 282; аналитик Р. Чучманова): SiO_2 — 38,27; TiO_2 — следы; Al_2O_3 — 0,72; Fe_2O_3 — 25,08; FeO — 0,45; P_2O_5 — следы; MnO — 0,17; MgO — 0,23; CaO — 33,1; Na_2O — 0,84; H_2O — 0,24; SO_3 — 0,17; Σ 99,27; N — 1,883. Анизотропия неполная, цвет — светлый, изумрудно-зеленый. Состав в миналах: Гросс₃, Андр₉₅, Пир₁, Альм₁. Встречен только на Центральном участке.

Скаполит обнаружен в незначительных количествах в эндоскарновых образованиях в парагенезисе с кварцем и гранатом.

ГЛАВА V

СТРОЕНИЕ СКАРНОВО-РУДНЫХ ТЕЛ

Магнетитовый участок

В строении участка принимают участие мраморизованные карбонатные породы, прорванные телом габбро-диорит-порфидита, вытянутого в северо-восточном направлении.

Линзы и тела магнетитовых руд локализируются в скарных образованиях, карбонатных породах, а также в контактах изверженных пород. Форма рудных тел разнообразная: неправильная, овальная, чаще вытянутая в глубину вдоль контакта (рис. 31).

Как правило, на Магнетитовом участке рудные тела, удаленные от интрузивного контакта, имеют массивное сложение, не содержат реликтов скарна (тела 1, 2, 3, 4, 5, 7, 8, 10, 11), и можно полагать, что они образовались с замещением карбонатной породы (такое же предположение высказывает в подобных случаях Л. Н. Овчинников, 1960). Другие же тела, непосредственно контактирующие с интрузивными породами, являются вкрапленными или полосчатыми; отчетливо образованы за счет пироксеновых, гранатовых, гранат-пироксеновых скарнов. Это тела 6, 9, 12, 13 (рис. 31). Во внутренней части рудного тела 11 руды вкрапленного типа, переходящие к краям в бурундучные, полосчатые и местами в массивные.

Обособленное рудное тело 10, находящееся в известняках, имеет массивное сложение, к периферии переходит во вкрапленные руды. Восточный фланг его расположен согласно слоистости известняков и очень хорошо наблюдается переход магнетитовых руд в пласт известняка той же мощности.

Рассмотрим несколько разрезов через рудные тела Магнетитового участка.

Рудное тело 2 (рис. 32) — сливной магнетит с реликтами замещенного гранатового скарна (зона 4) — переходит в гранат-магнетитовые скарны (зона 2). Зона эпидота, гидротермально наложенного на пироксеновые скарны, находится с

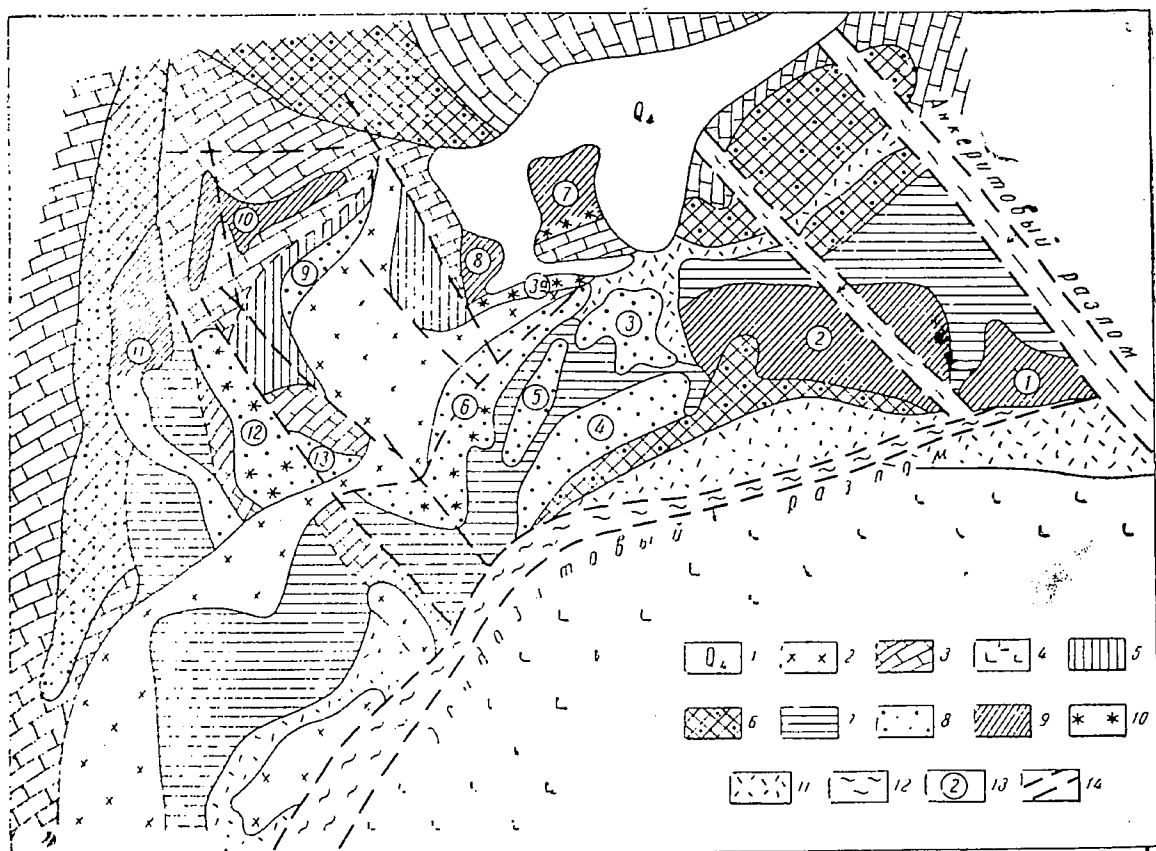


Рис. 31. Схематическая геологическая карта Магнетитового участка. Составил Д. Д. Дженчураев. 1 — пролювиально-делювиальные отложения; 2 — габбро-диорит-порфиры; 3 — мраморизованные карбонатные породы; 4 — андезитовые порфиры; 5 — пироксеновые скарны; 6 — гранатые скарны; 7 — амфиболовые скарны; 8 — магнетит вкрапленный; 9 — магнетит сливной; 10 — редко-метальное оруденение; 11 — эпидозиты; 12 — серпентинизация; 13 — номера рудных тел; 14 — зо-

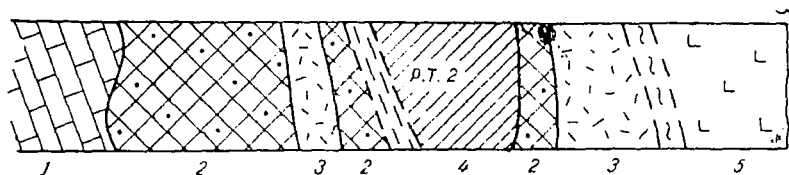


Рис. 32. Разрез через рудное тело № 2 Магнетитового участка.
1 — доломит; 2 — пироксен-амфиболовая порода; 3 — эпидот; 4 — магнетит сливной; 5 — эффузив.

внешней стороны рудного тела (зона 3). Эпидотизация отмечается во всех зонах.

Рудные тела 6 и 9 (рис. 33) расположены в контакте габбро-диорит-порфирита. Тело 9 сложено вкрапленными полосчатыми гранат-магнетитовыми рудами (зона 6), переходящими в гранат-пироксеновые и пироксеновые скарны. В руд-

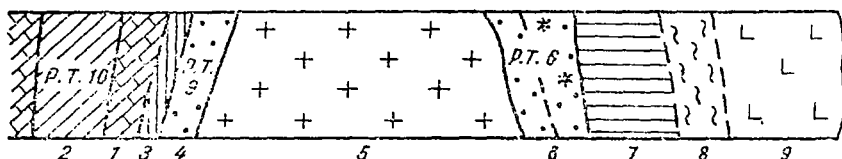


Рис. 33. Разрез через рудные тела № 6 и 9 Магнетитового участка.
1 — доломит; 2 — сливной магнетит; 3 — пироксеновый скарн; 4 — магнетит вкрапленный; 5 — габбро-диорит-порфирит; 6 — магнетит-редкометалльное оруденение; 7 — пироксен-амфиболовая порода; 8 — зона разлома; 9 — эффузив.

ном теле 6 магнетит местами сопровождается людвигитом; они сменяются пироксен-амфиболовыми и амфиболовыми породами с редкой вкрапленностью магнетита (зона 7).

Как видно из приведенных выше разрезов, скарново-рудные тела сложены небольшим числом минералов и зональность их соответствует зональности магнезиальных скарнов, измененной известково-скарновым замещением части магнезиальных скарнов.

На Магнетитовом участке доминирующее положение занимают гранатые скарны и пироксен-амфиболовые породы. Эпидозиты также широко распространены, но имеют подчиненное значение. Из рудных основным рудообразующим ми-

нералом является наиболее ранний магнетит. После образования известковых скарнов, представленных гранатом (в основном андрадитового состава — до 91% андрадита) и диопсидом, начинает отлагаться магнетит, замещая силикаты. В обнажениях хорошо выделяются изъеденные, корродированные, местами дробленные агрегаты граната, сцементированные магнетитом. Помимо брекчиевидных руд часто отмечаются грубополосчатые руды, в которых зоны массивного магнетита разной мощности чередуются с зонами бурого граната.

Ритмически полосчатые магнетитовые руды широко известны на многих месторождениях Советского Союза и за рубежом. Они описаны С. С. Лапиным (1954), В. А. Вахрушевым (1959, 1960), Л. Н. Овчинниковым (1960), Ф. В. Чухровым (1955), Ф. И. Шаховым (1961) и др., и об условиях их образования предложены различные гипотезы.

Одни исследователи считают, что бурундучные, рябчиковые текстуры обязаны своим происхождением первичной слоистости и сланцеватости замещаемых пород. Однако трудно объяснить полосчатость при замещении массивных, макроскопически однородных пород. Другие (Вахрушев, 1965; Овчинников, 1960) связывают их образование с пульсирующим поступлением рудоносных растворов. Пульсации вызывают волны просачивания или диффузии рудоносных растворов от исходных зон метасоматической диффузии.

По мнению В. А. Вахрушева, замещение идет с увеличением объема, за счет растворения карбоната (выноса его в виде CO_2 , CaCl_2 или иных растворимых соединений). В связи с этим даже массовое отложение магнетита не сопровождается закупоркой пор и, таким образом, не препятствует просачиванию следующих порций растворов из главных рудоподводящих каналов в сторону к вмещающим породам.

В нашем случае образование ритмически полосчатых руд, по-видимому, связано с диффузионными процессами.

В целом по Магнетитовому участку формирование скарнов происходило в неодинаковых температурных условиях, в зависимости от расстояний до материнского интрузива. Так, в эндоконтактных частях габбро-диорит-порфирита (рис. 31) развились мощные зоны наиболее высокотемпературных существенно пироксеновых скарнов, которые по мере приближения к контакту с экзоскарнами сменяются пироксен-гранатовыми и гранатовыми скарнами. Мощности последних резко уменьшаются, по сравнению с пироксеновыми скарнами.

Отложение магнетита, как наиболее раннего рудного минерала, следовало за формированием пироксеновых и гранато-

вых скарнов, однако оно было несколько растянутым. Об этом говорят целые поля магнетит-тремолитовых образований, возникших в стадию кислотного выщелачивания на месте пироксеновых скарнов.

Акташский участок

Акташский участок расположен севернее Магнетитового. Скарновые образования получили широкое распространение и связаны с габбро-диоритами и более поздними образованиями — кварцевыми диоритами. Карбонатные породы в основном представлены доломитами и доломитовыми известняками.

В обнажениях контактов габбро-диоритов, пересеченных кварцевыми диоритами, хорошо наблюдаются скарны, связанные как с тем, так и с другим интрузивом.

Более ранние скарны, возникшие на контакте габброндов с доломитами, занимают значительную площадь и имеют пироксеновый и в меньшей мере — пироксен-гранатовый состав. При внедрении штока кварцевых диоритов картина намного усложнилась. В контакте с доломитами они дают свои пироксеновые скарны, которые отличаются от пироксеновых скарнов, связанных с габброндами, относительной свежестью. Скарны же, образованные до кварцевых диоритов, подверглись интенсивной эпидотизации, которая бывает развита настолько сильно, что от пироксеновых скарнов остаются только реликты. Пржилки эпидота довольно интенсивно развиты в габбро-диоритах и кварцевых диоритах.

Для Акташского участка характерно галенитовое оруденение в карбонатных породах. Рудные тела сидят в зонах разломов, в ослабленных зонах и представлены мелкими прожилками мелкозернистого галенита. Доломитовые известняки и доломиты интенсивно окварцованы, лимонитизированы. Отмечающиеся дайковые тела гранодиорит-порфиров и аплитов подвергнуты интенсивной гидротермальной обработке. Под микроскопом темноцветные, сплошь хлоритизированы, плагиоклазы — серицитизированы, калишпат — сосюртитизирован и пелитизирован. Порой трудно судить о первоначальном составе породы.

В древние времена арабы вели здесь работы по добыче галенита; ими пройдено несколько выработок.

Отмеченные рудные тела, без сомнения, возникли в стадию кислотного выщелачивания. Данные декрепитации галенитов по Акташскому участку показывают максимальные температуры растрескивания — 310—350°.

В переходной зоне между Магнетитовым и Центральным участками имеются выходы двух небольших штоков габбро-диорит-порфиров среди большого поля эпидот-гематитовых руд.

Минераграфическое изучение показывает, что гематит Гавася является более поздним образованием, чем эпидот, и встречается в виде радиально-лучистых, пластинчатых выделений, замещающих агрегат эпидота (рис. 22). Причем процессы замещения на разных участках рудного тела имеют различную интенсивность. В нашем случае гематит формировался, по-видимому, в стадию кислотного выщелачивания на месте мощных зон эпидозитов. Ряд исследователей рассматривает процесс образования гематита в скарново-железорудных месторождениях с иных позиций. Одни (Вахрушев, 1965, Овчинников, 1960) представляют его как предшественника магнетита (последний его и заместил), другие — «производят» его за счет магнетита (Кнопф, 1937), третьи — за счет скарновых силикатов (Боголепов, 1959).

Центральный участок

На Центральном участке распространены как магнезиальные, так и собственно известковые скарны. Штольнями № 14, 15, а также естественным путем вскрыты известковые скарны с полиметаллическим оруденением, тяготеющим к серии порфировидных габбро-диоритов. Скарны сложены зеленым и бурым гранатом, волластонитом и геденбергитом. В экзоконтактной части штока габбро-диоритов развито небольшое тело волластонит-гранатовых скарнов, местами с грубополосчатой текстурой. Галенит в виде гнезд и вкрапленности находится в основном в зоне волластонита, который, видимо, является наиболее благоприятной средой для отложения галениновой руды, так как присутствующие здесь гранатовые скарны обычно безрудны. Гранат-геденбергитовые скарны тяготеют к эндоконтактной части. Наблюдается следующая зональность: 1) интрузив; 2) околоскарновая порода; 3) гранат-пироксеновый скарн с галенитом; 4) известняк.

Нижне-Кансайский участок

Для этого участка характерно развитие магнезиальных скарнов и продуктов их преобразования. Рудные тела, представленные галенитом, находятся в ослабленных зонах, обычно на пересечениях серии нарушений, и имеют столбообразную

форму. На этом участке в X--XI вв. также велась разработка галенита.

Джалгизурюкский и Караканский участки

Здесь имеется большое количество штоков гранодиоритов, выходящих среди карбонатных пород.

На контактах, как отмечалось выше, развиты магнезиальные скарны. К ним приурочены тела магнетитового и редкометального оруденения. Часто это мономинеральные рудные тела.

Зональность и строение скарново-рудных тел довольно однообразны.

Магнетитовое оруденение развивается обычно в контактах гранодиоритов и карбонатных пород, форма его выделения — небольшие компактные линзы мощностью в первые десятки

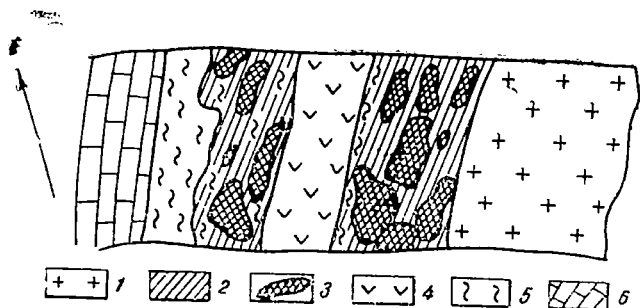


Рис. 34. Тела массивного магнетита в пироксеновых скарнах (участок Джалгизурюк).

1 — гранодиорит; 2 — пироксеновый скарн; 3 — магнетит; 4 — дайка кварцевого порфира; 5 — серпентинит; 6 — карбонатная порода.

сантиметров. Следует отметить, что на контакте гранодиоритов и карбонатных пород развиты маломощные скарны, перенесшие интенсивные постмагматические изменения и чаще всего представленные серпентинитами. Скарны обычно пироксенового состава. Магнетитовые тела локализуются в последних (рис. 34), а также в серпентиновых породах (рис. 35).

Тела редкометального оруденения часто встречаются совместно с магнетитом, но в основном это мономинеральные массивные образования, развитые в пироксеновых скарнах на

контакте гранодиоритов и карбонатных пород, а также в последних. Обнаружены они на Джалгизурукском участке и главным образом — на участках Караканском и Дальнем (рис. 36, 37). Как видно из зарисовок обнажений, массивные тела редкометалльных руд характерны в основном для экзо-скарнов. Последние относятся к магнезиальным разностям и представлены фассантом (дисперсия оптических осей $\rho > \nu$ до

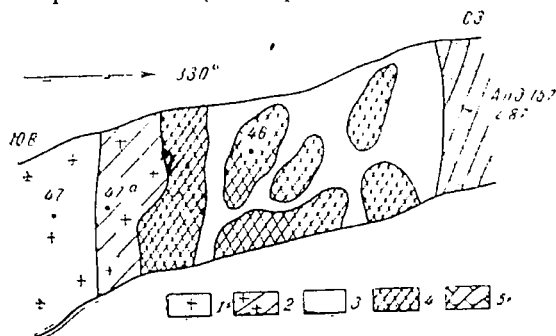


Рис. 35. Магнетитовые тела, развитые в магнезиальных скарнах (участок Джалгизурук).

1 — гранодиорит; 2 — эндоскарн; 3 — пироксеновый скарн интенсивно серпентинизированный; 4 — рудные тела; 5 — доломит.

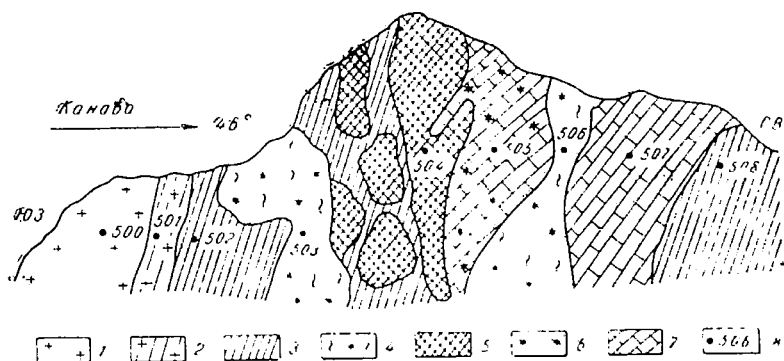


Рис. 36. Тела массивного редкометалльного оруденения в зоне пироксеновых скарнов (участок Каракансай).

1 — гранодиорит; 2 — эндоскарн; 3 — фассантовый скарн; 4 — серпентинит; 5 — тела массивного редкометалльного оруденения; 6 — тела вкрапленного редкометалльного оруденения; 7 — доломитовый мрамор; 8 — места отбора проб.

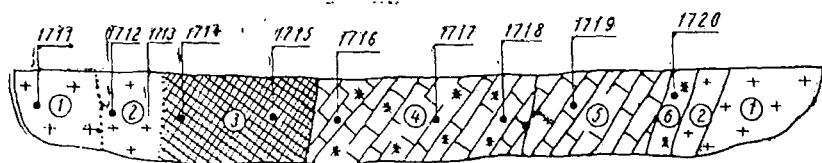


Рис. 37. Тело редкометального оруденения на контакте гранодиоритов и карбонатных пород.

1 — гранодиорит; 2 — гранодиорит мелкозернистый аплитовидный; 3 — массивное редкометальное оруденение; 4 — вкрапленное редкометальное оруденение в мраморе; 5 — белый мрамор; 6 — вкрапленное редкометальное оруденение в скалах.

3°), шпинелью, флогопитом. Серпентинизация развита интенсивно, вплоть до образования мономинеральных серпентинитов. Вкрапленное редкометальное оруденение характерно и для карбонатных пород.

Основная часть редкометального оруденения по сравнению с магнетитом является более молодой и формировалась позже магнетита, корродируя и замещая последний. Однако, видимо, какая-то часть его формировалась одновременно с магнетитом.

ГЛАВА VI

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД И ПОЛОЖЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ В МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ КОЛОНКЕ

Минеральный состав руд Гавасайского рудного поля, как это было видно из предыдущей главы, представлен различным комплексом рудных минералов. Не претендуя на исчерпывающее описание всех минеральных видов, мы приводим основные, наиболее важные их характеристики: формы выделения, распространенность, взаимоотношение с другими минералами и т. д. Описание ведется вне зависимости от их места нахождения в порядке возрастного выделения в общем ходе развития магматического, скарново-рудного и гидротермального процессов. Следует отметить, что такое распределение ряда минералов во времени зачастую условное, ибо время выделения некоторых минералов растянуто.

Магнетит является основным рудообразующим минералом месторождения Гавасай. По возрасту четко можно выделить четыре его генерации: 1) первичный магнетит — рудообразующий; 2) магнетит, возникший в водно-силикатную стадию; 3) магнетит по гематиту; 4) магнетит, образующийся при разложении железистых силикатов.

Рудообразующий магнетит отлагался в скарновой стадии постмагматического этапа, замещая скарновые массы. При микроскопических изучениях полированных шлифов и штучков удастся проследить все стадии замещения, от начальной до почти полной, когда в руде остаются лишь незначительные реликты скарновых минералов. Пироксен, видимо, легче подвергается замещению, чем гранат, так как порой на месте пироксеновых скарнов наблюдаются крупные тела массивного магнетита. С гранатом последний образует часто полосчатые, грубополосчатые, брекчиевидные текстуры. Магнетит представлен мелкозернистым, часто скрытокристаллическим агрегатом. По мере приближения к эндоконтакту «массивность» магнетита падает, он переходит в полосчатые и вкрапленные разновидности. Основная ассоциация магнетит — гранат. Послед-

ний представлен чаще железистой разностью и содержит 71—90% андрадитовой составляющей.

Магнетит, возникший в водно-силикатную стадию, широко распространен, хотя по объему уступает раннему рудообразующему магнетиту. Находится в тесной ассоциации с тремолитом, актинолитом и образует с ними ритмически полосчатые текстуры (рис. 20, 21). Магнетит мелкозернистый массивный заполняет пространство между зонами и лучистыми агрегатами тремолита. Последний образует красивые ажурные и фестончатые выделения, расположенные перпендикулярно к зонам. Местами магнетит представлен микроскопическими ксеноморфными вростками между выделениями тремолита, точно и тонко повторяющими формы последнего. Гранат в этих рудах находится в подчиненном количестве и является наиболее поздним, так как сечет и амфибол и магнетит по трещинкам, и так же хорошо повторяет фестончатые формы тремолита.

Магнетит, возникший по гематиту, незначителен. При мушкетовитизации часто остаются реликты незамещенного гематита. Сохраняются первоначальные формы в виде лучистых агрегатов и пластин. Магнетит как продукт замещения железосодержащих силикатов (амфиболов, пироксенов, гранатов, эпидота) выделяется в виде мелкозернистой сыпи, причем в небольшом количестве.

Редкометальное оруденение наиболее широко распространено на участках Магнетитовом, Джалгизурукском, Караканском, Дальнем, где образует самостоятельно и совместно с магнетитом небольшие компактные рудные тела. Оно характерно в основном для магнезиальных скарнов и занимает определенное место в метасоматической колонке. Это в основном зоны экзоконтакта (пироксеновый скарн, кальцифир, форстеритовая зона). Однако в одном разрезе обнаружено тело редкометального оруденения, находящееся непосредственно на контакте с гранодиоритом.

Гематит довольно широко развит и образует пластинчатые агрегаты железной слюдки. Находится в тесной ассоциации с эпидотом, в меньшей мере — с кварцем и кальцитом. В этой ассоциации гематит представлен лучистыми таблитчатыми образованиями, замещающими эпидот (рис. 22).

Халькопирит отмечается в небольшом количестве на Акташском участке в гранатовых скарнах в виде тонких прожилков и на Кансайском участке — в гранат-пироксеновых скарнах в тесной ассоциации со сфалеритом. Халькопирит содержит повышенные количества свинца, цинка (процент и деся-

тые его доли, соответственно), видимо, за счет примеси галенита и сфалерита. Сотые доли процента составляют As, Co, тысячные — Ni, Sn, Ag. Висмут присутствует в резко повышенных количествах — от десятых долей до 1%.

Сфалерит характерен для полиметаллических руд Центрального и Кансайского участков. Имеет подчиненное значение. Время выделения — позже халькопирита, но до галенита. Находится обычно совместно с галенитом, халькопиритом в гранат-пироксеновых скарнах.

Галенит из рудных минералов своей ассоциации является наиболее распространенным и образует промышленные скопления на Акташском, Центральном, Кансайском участках. Четко разделяются две генерации минерала: 1) в скарнах; 2) в карбонатных породах.

Галенитовое оруденение в пироксеновых скарнах сопровождается интенсивной гидротермальной их переработкой с осветлением и окварцеванием пород. Наблюдаются все стадии изменения: небольшое осветление — побурение с сохранением радиально-лучистых форм геденбергита, полная переработка и окварцевание пироксена.

Галенит мелкозернистый обычно выделяется по зонам пироксена, образуя полосчатые агрегаты, свинчаки, причем полосы измененных пород перемежаются с полосами, сложенными галенитом отдельно и совместно со сфалеритом. Получается, своего рода, «слоеный пирог» (рис. 38). Среднезернистый галенит чередуется с зонами тонкораспыленного галенита и окварцованного осветленного геденбергита. Реликты лучей последнего направлены перпендикулярно зонам.

В волластонитовых скарнах галенит по внешнему облику отличается от предыдущего. Бросается в глаза его крупнокристалличность. Это гнезда хорошо образованных кубов размером в первые единицы сантиметра.

Галенит, приуроченный к карбонатным породам, локализуется в ослабленных зонах в виде штокверков, жил, гнезд. Часто является цементом брекчий—карбонатных пород. Отмечается интенсивное ожелезнение, отчего основная передробленная масса карбоната красновато-бурого цвета, в то время как обломки известняка остаются белыми.

Представляет интерес выяснение возрастных взаимоотношений двух галенитов. Здесь можно предположить, что формирование оруденения при благоприятной структурной обстановке могло происходить одновременно во всех местах. Внешнее различие галенитов (по зернистости) можно объяснить раз-

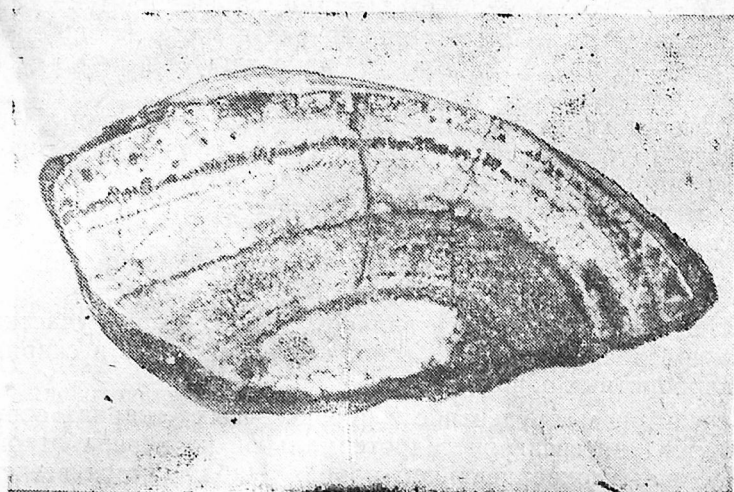


Рис. 38. Концентрически-зональные образования осветленного геденбергита и галенита. Обр. 93. Натур. велич.

личиями в физических и физико-химических условиях в момент их отложения.

Элементы-примеси (табл. 29) в галенитах участка свидетельствуют об их однородности. Однако Bi отмечается в основном в галенитах из скарновых зон и редок в жилах карбонатных пород. Присутствие мышьяка, наоборот, характерно для последних, в скарновых же минералах As почти отсутствует. По данным В. В. Иванова и др. (1960), таллийносный галенит из высокотемпературных ассоциаций отличается микропарагенезисом Tl с Bi , а из низкотемпературных — Tl с As или Sb . В галенитах из карбонатных пород сурьма присутствует в больших количествах (на порядок выше), чем в галенитах из скарнов.

Таким образом, сопоставленные галениты, видимо, являются разновозрастными образованиями; в скарнах они более высокотемпературные, в карбонатных породах — более низкотемпературные.

Пирит — широко распространенный минерал, он встречается как в изверженных породах, так и в низкотемпературных гидротермальных образованиях. Естественно, повышенный потенциал железа в рудном поле повсеместно ведет к образова-

Элементы-примеси гавасайских галенитов по данным спектрального анализа¹

Т а б л и ц а 29

Место взятия	Вмещающие породы	№ пробы	Содержание (в %)								
			1	0,5— 0,9	0,1— 0,4	0,05— 0,04	0,01— 0,09	0,005— 0,009	0,001— 0,004	0,0005— 0,0009	0,0001— 0,0004
Центральный участок, шт. № 15	Геденбергитовый скарн	1448					Sb, Ag				
»	»	91	Zn		Cd		Ag			Bi Co, Bi, Cu	Cu
» шт. № 14	Волластонитовый скарн	1453				Bi	Sb, Ag				Cu
Верхний Кансай, шт. № 5	Гранат-пироксеновый скарн	1610	Zn		Sb, Zn		As, Ag				Mo
Акташский участок, древние выработки	Дробленые карбонатные породы	1620					Ag				
»	»	115		Zn	Sh		As	Ag			Mo
» обнажение	»	116		Zn	Sh, Cu		Cd, Ag		Mo		
» главное рудное тело	»	1619		Zn			As				

¹ Анализ выполнен в Институте геологии АН Киргизской ССР (аналитик Н. Устинова).

нию пирита. Известно несколько его разновидностей: пирит, замещающий гранатовый скарн, пирит в мраморах и пирит в ожелезненных окварцованных карбонатных породах.

На Магнетитовом участке в контактовой части габбро-диорит-порфиров отмечаются небольшие скопления крупнокристаллического пирита кубического облика, развивающегося с замещением гранат-магнетитовых скарнов. Разобщенные реликты магнетита местами интенсивно корродированы. Пирит в карбонатных породах отмечается на Нижне-Кансайском и Акташском участках, где он представлен мелкозернистым агрегатом в виде прожилков, линзочек. Видимо, это два типа пиритов: первый — более ранний, постмагматический, скарновый, другой — поздний, гидротермальный. По элементам-примесям они почти не отличаются. Для них характерно присутствие в сотых долях процента Cu , Zn , Co , As , в тысячных — Pb , Ni .

Суанит встречается крайне редко в связи с интенсивным замещением его ссайбелинитом, людвигитом и бруситом. Несмотря на полное его замещение поздними минералами, клиновидные формы кристаллов суанита, как правило, сохраняются. По таким псевдоморфозам легко судить о присутствии первичного суанита (рис. 39). В этих случаях волокна ссайбелинита, брусита, развившихся по нему, имеют одинаковое направ-

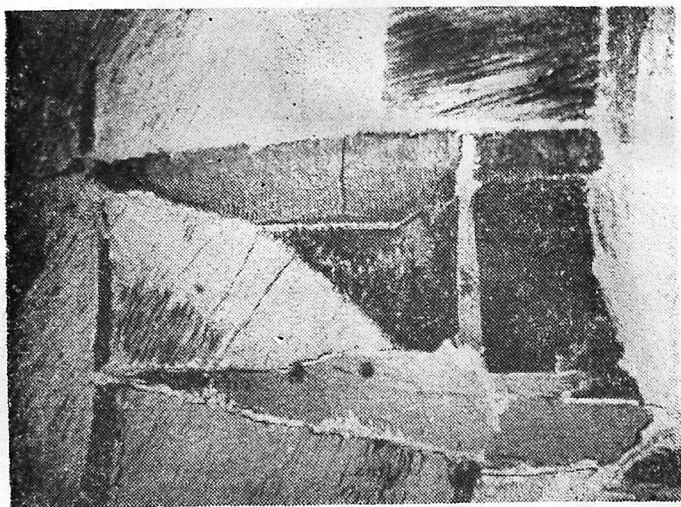


Рис. 39. Псевдоморфозы ссайбелинита по суаниту. Шл. 76.
Ув. 38. Ник.+.

ние. Местоположение суанита в метасоматической колонке вполне определено. Это в основном пироксеновые и форстеритовые скарны.

О присутствии первичного парагенезиса суанит — пироксен — форстерит можно судить по продуктам гистерогенного разложения этих минералов.

Людвигит широко распространен на участках Магнетитовом, Джалгизурукском, Караканском и Дальнем, где образует самостоятельно и совместно с магнетитом небольшие компактные рудные тела. Людвигитовое оруденение характерно в основном для магнезиальных скарнов.

Судя по данным нескольких неполных химических анализов, в гавасайских рудах присутствует в основном магнезио-людвигит (если принять железистость магнезиолюдвигита равной 0,25%, людвигита — 25—75%, вонсенита — 75—100%). Проба № 1714: MgO — 32,19, Fe_2O_3 — 32,16, FeO — 8,69; $fm=13,1\%$, уд. в. — 3,2. Проба № 504: Mg — 28,65, Fe_2O_3 — 25,90, FeO — 10,02, MnO — 0,42, CaO — 1,70, $fm=18,2\%$, уд. в. — 3,6. $fm = \frac{FeO}{FeO + MgO} \text{ мол. \%}$.

Рудные тела слагаются обычно массивным людвигитом, который занимает определенное место в метасоматической колонке. Это в основном зоны экзоконтакта (пироксеновый скарн, кальцифир, форстеритовая зона). Наиболее часто людвигит образует радиально-лучистые шестоватые игольчатые агрегаты в карбонатных породах и серпентинитах — это розеткообразные выделения, образующие вкрапленность различной густоты.

Людвигит подвергается вторичным изменениям — замещается ссайбелинитом. В таких случаях четко устанавливается низкотемпературный парагенезис (серпентин, гидроталькиит, брусит, ссайбелинит, иногда пылевидный магнетит).

Ссайбелинит широко распространен в Гавасайском рудном поле. Это продукт эндогенного разложения ранних боратов (суанита, людвигита). Наиболее характерны волокнистые, игольчатые, спутанно-волокнистые агрегаты. Очень часты ярко выраженные псевдоморфозы ссайбелинита по суаниту (см. рис. 39).

Намн частично были произведены химические анализы этого минерала. При этом содержание MgO оказалось равным 40,95%, MnO — 0,036%, что указывает на принадлежность его к чистому ссайбелиниту. Суссекспитовая составляющая ничтожна. Спектральные анализы ссайбелинита показывают небольшие примеси (десятые доли) кальция, железа, кремния.

Экспериментальные работы В. Л. Барсукова и Г. Е. Курильчикова (1957) по искусственному моделированию процесса ашаритизации свидетельствуют о том, что для образования ашарита (ссайбелинта) по людвигиту не требуется привноса главных компонентов. Здесь происходит лишь перегруппировка элементов, входящих в состав замещаемого бората. Это хорошо подтверждается данными минералогического изучения многих месторождений.

Широко распространенный магнезиолюдвигит в пределах Гавасая в значительной степени замещается ссайбелинитом. Причем этот процесс сопровождается увеличением объема, поэтому ссайбелинит обычно развивается по трещинкам вмещающих пород (в частности, карбонатных), образуя так называемые «ашаритизированные марающие известняки».

ГЛАВА VII

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ, ИХ ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В СКАРНОВО-РУДНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ

Распространение и поведение отдельных элементов в скарновых и рудных минералах

Для контактово-матасоматических и рудных образований Гавасайского рудного поля характерен довольно широкий комплекс элементов-примесей, имеющих различную историю миграции, разную степень накопления и различное значение для решения тех или иных генетических вопросов. Вряд ли вызывает сомнение важность изучения элементов-примесей и для выяснения ряда общегеологических вопросов.

Основой для данной главы послужили результаты химического, спектрального высокочувствительного и полуколичественного анализов большого числа мономинеральных проб, а также самых разнообразных пород.

Главное внимание уделялось рудным образованиям и основным скарновым минералам, сопровождающим и вмещающим оруденение (табл. 30).

Т а б л и ц а 30

Элементы-примеси скарнов и руд

Минерал, ассоциация	Элементы-примеси		
	главные	второстепенные	редкие
Скарны	Ti, V, Mn, Zn, P	Cr	Mo, Sn, F, Cl
Окисные руды	Ti, V, Mn, Zn, P	Ca, Ni	Mo
Сульфидные руды	Co, Ni, Cd, As, Ag, P	Sb	Mo, Bi

В целях изучения распространения титана и ванадия в рудах и скарновых образованиях Гавасая было сделано около 50 химических определений двуокиси титана в мономинеральных и около 200 спектральных определений содержания Ti и V в скарново-рудных образованиях (из них 50 проб—акцессорные и рудные магнетиты).

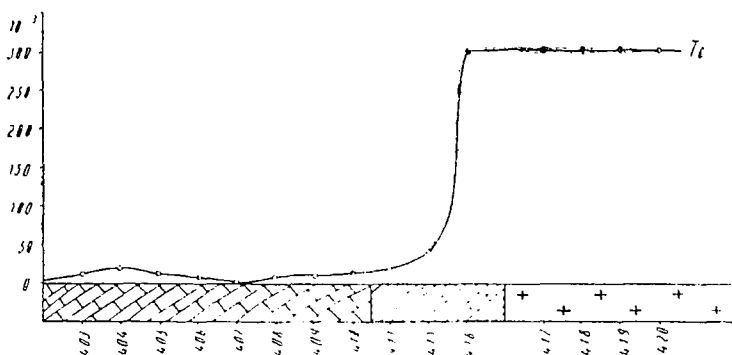


Рис. 40. Распределение титана в породах Нижнего Каная.
403 — карбонатная порода; 411—416 — широксеновый скарн;
417—420 — гранодиорит.

Содержание двуокиси Ti , как это видно из табл. 31, 32, колеблется в пределах 0,6—0,05%.

В соответствии с геохимическими особенностями титана его эндогенные промышленные концентрации локализуются только в материнских породах и относятся к собственно магматическим образованиям. Отсюда вполне естественны повышенные содержания титана, которые характерны для высокотемпературных образований. Как отмечалось выше, гавасайские скарново-рудные образования по содержанию в них Ti следует отнести к высокотемпературным образованиям.

Наиболее высокие содержания титана устанавливаются в изверженных породах района и эндоскарнах. Принадлежность скарнов к этой их части всегда определяется по повышенному количеству сфена.

Распределение титана между отдельными скарновыми зонами отличается большой неравномерностью, однако закономерное уменьшение его содержания от эндоконтакта к экзоконтакту наблюдается повсеместно (рис. 40). Это объясняется первоначальным его распределением в породах контакта и исключительной его инертностью, отмеченной в свое время Д. С. Коржинским (1948).

Спектральным анализом присутствие титана обнаружено почти во всех главных скарновых минералах (гранат, шпинель, пироксен, эпидот, везувиан, монтichelлит) — в пределах 0,93—0,03% (табл. 32).

Ванадий — неизменный спутник титана. Встречается он повсеместно там, где отмечается титан, однако содержание

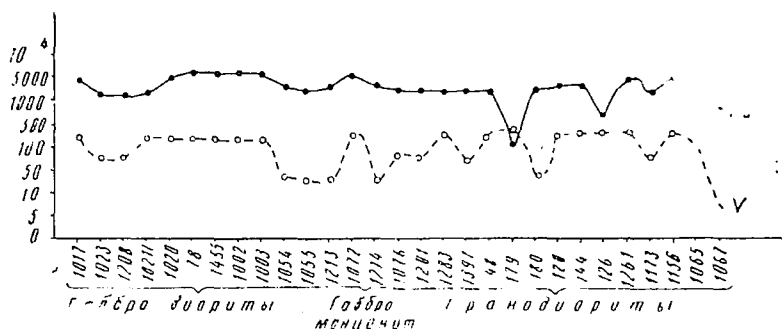


Рис. 41. Колебания содержаний титана и ванадия в аксессуарных магнетитах из изверженных пород.

его на порядок, иногда более, ниже (рис. 41). Ванадий обычно точно повторяет закономерности распределения титана в мономинеральных пробах и скарновых породах, и отсутствует он там, где титан наблюдается в малых количествах. Отношение содержаний Ti и V обычно колеблется от 2 : 1 до 15 : 1, чаще оно равно 10 : 1.

Причины связи между ванадием и титаном еще полностью не раскрыты. Одним из факторов, определяющих общность их поведения, является их малая подвижность.

Постмагматические процессы — серпентинизация, карбонатизация, эпидотизация, окварцевание — особого влияния на содержание титана и ванадия в породе не оказывают.

По данным спектральных анализов в общих чертах выявляется некоторая закономерность в накоплении хрома. Присутствует он в рудах и скарновых минералах в небольших количествах: это обычно тысячные и реже сотые доли процента. Из всех проанализированных мономинеральных проб (36 шт.) скарновых минералов в 30% хром не был обнаружен. Присутствие его установлено в 60% анализированных рядовых проб скарновых пород. Повышенные (на порядок) содержания хрома отмечаются в габброндах и связанных с ними скарновых образованиях.

Поскольку хром обладает очень малой подвижностью, для контактово-метасоматических образований он не характерен и накапливается в основном в материнских породах.

Марганец является постоянной примесью как в магнетите, так и в скарновых образованиях. Количество двуокиси марганца в людвигите и магнетитах обычно составляет 0.5% (по дан-

Содержания TiO_2 в магнетитах Гавасая по данным химического анализа

№ про-бы	Порода	Место отбора	Содер- жание TiO_2 , %
<i>Акцессорный магнетит</i>			
1210	Габбро-диориты	Центральный шток	0,6
1023	»	Акташский шток	0,6
1003	Габбро-диорит-порфи- риты	»	0,07
1020	»	»	0,55
1055	»	Магнетитовый участок	0,22
1213	»	Центральный участок	0,60
1214	Габбро-монцониты	»	0,12
1236	»	»	0,60
1976	Андезитовый порфирит	Гора Каракджан	0,50
1202	Гранодиорит	Левобережье р. Джал- гизурук	0,37
1203	»	»	0,22
1205	»	»	0,40
1405	Глубинный ксенолит (диорит)	Нижний Кансай	0,55
1067	Гранодиорит-порфир	»	0,09
1156	»	Джалгизурукский уча- сток	0,30
1173	»	»	0,27
1018	Кварцевый диорит	Акташский участок	0,22
1215	»	Центральный шток	0,55
1217	»	»	0,06
<i>Рудный магнетит</i>			
1404	Рудное тело на контакте с гранодиоритом	Левобережье Нижнего Кансая	0,22
1609	»	Правобережье Нижнего Кансая	0,055
1679	»	Джалгизурукский уча- сток	0,055
1686	»	»	0,05
1689	»	»	0,055
1694	»	»	0,30
1695	»	»	0,12

ным химического анализа) в скарных минералах и 0,09—0,46% — в породах.

Кобальт и никель обнаружены спектральными анализами почти во всех пробах скарных пород и магнетите. Как правило, это сотые-тысячные доли процента никеля и тысячные, реже десятитысячные доли — кобальта. Характер распределения никеля обычно аналогичен характеру распределения кобальта.

Содержание TiO_2 в скарновых минералах¹

Минерал	№ образца	Содержание TiO_2 , %	Минерал	№ образца	Содержание TiO_2 , %
Флогопит	121	0,11	Гранат	112	0,46
Фассант	15	0,52	»	282	0,093
»	123	0,41	Эпидот	237	0,93
»	73	0,33	»	8	0,52
Пироксен	205а	0,41	Актинолит	141	0,033
»	183а	0,13	Тремолит	12	0,033
Гранат	9	0,038	Серпентин	25	0,033
»	9а	0,055	Монтichelлит	400	0,30
»	183а	0,33	Мервинит-мон-тичеллит	402	0,17
»	205б	0,46			

Цинк присутствует во всех пробах аксессуарного и рудного магнетита в основном в сотых долях процента. Он также отмечается в некоторых скарновых минералах (десятые и сотые доли процента). Повышенные содержания его вполне естественны за счет примесей в сфалерите.

Молибден и олово в скарновых образованиях Гавасая встречаются спорадически в малых количествах (тысячные доли процента). Исключение составляют магнетиты, в которых по данным высокочувствительного спектрального анализа содержание олова на 2—3 порядка выше, чем в скарновых минералах и породах. Причем, если олово в аксессуарном магнетите составляет тысячные доли процента, то в рудном содержание его поднимается до десятых долей.

Кадмий является элементом-примесью сфалеритовых руд, в которых содержится в повышенных количествах. Характерен для ассоциирующих со сфалеритом галенита, халькопирита, в них он составляет сотые доли процента.

По данным высокочувствительного спектрального анализа наиболее значительные содержания мышьяка присущи гавасайским пиритам (от десятых до сотых долей процента). Сурьма обычно характерна для рудных минералов сульфидной стадии, в которых устанавливается в тысячных (чаще менее) долях процента.

Висмут обнаружен в основном в галенитах, причем в тысячных долях процента (по данным химического и высокочув-

¹ Химический анализ выполнен в лаборатории Института геологии АН Киргизской ССР аналитиком Р. Чучмановой.

ствительного спектрального анализ). Спорадически встречается в отдельных скарновых минералах в повышенных количествах (десятые доли процента --- в серпентинах, шпинели). В скарновых образованиях и магнетитах висмут или вообще отсутствует или присутствует в ничтожно малых количествах. В халькопирите его содержание достигает 1%. Повышенные количества висмута отмечены для галенитов и скарнов Гавасая.

Серебро является постоянной примесью в полиметаллических рудах, в основном в галените, где составляет десятки и сотни граммов на 1 т.

Фосфор — распространенная вредная примесь магнетитовых руд контактово-метасоматических месторождений. По данным химических анализов в мономинеральных пробах Гавасая пятнокись фосфора находится в небольших количествах (табл. 33).

Таблица 33

Содержание P_2O_5 в минералах и породах Гавасая

№ пробы	Материал	Содержание P_2O_5 , %	№ пробы	Материал	Содержание P_2O_5 , %
121	Флогопит	0,006	273	Измененные карбонатные породы	0,11
25	Серпентин	0,014	275	Везувияновый скарн	0,28
282	Андрадит	0,023	276	Везувиян-меллитовый скарн	0,28
9	»	0,029	277	Гранат-пироксеновый скарн	0,43
112	»	0,069	235	»	0,40
9a	»	0,029	236	»	0,34
73	Пироксен	0,017	256	Гранатовый скарн	0,40
123	Фассант	0,006	237	Эпидозит	0,46
15	Пироксен	0,161	78	Кварцевый диорит	0,41
8	Эпидот	0,017	183a	Пироксеновый скарн	0,19
400	Монтичеллит	0,20	183b	Сиенито-диорит	0,34
141	Актинолит	0,017	205a	Пироксеновый скарн	0,11
12	Тремолит	0,06	234	Гранат-пироксеновый скарн	0,01
2056	Гранатовый скарн	0,28	253	Кварцевый диорит	0,37
205в	Сиенито-диорит	0,34	255	Гранат-пироксен-шпинелевый скарн	0,14
233	Везувиянов-ый скарн	0,01	258	Окварцеванная карбонатная порода	0,05

В карбонатных породах фосфор распространен широко, но обычно в меньших количествах, чем в контактово-метасоматических образованиях и изверженных породах. В последних его повышенное содержание обусловлено присутствием магматического апатита.

О привносе хлора магматогенными растворами можно судить по присутствию таких минералов, как скаполит и апатит. Фтор входит в состав акцессорного апатита.

Галлий как типично рассеянный элемент спектроскопически обнаруживается почти во всех скарных и апоскарных минералах и породах. Благодаря своим кристаллохимическим свойствам он входит в основном в глиноземсодержащие минералы и связан с Al^{3+} и частично с Fe^{3+} . Акцессорный и рудный магнетит содержит галлий в более высоких количествах, чем скарные минералы. Постоянное присутствие этого минерала в магнетите подтверждает мнение о том, что галлий в природных образованиях сопутствует не только алюминию, но и трехвалентному железу. При этом проявляются его литофильные свойства (Борисенок, 1959).

Ртуть sporadически присутствует в сульфидах, где составляет тысячные доли процента.

Стронций, барий отмечаются повсеместно, чаще в кальцийсодержащих минералах с замещением Са в их решетках; составляют в среднем сотые доли процента. В гранат-пироксеновых скарнах содержание стронция на порядок ниже (обычно 0,1—0,5%).

Барий приблизительно в тех же количествах и соотношениях распределяется в гранат-пироксеновых скарнах, при этом небольшое повышение его содержания отмечается в габброидах.

Свинец, медь не принадлежат к числу редких элементов, так как на Гавасае имеется медное и свинцовое оруденение. В связи с этим все без исключения (даже интрузивные) образования несут повышенные количества свинца и меди (десятые и сотые доли процента).

Элементы-примеси как критерий для решения генетических вопросов

Изложенный фактический материал по элементам-примесям дает возможность сделать некоторые выводы относительно генетических типов руд, проявленных в Гавасайском рудном поле, и, кроме того, как это будет показано ниже, элементы-примеси магнетитов позволяют уточнить генетический тип магнетитовых руд и связь железооруденения с комплексом интрузивных пород. Так, о скарнах месторождения Гавасай как о высокотемпературных образованиях можно судить не только по парагенезису ортоклаз — плагноклаз — скаполит, но и по

присутствию в магнетите и скарновых минералах в заметных количествах титана и ванадия.

Распределение титана, ванадия и хрома в рудах Гавасая отличается крайней неравномерностью, что также имеет свой генетический смысл. Как показали исследования В. А. Вахрушева (1965), изучавшего элементы-примеси железорудных месторождений Алтае-Саянской области, магнетиты контактово-метасоматических месторождений по количественному содержанию и особенно по характеру распределения ряда примесей, например Ti, V, Cr и др., заметно отличаются от магнетитов осадочно-метаморфогенного происхождения. Это обстоятельство в ряде случаев с успехом может быть использовано в качестве геохимического критерия для уточнения генезиса железных руд.

Представляют большой интерес выявленные нами промышленные количества таллия в галенитах. Следует заметить, что содержание таллия в халькопирите соседнего месторождения Бозымчак на порядок ниже.

Присутствие таллия и серебра в рудах Гавасая свидетельствует в пользу их эндогенного происхождения. В галенитах Джергалана и Кана, по данным Н. Т. Воскресенской (1969), таллий присутствует в незначительных количествах ($0,5-0,7 \cdot 10^{-4}$). Как уже отмечалось, согласно В. В. Иванову и др. (1960) для таллиеносного галенита из высокотемпературных ассоциаций характерен микропарагенезис с Bi, а из низкотемпературных — с As или Sb. Таллиеносные галениты, как правило, содержат также серебро. В гавасайских высокотемпературных галенитах из скарнов обнаруживают Bi и не обнаруживают As. А во вкрапленных рудах карбонатных пород Акташского участка присутствует As, но нет Bi.

По данным И. Х. Хамрабаева (1969), средние содержания серебра в породах Кураминского хребта в десятки раз превышают кларковые.

Нашими исследователями в изверженных породах района установлены содержания таллия, в несколько раз превышающие кларковые.

Таким образом, высокие значения таллия и серебра в рудах Гавасая находятся в соответствии с повышенными их величинами в изверженных породах района, что указывает на проявление металлогенической специализации.

Связь железорудной минерализации Гавасая с интрузиями

Как показано выше, скарново-магнетитовое оруденение Гавасая локализуется в экзоконтактовых частях порфировидных габбро-диоритов и гранодиоритов с карбонатными породами. Для оруденения, ассоциирующего с габброидами, устанавливаются следующие факты, свидетельствующие о наличии генетической связи: 1) тесная пространственная приуроченность; 2) согласное залегание скарново-рудного ореола, повторяющего и в плане и в разрезе неровности интрузива; 3) нормальный биметасоматический процесс (последовательное замещение известковыми скарнами магнезиальных и известковых скарнов рудами); 4) зональность строения скарново-рудного ореола и отсутствие взаимопересечений оруденения и изверженной породы.

К выводу о наличии генетической связи железооруденения данного месторождения с габброидами пришел ранее А. Б. Багалов (1957).

Для Джалгизюрюкского участка отмечается: 1) локализация магнетитовых руд на контакте гранодиоритов с карбонатными породами; 2) повторяемость рудными телами неровностей массива гранодиоритов.

Скарново-магнетитовое оруденение Кураминского хребта большинством исследователей генетически связывает с интрузивами гранитоидного состава. По И. Х. Хампабаеву (1969), данные интрузивы характеризуются: а) содержаниями железа, превышающими кларк в 1,5—2 раза; б) амфибол-биотитовым составом темноцветных; в) низкой железистостью цветных; г) повышенной основностью плагиоклаза (от № 30 до № 50—60); д) повышенной концентрацией акцессорного магнетита.

Гранодиориты бассейна р. Джалгизюрюк обладают вышеуказанными признаками, поэтому с ними можно связать железооруденение.

Однако пространственная приуроченность железорудных месторождений к магматическим телам не всегда обусловлена их генетической связью. Так, ряд месторождений Алтае-Саянской области, располагающихся в контактовых частях гранитоидов, как было показано В. А. Вахрушевым (1959, 1965), генетической связи с последними не имеют, что видно по резко различным геохимическим чертам рудных и акцессорных магнетитов.

В настоящее время для выявления генетической связи между железорудными месторождениями и интрузивными горными породами, с одной стороны, и различными петрографическими типами пород, имеющими общий источник, с другой, успешно применяется минералого-геохимический метод (Туровский, 1953; Ляхович, 1959; Вахрушев, 1960, 1962, 1965; Штейнберг, Фоминых, 1961; Кочергин, Пятутин, Гайс, 1962; Вахрушев, Арнаутов, 1964), основанный на изучении элементов-примесей магнетитов.

Применение таких методов позволяет предполагать существование унаследованности минералого-геохимических свойств первичного магматического очага всеми его магматическими и постмагматическими образованиями.

Одним из критериев при решении поставленных задач служат особенности распределения элементов-примесей в рудных и акцессорных магнетитах, так как последние по своим кристаллохимическим свойствам являются аккумуляторами самых разнообразных элементов.

Нами было отобрано для спектрального полуколичественного анализа 38 мономинеральных проб акцессорного магнетита из изверженных пород и 16 проб рудного магнетита. Полученные данные приведены в табл. 34, 35.

На диаграмме (рис. 42), составленной по данным табл. 34, 35, показаны средние содержания элементов-примесей в рудных и акцессорных магнетитах габброндов и гранитоидов с частотой встречаемости более 30%. Цифры 1, 2, 3, ..., 8 — интервалы содержания элементов. Так, 1 — это интервал 0,5—0,9%, 2 — 0,1—0,4% и т. д. Судя по рисунку, акцессорные магнетиты по сравнению с рудными отличаются более богатым спектром и повышенными содержаниями элементов.

Анализы (табл. 34, 35) показали наличие некоторой закономерности в поведении элементов-сидерофилов, в то время как в поведении халькофильных элементов особых различий не наблюдается.

Такие элементы, как Ti, Cr, V, присутствуют приблизительно в одинаковых количествах в акцессорном магнетите из гранодиоритов и габброндов. В рудном магнетите Cr и V отсутствуют (содержание их находится за порогом чувствительности метода), а Ti устанавливается в количествах на два порядка ниже.

Известно (Vincent, Phillips, 1954; Миловский, 1962; Вахрушев, 1965; Ляхович, 1968 и др.), что изоморфизм Cr^{3+} (0,64 Å°), V^{3+} (0,65 Å°), Ti^{4+} (0,64 Å°) и Fe^{3+} (0,67 Å°) наиболее характерен для первых фаз магматической деятельности. Отсюда понятен

Результаты спектральных анализов аксессуарных магнетитов

Порода	№ образца	Содержание (в %)							
		0,5—0,9	0,1—0,4	0,05—0,09	0,01—0,04	0,005—0,009	0,001—0,004	0,0005—0,0009	0,0001—0,0004
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Габбро-диориты	1017	Ti			Mn, V, Zn	Ni, Cr, Cu			Mo, Ga, Zr
	1023		Ti		Mn, Zn	V, Ni	Cr, Cu		Mo, Ga
	1208		Ti		Zn	V, Mn, Pb	Ni, Cr	Cu	Ga
	1210		Ti		V, Zn, Pb	Mn	Ni, Cr, Cu, Sn		Mo, Ga, Zr
	1020	Ti			V, Mn, Zr		Cr, Ni, Cu, Pb		
	Г-78	Ti		Mn	V, Cr, Ni, Cu		Co, Mo, Pb, Zn, Sn		Ga, Yb
Габбро-диорит-порфириты	1455	Ti		Mn, Cr	V		Ni, Co, Cu, Pb, Zn	Sn, Zr	Yb
	1002	Ti		Mn	V, Zn	Cr, Cu	Co, Ni		Mo, Ga, Zr, lb
	1003	Ti			Mn, V, Zn	Ni, Cr, Cu	Co		Mo, Ga, Zr

Продолжение таблицы 31

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	1054		Ti	Mn	Ni, Zn, Cu	Cr	V, Co, Mo, Pb, Sn		Ga, Yb
	1055		Ti		Mn, Zn	Cu, Sr	V, Ni, Co, Cr, Pb, Sn	Mo	Ga, Yb
Габбро-монциты	1213		Ti	Mn	Ni, Zn, Cu, Co		V, Cr, Mo		Ja
	1072	Ti		Mn, Zn	V	Ni, Co Cu	Cr, Pb		Mo, Ga
	1214		Ti	Mn	Ni, Zn, Cu		V, Cr, Co, Pb, Ga, Sn	Mo	
Андезитовый порфирит	1076		Ti		Mn, Zn	V, Ni, Cu	Cr, Co, Pb, Sn, Ga	Mo	
Гранодиориты	1201		Ti		Zn	V, Mn	Pb		Cu, Mo, Zr
	1283		Ti		V, Mn, Zn		Ni, Cr, Cu, Pb, Zr	Mo	Ga
	1397		Ti		Mn, Pb, Zn	V	Ni, Sn, Zr		Cu

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Гранодиориты	Г-48		Ti		V, Mn, Zn		Ni, Cr, Cu, Pb, Sn, Zr	Mo	
	Г-179		Zn		Ti, V, Mn, Pb		Ni, Cr, Co, Cu, Sn, Zr		
	Г-180		Ti	Mn			V, Ni, Cu, Zr		
	Г-120		Ti		V, Mn, Ni, Cr, Zn		Mo, Pb, Cu, Sn, Zr		
	Г-144		Ti		V, Mn, Pb, Zn		Ni, Mo, Cu, Zr		
	Г-126			Ti	V, Mn, Ni, Zn	Cr	Co, Mo, Cu, Pb, Sn, Zr		
	1261	Ti		Mn	V, Cr, Zn	Ni	Co, Mo, Cu, Zr		
	Гранодиорит порфиро- видный	1173		Ti	Zn		Ni, Cu, Sn, Zr		
	1156	Ti			V, Mn, Zn	Ni	Cr, Co, Mo, Cu, Pb, Sn	Zr	
	1065	Ti	Mn		Zn	Ni, Cr, Cu	Co, Pb	Mo	Be, Ag, Ga, Jb
Глубинный ксенолит	1067			Ti, Mn	Zn, Cu	Ni	Co, Cr, Pb, Zr	Mo	Ag, Ga, Jb
	1405		Ti, Zn		Mn, Pb	V	Ni, Cu, Sn, Zr	Co	

Результаты спектральных анализов рудных магнетитов

Место взятия	№ образца	Содержание (в %)							
		0,5—0,9	0,1—0,4	0,05—0,09	0,01—0,04	0,005—0,009	0,001—0,004	0,0005—0,0009	0,0001—0,0004
	1404	Zn	Mn		Ti		Ni, Cu		
	1609			Mn, Zn	As		Ti, Co	Cu	Ga
							Sn		
Правобережье р. Джалгизурук	1661			Zn	Mn		Ti, Cu		
	1679			As	Mn, Zn		Ti, Ni, Mo	Cu	Ga
Контакт гранодиоритов с карбонатными породами	1686				Zn, As	Mn	Ti, Co, Mo, Cu, Sn	Ga	
	1688				Ti, Zn	Mn	Ni, Cu		Ga, Mo
	1689				Mn, Zn, Sn	V	Ti, Cu		Mo
	1690				Mn, Zn	Pb	Ti, Ni, Cu		
	1692				Cu, Sn, Sr	Pb	Ti, Ni, Mo		Ga, Ag
	1694			Ti, Zn	Mn		Sn		
	1695		Mn		Ti, Zn, Sn, As		V, Cu	Mo	Ga
	1696				Mn, Zn		Ti, Cu		
Магнетитовый участок	Г-13			Zn	Mn		Ti, Cu, Pb	Ni	
	1730				Mn, Zn		Ti, Ni, Co, Sn	Cu	
	Г-12a			Zn	Mn, Co		Ti, Cu, Pb	Ni	
	Г-10			Zn	Mn, Co		Ti, Cu, Pb, Ge	Ni	

примерно в одинаковых количествах встречаются в аксессуарных магнетитах гранитоидов, габброндов и рудном магнетите. Исключение составляет Co, содержание которого в последнем на порядок выше. Это вполне понятно, поскольку Co обычно концентрируется в остаточных расплавах.

В магнетитах Гавасая содержание Ni и Mn заметно варьирует (Ni — от 0,04 до 0,0009%; Mn — от 0,4 до 0,009%), тогда как Co, Pb, Sn, Cu установлены приблизительно в одних и тех же количествах (от 0,001 до 0,0001).

Приведенные данные свидетельствуют об аналогии аксессуарных магнетитов из гранодиоритов и габброндов по ведущим элементам-примесям.

Данные высокочувствительного спектрального анализа показали отсутствие Ge во всех исследованных пробах магнетита. Чувствительность метода $1 \cdot 10^{-5}$.

Присутствие элементов семейства железа (Ti, V, Cr, Ni, Co, Mn) и минимальные содержания (чаще отсутствие) производных гранитных магм — Ge, Pb, Sn, Mo, Jb, Nb и др., а также имеющийся качественный спектр элементов-примесей магнетитов изверженных пород района, характерных для основных пород, позволяют предположить, что гранитоиды и габбронды района являются производными одной, причем основной магмы.

Минералого-геохимическим признаком генетической связи постмагматических рудных проявлений с интрузивными породами могут служить Zr и редкоземельные элементы, присутствующие в аксессуарном магнетите (Туровский, 1953).

Цирконий в ничтожно малых количествах (0,001—0,004%) обнаружен в основном в магнетитах из гранитоидов, а в аксессуарном магнетите габброндов и рудных тел он не установлен. Следует отметить, что Jb встречается спорадически в очень малых количествах. Сравнение рудных магнетитов, ассоциирующих с гранитоидами и габброндами (рис. 42), показывает, что последние характеризуются близкими спектрами. Как исключение Ga присутствует в рудном магнетите из гранитоидов и Co, Pb — в габброндах.

Резких различий не наблюдается и при сравнении аксессуарных магнетитов гранитоидов и габброндов. В целом по качественному составу аксессуарных магнетитов породы аналогичны.

Таким образом, выявляется геохимическая общность оруденения в связи с особенностями составов породивших их магм. Рудный магнетит гранитоидов наследует черты аксессуарного магнетита гранодиоритового расплава. Это справед-

ливо и в отношении габброидов. В то же время резких различий в качественном и количественном составе аксессуарных и рудных магнетитов гранитоидов и габброидов не обнаружено. Отмечая, что валовые пробы гранодиоритов и в особенности габбро-диоритов характеризуются невысокими содержаниями элементов группы железа, более низкими чем, кларковые, укажем также на невысокие содержания их в рудных магнетитах, что еще раз подтверждает вывод В. А. Вахрушева (1965) о наследовании постмагматическими продуктами геохимических черт магмы.

Унаследование можно проследить и по редкому элементу. Как показал Д. Дженчураев (1970), изверженные породы основного и кислого состава отличаются повышенными содержаниями редкого элемента. В постмагматических продуктах и, в частности, рудных магнетитах он также устанавливается в повышенных количествах.

Учитывая геологическую позицию оруденения по отношению к габброидам и гранитоидам и геохимические особенности самих пород, аксессуарного и рудного магнетита, можно сделать следующие выводы:

1. В районе Гавасайского рудного поля имеют место разновозрастные скарново-рудные минерализации, связанные как с порфировидными габбро-диоритами, так и с гранодиоритами.

2. Состав элементов-примесей рудных магнетитов Магнетитового и Джалгизурукского участков прост. В основном это незначительные количества элементов группы железа, Zr, Pb, Cu, реже Sn, Mo, унаследованных от материнских пород, для которых характерны их содержания ниже кларковых.

3. Аналогия элементов-примесей как рудных, так и аксессуарных магнетитов гранитоидов и габброидов, наряду с наличием специализации на ряд элементов, а также особенности состава данных пород могут свидетельствовать об общности субстрата, из которого возникли габбро-диориты и гранодиориты.

ГЛАВА VIII

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА В СКАРНОВО-РУДНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ

Минералогические исследования в Гавасае дали возможность построить определенную схему минералообразования, где довольно четко разграничены магматический, постмагматический этапы и стадии (табл. 39). Каждый этап характеризуется комплексом присущих ему минералов.

Все минералы, которые удалось отобрать, были проанализированы на содержание золота радиационным методом в ЦНИГРИ, а породы — химико-спектральным методом в Институте геологии АН Киргизской ССР.

В целом следует отметить низкие содержания золота в минералах магнезиальных скарнов. Продукты магматического этапа отличаются наиболее низкими его концентрациями: пироксены и шпинель — в основном тысячные доли грамма на 1 т породы. В послемагматический этап и в начале стадии преобразования магнезиальных и развития известковых скарнов наблюдается очень небольшое повышение содержаний золота в минералах (гранаты, флогопит, кальцит, серпентин) — в пределах сотых долей грамма на 1 т. В последующем, с нарастанием известковоскарнового замещения, концентрация золота повышается довольно заметно (до десятых долей грамма на 1 т).

Последующие стадии — скарново-рудная, кислотного выщелачивания — не дают сколько-нибудь заметных увеличений концентрации золота в минералах.

Предварительным изучением зависимость содержаний золота от железистости минералов магнезиальных скарнов не установлена (табл. 36, 37).

В собственно известковых скарнах также не наблюдается повышенных концентраций золота. Это в равной мере относится и к оруденению, связанному с ними (табл. 38). В монтчеллитовых и мервинитовых скарнах содержатся низкие

Зависимость содержания золота от железистости минералов
магнезиальных скарнов

№ про- бы	Минерал	N	fm	Au, г/г
121	Пироксен	1,710	10,5	—
	Шпинель	1,735	18,0	0,0046
123	Пироксен	1,711	10,0	0,0085
	Шпинель	1,739	17,0	0,014
172	Пироксен	1,698	5,0	0,0042
	Шпинель	1,714	0,0	0,0094
189	Пироксен	1,710	10,0	0,0066
	Шпинель	1,743	25,0	—
182	Пироксен	1,717	12,0	0,0012
	Шпинель	1,733	15,0	0,013
130	Пироксен	1,711	10,0	—
	Шпинель	1,734	17,0	—
182a	Пироксен	1,715	12,5	0,0089
	Шпинель	1,732	15,0	—
188a	Пироксен	1,706	8,0	0,010
	Шпинель	1,768	10,0	0,025
205	Пироксен	1,717	12,0	0,0040
	Шпинель	1,825	57,0	0,019
195	Пироксен	1,702	8,0	0,0066
	Шпинель	1,798	40,0	0,0079

Таблица 37

Содержание золота в гранатах
в зависимости от их железистости

№ пробы	fm	Au, г/г
9	86	0,14
288	89	—
112	88	0,013
113	88	0,013
158	87	—

Содержание золота в минералах известковых скарнов

№ пробы	Минерал	Место отбора	Содержание Au, г/т
281в	Галенит	Центральный участок	0,003
1448	»	»	0,018
1453	»	»	0,160
1620	»	»	0,015
115	»	Акташ	0,06
281а	Кальцит	Центральный участок	0,029
282а	»	»	0,041
100	»	Ортосу	0,0018
131	Гранат	Нижний Кансай	0,0062
130	»	Акташ, шт. № 1	0,0090
282	»	Центральный участок, шт. № 14	0,030
281б	»	» шт. № 15	0,0094
91	»	»	0,0100

Таблица 39

Распределение золота в минералах Гавасая

Этап	Стадия	№ пробы	Минерал	Место отбора	Ассоциация	Содержание Au, г/т	Среднее
1	2	3	4	5	6	7	8
Магматический	Образования магнезиальных скарнов	121в	Шпинель	Ортосу	Пироксен,	0,0046	0,0107
		123в		»	плагноклаз,	0,014	
		166в		»	форстерит	0,0070	
		100а		»	»	0,0061	
				»	»		
		513	Шпинель	Нижний Кансай	Плагноклаз,	0,030	0,0137
		172в		»	фассант, гранат	0,0094	
		182в		»	»	0,013	
			Пироксены	Центральный участок	»	0,010	0,0137
		162					
		71	Пироксены	Ортосу	Шпинель,	0,010	
		106		»	флогопит	0,0032	
		123		»	»	0,0095	
		513		»	»	0,0052	
		55		»	»	0,075	

1	2	3	4	5	6	7	8
Магматический	Образования магнезиальных скарнов	152		Нижний Кан- сай	»	0,0059	
		172		»	»	0,0042	
		182 ^к		»	»	0,0012	
		182 ^а		»	»	0,0089	
		188		»	»	0,010	
		189 ^а		»	»	0,0066	
		190		»	»	0,051	
		195		»	»	0,0066	
		205 ^б		»	»	0,0040	
		121 ^б	Каль- цит	Ортосу	Пироксен, шпинель, кальцит	0,033 0,012	0,027
Послемагматический	Преобразования магнезиальных скарнов	188 ^б	Гранат	Нижний Кан- сай	Фассант, пла- гиоклаз, шпинель	0,025	
		195 ^г		»	»	0,0079	0,0175
		205 ^в		»	»	0,019	
		207 ^б		»	»	0,018	
		121 ^а	Флого- цит	Ортосу	Шпинель, фассант, фор- стерит	0,0029	
		1682		Джалгиз- урук	»	0,0026	0,0028
		1667		»	»	0,0032	
		1720		Каракансай	»	0,0025	
		42		Магнетито- вый участок	Серпентинит	0,037	
		52		Нижний Кан- сай	»	0,016	
		184 ^а		»	»	0,017	
		186 ^а		»	»	0,016	
		182		»	»	0,014	
		1404		»	Серпентин, пироксен, кальцит	0,0034	
		182 ^а		»	Серпентин, пироксен	0,021 0,015	0,019
		162 ^а	Серпентин	Центральный участок	Серпентинит	0,020	
		51		Джалгиз- урук	Магнетит, серпентин	0,091	
		278		»	»	0,003	
		1681		»	»	0,0027	
		1690-1		»	»	0,0041	
		150		Ортосу	»		
		245 сен	Пирок- сен	Центральный участок	Пироксен, гранат	0,034 0,14	0,087
		261		»	»		

1	2	3	4	5	6	7	8
Постмагматический	Образования известковых скарнов и магнетитового оруднения	86		Нижний Кан- сай	Гранат, пи- роксен	0,033	
		81					
		9	Гранат	Центральный участок	»	0,016	
		11		»	Гранат, маг- нетит	0,14	0,068
		112		Магнетито- вый участок	Гранат моно- минеральный	0,16	
		113		Акташ		0,013	
				»		0,013	
		130		Акташ	Магнетит, сер- пентин	0,009	
		62	Магнетит	Ортосу	»	0,016	
		730		Магнетито- вый участок	»	0,0034	0,0175
		10		»	Магнетит, тремолит	0,036	
		13		»	»	0,023	
	Кислотного выщелачивания	83		Кансай	Гематит, эпидот	0,018	
		87		»		0,011	
		1565		»	»	0,0046	0,015
		1567		»	»	0,0019	
		415a		»	Гематит, ак- тинолит	0,022	
		504	Ред- коме- гальн. руда	Магнетито- вый участок	Пироксен	0,016	
		141	Акти- нолит	»	Актинолит, магнетит	0,0020	
		12	Тре- молит	»	Тремолит, магнетит	0,090	
		12a	Маг- нетит II	»	»	0,016	0,049
		1553	Кварц	Центральный участок	Кварцевый прожилок	0,0001	
		26	Пирит	»	В карбонат- ной породе	0,18	
		90	»	»	»	0,062	
		114	»	Акташ	По гранато- вому скарну	0,0092	
		131a	Халь- копи- рит	Акташ	По гранато- вому скарну	0,096	
		109a	»	»	»	0,011	0,054
		8		Кансай	Гематит, эпи- дот	0,086	
		46	Эпидот	»	»	0,0033	
		1566		»	»	0,026	0,038
		1492		»	»	0,0053	
		205		»	Прожилки эпидота	0,044	

Таблица 40

№ пробы	Минерал	Содержание Au, г/т
164	Монтичеллит	0,0095
400	»	0,0041
402а	Мервинит с монтичеллитом	0,0064
402	»	0,0064

устойчивые количества золота, не поднимающиеся выше тысячных долей грамма на 1 т (табл. 40).

На Нижне-Кансайском участке было отобрано несколько проб карбонатных пород. Золото в них содержится в пределах сотых и тысячных долей (№ 174 — 0,015 г/т; № 176а — 0,015; № 194 — 0,019; № 208 — 0,0083 г/т).

Таким образом, общий фон содержания золота в магнетитовых и известковых скарнах низкий.

ГЛАВА IX

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ СКАРНОВ

Совокупность полученных геологических данных убедительно показывает, что тела интрузивных пород являются скарногенерирующими образованиями.

Материнские интрузивы гранитоидов, сиенитов и габброидов в районе являются гипабиссальными образованиями. Об этом свидетельствуют пестрота состава, их небольшие размеры, засоренность ксенолитами. Однако основные особенности минерального состава магнезиальных скарнов и строения метаскарнической колонки сохраняются почти неизменными, вне зависимости от состава активной интрузии, с которой генетически связаны эти скарны.

Условия образования таких скарнов и послемагматического их преобразования обсуждались многими исследователями. Принимая во внимание данные В. А. Жарикова (1968), на Гавасае следует выделить следующие температурные их фации (кроме скарнов магматического этапа): 1) пироксен-гранат-волластонитовую — 500—750°; 2) пироксен-гранатовую — 500—550°; 3) гранат-эпидотовую — 450—500°; 4) пироксен-эпидотовую — около 350—400°.

В ходе скарнообразования активность и химический потенциал железа отчетливо возрастали, и поздние минералы переменного состава (пироксены, гранат) по сравнению с минералами ранних стадий являются более высокожелезистыми. В заключительные этапы скарнообразования осаждался магнетит и образуются крупные массы андрадита, замещающего пироксены и ранний гранат.

Начало процесса формирования месторождения (Овчинников, 1960) может отвечать различным температурам, что соответствующим образом сказывается и на составе скарновых зон. Л. Н. Овчинников выделяет три группы месторождений:

1. Высокотемпературную, объединяющую месторождения, в которых скарноворудные тела наряду с гранатом и пироксеном слагаются ортоклазом, плагиоклазом, скаполитом, а маг-

Таблица 41

Данные декрептометрических определений аксессуарных магнетитов

Порода	№ про-бы	230	250	270	290	310	330	350	370	390	410	430	450	470	490	510	530	550	570	Ин-тер-вал t°
Габбро-диорит	1455								1	1		4	1	4	6	2	4	3		
»	1017																8	4		
Габбро-диорит-порфирит	1053						2	1	1				2	5	1					
Габбро-монзонит	1072					1				1	1	2	1	5	3	3	4	2	2	
Гранодиорит	1283							1	5	3	2	10	7	12	16	25	36	28		
»	1397						1	1				1	3	2	3	4	6	6		
Кварцевый диорит	1018						1	1		1	2	1	3	1						

350—570°
Max 430—550°

нетит содержит в заметных количествах титан и ванадий. Титан значительное распространение получает также в гранате.

2. Среднетемпературную, в которую входит большинство месторождений с обычными скарновыми зонами и магнетитовыми рудами, не содержащими титана.

3. Низкотемпературную, для которой характерно появление амфибола, как первично скарнового минерала, на месте уже неустойчивого в этих условиях пироксена.

В Гавасайском магнетитовом месторождении проявлены черты последних двух типов.

Данные декрепитометрических определений (анализы производились во ВНИИСМС, г. Александров) акцессорных и рудных магнетитов Гавасая показывают, что акцессорные магнетиты (табл. 41) имеют более высокие температуры растрескивания — максимумы 430—550°, чем рудные магнетиты (табл. 42) — максимумы 450—500°.

Почти одновременно с магнетитом, возможно, с некоторым отставанием, выделялся людвигит (точнее — магнезиолюдвигит). К сожалению, замеров и сравнения железистости людвигитов из карбонатных пород не производили. Но судя по литературным данным (Перцев, 1971), железистость людвигита в форстеритовых и клиногумитовых (хондритовых) скарнах существенно выше железистости данного минерала в кальцифирах. Появление магнезиальной или железистой разновидности людвигита зависит, главным образом, от величин активностей и соотношения в растворе MgO и FeO , а также кислотности-щелочности растворов, с изменениями которой связано и изменение кислородного потенциала (Шабынин, 1964; Коржинский, 1963).

С некоторым опозданием по сравнению с магнетитом и редкометальным оруденением выделялся гематит, для которого температуры (по данным декрепитации) менее определенные, но заметно пониженные. Отложение гематита связано не только со сменой температурного режима, но и с увеличением щелочности растворов и активности кислорода. На это обращал внимание еще Д. С. Коржинский (1963), который считает, что в приповерхностных условиях при свободном доступе кислорода (давление его постоянно) повышение кислотности растворов должно вызывать окислительные реакции. В глубинных условиях при интенсивном воздействии потоков послемагматических или сквозьмагматических растворов сохраняется постоянство уровня восстановительного потенциала за счет буферных реакций в них. При этом понижение кислотности вызывает повышение активности кислорода в растворах, что

Таблица 42

Данные декрептометрических определений рудных магнетитов, гематитов, флогопитов, галенитов, турмалинов

Участок	Ассоциация или порода	№ пробы	230	250	270	290	310	330	350	370	390	410	430	450	470	490	510	530	550	570	Интервал t°
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Магнетиты																					
Джалгизурукский	Линзы магнетита в контакте с гранодиоритом	1661						1	3	8	13	14	16	17	3	24	23	18			
		1662	3	3		2	7	4	3	2	1	5	3	4	40	10	1				
»	»	1696									1		1								
»	»	1404							3	5	7	10	13	15	24	21	18				
»	»	1694					1	1	1	1			1								
Магнетитовый	Сливной	12а		1	2	5	2			6	6	20	40	75	92	93	120	210	250	300	270
»	»	Г-14			1			6	22	60	85	140	210	250	300	300	300	300	300	180	130
»	С тремолитом	Г-13						2	2	4	6	15	34	55							
»	С гранатом	Г-10						1	5	2	3	2	4	2							
Гематиты																					
Центральный	С эпидотом	Г-83			1	1	3	8	8	11	18	22	20								
Нижний Капсай	В мраморах	1408	1			4	8	8	20	22	23	6	2	6	1						
	»	87			1	2	4	8	18	20	24	29	25	40	110	150	>	>	>		
»	В гранодиоритах	1348	1				1														
																					310—490° Max 350—430°

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Флогопиты																					
Джалгизурук-ский	В скарнах	1667		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—								
Каракансай	»	1720		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—								
Галениты																					
Акташский	В доломитах	115	1	1	5	8	5	10	21	Р	а	з	л	о	ж	е	н	и	е	не	230—390°
»	»	1619		1	8	12	15	17	16	15	17	Р	а	з	л	о	ж	е	н	и	е
Штольня № 14	В скарнах	1453		—	—	1	—	—													Max
»	15	1448	1	2	3	5	2	10		Р	а	з	л	о	ж	е	н	и	е		310—350°
»	5	1610			3	7	14	22	50	Р	а	з	л	о	ж	е	н	и	е		
Турмалины																					
Кансайский	В эффузивах	1616							1		1	1									
»	В гранодиоритах	1347							1	2	6	7	9	5	15	10	7				
»	»	1329						6	8	4	9	12	4	1	5	3					
Джалгизурук-ский	В контактах гранодиоритов	1662						2	1	2	3	4	6	3	1						330—500°
	В кварцевых диоритах	1483										1	2		1						Max 410—470°

отчетливо проявляется в ходе послемагматических процессов. Повышение же активности кислорода должно вызвать повышение щелочности этих растворов.

В процессе рудоотложения растворы постепенно становятся кислыми, и уже в стадию образования среднетемпературной фации магнетитовых руд (актинолитизация, тремолитизация, эпидотизация, серпентинизация) происходит кислотное выщелачивание ранее образованных метасоматических пород, с отложением более устойчивых ассоциаций в данной обстановке. Это хорошо подтверждается сопоставлением условных потенциалов ионизации (Жариков, 1968), парагенезисов исходных скарнов и апоскарновых ассоциаций (например, для магнетитовых скарнов — $\text{Di} + \text{Spl}$; $y = 183$; для известковых скарнов — $\text{Py} + \text{Gr}$; $y = 189$; для парагенезисов магнетитовых руд — $\text{Mgt} + \text{Andr}$; $y = 191$; $\text{Mgt} + \text{Act}$; $y = 194$; $\text{Mgt} + \text{Act} + \text{Ep}$; $y = 194$). Эти характеристики можно именовать условным потенциалом ионизации соединения, который представляет собой средний потенциал его ионизации (Жариков, 1966), вычисленный исходя из предположения о диссоциации соединений на катионы той валентности, которую они имеют в соединении, и на кислотный радикал:

$$y = \frac{\sum n_{\kappa} I_{\kappa} + n_{\text{ан}} e_{\text{ан}}}{\sum n_{\kappa} + n_{\text{ан}}} \text{ ккал/моль},$$

т. е. условный потенциал ионизации равен сумме потенциалов ионизации катионов и сродства к электрону аниона, отнесенной к одному иону.

Для понимания причин оруденения скарнов следует остановиться коротко на гипотезе кислотно-щелочной дифференциации, разработанной Д. С. Коржинским (1953, 1956, 1957, 1958), которая является обобщением многочисленных геологических наблюдений.

Сущность гипотезы такова: из остывающего магматического очага непрерывно поднимается поток восходящих водных растворов. Причем кислотные компоненты в этом потоке движутся быстрее основной массы раствора, благодаря чему возникает четко выраженная волна кислотных компонентов. В стадию возрастающей кислотности растворение преобладает над осаждением. Затем кислотность растворов понижается. В результате они сильно пересыщаются основаниями, выщелоченными из боковых пород. Пересыщение растворов сильными основаниями боковых пород должно благоприятствовать осаждению более слабых оснований, в том числе и магматогенных рудных компонентов.

В стадию кислотного выщелачивания выделяются следующие ассоциации (приблизительно в возрастной последовательности): тремолит-магнетитовая, актинолит-магнетитовая, эпидот-актинолитовая, хлорит-серпентиновая, сульфидная.

По мере выделения минеральных ассоциаций, характерных для стадии кислотного выщелачивания, кислотность растворов постепенно снижается. Рудоотложение происходит в основном вследствие нейтрализации кислых растворов и понижения растворимости рудных компонентов. Рудные минералы в каждой зоне метасоматической колонки отлагаются в различных (по кислотности) условиях. Наиболее благоприятной средой являются форстеритовые и пироксеновые скарпы, в частности на Гавасае — геденбергит и волластонит, что обусловлено содержанием в них сильных оснований и хорошей растворимостью кислыми растворами.

В дальнейшем кислотные растворы вследствие взаимодействия с основной средой, а также постепенного понижения температуры становятся слабощелочными (поздняя щелочная стадия). Известно, что время проявления кислотной стадии, а также степень кислотности растворов зависят и от состава рудоносных интрузий. Чем кислее по составу интрузия, тем выше кислотность и послемагматических растворов, и тем раньше (после застывания интрузий) в высокотемпературных условиях проявляется кислотная стадия. Основные же интрузии имеют наиболее полную раннюю послемагматическую стадию; стадия выщелачивания протекает в средне- и низкотемпературных условиях.

Закрывающим эндогенным процессом в Гавасайском рудном поле является карбонатизация, относящаяся к позднещелочной стадии минералообразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гавасайское скарново-рудное поле сложено магнезиальными разностями карбонатных пород и прорвано мелкими телами магматических образований кислого, среднего, основного, субщелочного и щелочного состава, среди которых впервые установлена серия пород повышенной, высокой щелочности и основности, а находка гакманитсодержащих пород является исключительной в Чаткало-Курамнинском регионе.

Устанавливается аналогия разнообразных по составу и структуре габброидов, встречающихся в рудном поле, а также однотипность и одновременное образование порфировых дайкообразных тел гранитоидов с массивами гранодиоритов.

Контактово-метасоматические породы Гавасая генетически связаны с разнообразными по составу разновозрастными интрузивными образованиями. Наиболее ранние из последних представлены габброидами, к которым тяготеет главная масса скарнов. Скарны, возникшие в связи с более поздними гранитоидами, подчинены и имеют меньшие мощности.

В магматическую стадию становления интрузивных пород в доломитовых контактах возникли магнезиальные скарны с ярко выраженной присущей им метасоматической зональностью. В контактах с габброидами состав скарнов представлен монтичеллитом (основная масса), мервинитом, геленитом, шпинелью, а также фассаитом со шпинелью и форстеритом. В контакте с гранитоидами (гранодиориты, граносиениты) развиты в основном шпинель-фассаитовые и шпинель-форстеритовые скарны.

В постмагматический этап магнезиальные скарны подвергались различным преобразованиям. В скарновую стадию на месте форстеритовых и фассаитовых разностей возникли флогопитовые и клиногумитовые скарны с магнетитовой и людвигитовой минерализацией, а также известковые — пироксен-гранатовые скарны. С понижением температуры вся совокупность скарновых пород претерпела изменения с образованием эпидотовых и тремолитовых пород и отложением минералов

сульфидного комплекса (галенит, сфалерит, халькопирит, пирит и др.).

Соответственно участию известняков в разрезе карбонатных пород лишь небольшая часть скарнов Гавасая представлена известковыми разностями (гранат-геденбергитовые, волластонитовые, гранатовые).

Магматические породы содержат акцессорные галлий и мышьяк несколько выше средних значений. Бор установлен во всех породах в количествах, в несколько раз превышающих кларк, а таллий, серебро, висмут — в десятки и сотни раз. Во вмещающей карбонатной толще не обнаружено заметных количеств бора, серебра, таллия.

На примере Гавасая не отмечается каких-либо четких закономерностей накопления золота в связи с увеличением основности (кислотности) или фазовой принадлежностью магматических пород.

Для магнезиальных и известковых скарнов Гавасайского рудного поля следует отметить низкие содержания золота (в пределах сотых долей грамма на тонну), хотя в процессе известковоскарнового замещения концентрация золота повышается значительно (до десятых долей грамма на тонну).

Монтичеллит-мервинитовые, а также собственно известковые скарны отличаются низкими содержаниями золота (в пределах тысячных долей грамма на тонну).

Постмагматические продукты имеют в целом повышенные содержания золота по сравнению с местным кларком для магматических пород и нередко характеризуются значительными величинами дисперсий, что не позволяет установить преимущественного накопления золота в тех или иных минералах.

Боратное и железное оруденения имеют тесную пространственную связь со скарнами, локализованными в контактах габброидов и гранитоидов с карбонатными породами. Отсутствие заметных содержаний бора и железа во вмещающей толще и повышенные количества их в магматических породах свидетельствуют об эндогенном характере данного оруденения и вероятной генетической связи его с габброидами и гранодиоритами.

Содержания серебра, таллия и висмута в галенитах из скарновых тел характерны для высокотемпературных ассоциаций, что позволяет судить об их эндогенном происхождении.

Полиметаллическое оруденение формировалось, по-видимому, в два этапа — скарновый и гидротермальный.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент, 1960.

Абдуллаев Х. М., Аделунг А. С. [и др.]. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, 1958.

Абдуллаев Х. М., Мацокина Т. М., Горьковой О. П. О возрасте рудной минерализации Чаткало-Кураминских гор. В кн.: Геология и полезные ископаемые Узбекистана. Изд-во АН Узб. ССР, 1964.

Александров С. М., Барсуков В. Л., Щербина В. В. Геохимия эндогенного бора. М., «Наука», 1968.

Андерсон Б. О. Некоторые вопросы стратиграфии и магматизма Кураминской зоны. Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 2.

Аношин Г. Н., Потапов В. В. Золото в гранитах Колыванского (Алтай) и Хангилай-Шилинского (Забайкалье) массивов. «Геохимия», 1966, № 9.

Арапов Ю. А. К минералогии некоторых месторождений Карамазара. Тр. Тадж. базы, т. IV, геология и геохимия, 1935.

Бабаходжаев С. М. Геолого-петрографическая характеристика интрузивных комплексов Восточного Карамазара. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР. Душанбе, 1962.

Бадалов С. Т., Голованов И. М., Хожателев Б. Л. Монтичеллитовый скарп из Средней Азии. Докл. АН СССР, т. 121, № 5, 1958.

Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Алмалыкского района. Ташкент, «Фан», 1965.

Бадалов С. Т., Моисеева М. И. К геохимии важнейших рудообразующих элементов Кураминского хребта. В сб.: Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана. Ташкент, «Фан», 1966.

Базиль В. Ф. К стратиграфии вулканогенной свиты среднего—верхнего палеозоя и нижнего триаса юго-западной части Кураминского хребта. В сб.: Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе, 1964.

Барсуков В. Л., Курильчикова Г. Е. Об условиях образования эндогенного ашарита. «Геохимия», 1957, № 1.

Баталов А. Б. О петрогенетических типах скарнов. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 1, 1957.

Боголепов В. Г. О гематите из скарнов месторождения Саяк. Зап. ВМО, 88, № 3, 1956.

Борисенок Л. А., Злобин Б. И. Галлий в пустотных породах массива гор. Сандык. «Геохимия», 1959, № 6.

Варлаков А. С. Монтичеллитовая порода из Ахматовской коп. Зап. ВМО, 88, № 5, 1959.

Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН Узб. СССР, 1952.

Вахрушев В. А. Вопросы минералогии, геохимии и генезиса желез-

ных руд Кондомского района Горной Шории (Зап. Сибирь). Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1959.

Вахрушев В. А. Минералогия и генезис железных руд Белорецкого месторождения на Алтае. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1960а.

Вахрушев В. А. О генетических связях железоруднения с интрузиями на Белорецком месторождении в Горном Алтае. «Геология и геофизика», 1960б, № 10.

Вахрушев В. А. Элементы-примеси акцессорного магнетита как критерий для генетического расчленения гранитондов Алтае-Саянской области. Докл. АН СССР, 147, № 3, 1962.

Вахрушев В. А., Арнаутов Н. Б. Особенности распределения германия в магнетите различного происхождения. «Геохимия», 1964, № 2.

Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1965.

Вебер В. Н. Полезные ископаемые Туркестана. СПб., 1913.

Вебер В. Н. Полезные ископаемые Туркестана. Прибавление 1. Пг., Изд-во Геолкомитета, 1917.

Вебер В. Н. К геологии бассейна р. Чаткал в Туркестане, т. XVII, № 8. Л., Изд-во Геолкомитета, 1929.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. ИЛ, 1953.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.

Вольфсон Ф. И. [и др.]. Оруденение Южных Чаткальских гор. «Геохимия», вып. 74. Изд-во АН СССР, 1937.

Воскресенская Н. Т. Таллий в осадочных сульфидах. «Геохимия», 1969, № 3.

Воскресенская Н. Т., Зверева Н. Ф. Некоторые вопросы геохимии золота в связи с рудоносностью магматических комплексов Северного Казахстана. «Геохимия», 1968, № 4.

Гитар Ж., Лафитт П. Скарны пика Кастабони (Восточные Пиринеи). В сб.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.

Горьковой О. П. Диабазовые дайки Кураминских гор. Ташкент, 1964.

Дженчуроев Д. Д. Геологические и петрогеохимические особенности верхнепалеозойских магматических образований Гавасайского района и основные черты их металлоносности. Автореф., 1970.

Дженчуроев Д. Д. О гагманите из ссдалитовых фойяитов Гавасая. Зап. Киргиз. отд. ВМО, вып. 8, 1972.

Жариков В. А. Опыт классификации метасоматических образований на примере скарновых полей Западного Карамазара. Зап. ВМО, ч. 85, № 3, 1956.

Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. М., 1959.

Жариков В. А. Скарновые месторождения. В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. 1968.

Звягинцев О. Е. Геохимия золота. Изд-во АН СССР, 1941.

Звягинцев Л. И. История палеозойского вулканизма юго-восточной части Рудного Алтая. В кн.: Вопр. вулканизма. Тр. I Всесоюзн. вулканологич. совещ. Изд-во АН СССР, 1962.

Иванов В. В., Волгин В. Ю., Краснов А. А., Лизунов Н. В. Таллий. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Исмаилов М. И. О флогопите на месторождении Накпай (Алмалыкский рудный район). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 13, 1959.

К а з а н л и Д. Н. Температурные поля интрузивных тел и их роль в контактовом и рудном минералообразовании. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 12, 1952.

К а л и н и н П. В. Белый флогопит из мраморов Слюдянки. Зап. ВМО, ч. XX, № 1, 1945.

К н а у ф В. И. Тектоническое районирование Северной Киргизии. «Геотектоника», 1966, № 5.

К н о п ф А. Пирометасоматические месторождения. В сб.: Геология рудных месторождений западных штатов США. М., ОНТИ, 1937.

К о р ж и н с к и й Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 12, 1940.

К о р ж и н с к и й Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. ИГН АН СССР, вып. 68, 1948.

К о р ж и н с к и й Д. С. Различие инфильтрационной и диффузионной метасоматической колонки в отношении минералов переменного состава. Докл. АН СССР, 86, № 3, 1952.

К о р ж и н с к и й Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.

К о р ж и н с к и й Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. «Геохимия», 1956, № 7.

К о р ж и н с к и й Д. С. Режим кислотности постмагматических растворов. Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1957.

К о р ж и н с к и й Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.

К о р ж и н с к и й Д. С. Гидростермальная кислотно-щелочная дифференциация. Докл. АН СССР, т. 122, № 2, 1958.

К о р ж и н с к и й Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах. Докл. АН СССР, т. 128, № 2, 1959.

К о р ж и н с к и й Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1963.

К у ш н а р е в И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозийного среза в их размещении. «Геол. рудн. месторожд.», 1961, № 6.

К о ч е р г и н И. А., П я т у т и н В. К., Г а й с С. Н. Элементы-примеси в рудах Соколовско-Сарбайской группы магнетитовых месторождений. Тр. Каз. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 7, 1962.

Л а в е р о в Н. П., Б е л и к о в Б. П., И в а н о в И. П. Об абсолютном возрасте интрузивных пород и верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1964.

Л а п и н С. С. О формах проявления реликтового карбоната в некоторых скарново-железорудных месторождениях Горной Шории. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1954.

Л и с и ц и н а Г. А. Гибридные породы в бассейне реки Гава на южном склоне Кураминского хребта. Тр. ИГЕМ, вып. 27, 1960.

Л о б а н о в а Г. М. Куспидиновые и монтчеллитовые скарны Южного Приморья. Зап. ВМО, вторая серия, ч. 89, вып. 5, 1960.

Л я х о в и ч В. В. Некоторые данные о составе акцессорного магнетита. Тр. ИМГРЭ, вып. 3, 1959.

Л я х о в и ч В. В. Акцессорные минералы. М., «Наука», 1968.

М а л ы г и н В. В. К вопросу о многоэтапности палеозойской металлогении Гава-Кассанского района. Зап. Киргиз. отд. ВМО, вып. 5, 1965.

Машковцев С. Ф. Описание геологического маршрута в юго-западном Тянь-Шане по линии Ангрен—Чаткал—оз. Кугала—Гудас—Майдан-тал. Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 147. Л., 1930.

Милловский А. В. Геохимическая характеристика акцессорного и рудного магнетитов (Восточные Саяны). «Геохимия», 1962, № 12.

Моисеева М. И. Минералогия скарнов одного из месторождений Курамнинского хребта. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 10, 1956.

Муровцев А. В. Опыт применения радиоактивационного анализа на золото в Султан-Уз-Даге. Мат-лы науч. конф. аспирантов Таш. ГУ. Ташкент, 1966.

Мушкетов Д. И. Геологический очерк Туркестанского края. Л., Изд-во АН СССР, 1928.

Наследов Б. Н. Металлогения Западного Тянь-Шаня и Узбекистана. Геолтехиздат, 1961.

Овчинников Л. Н. Контактково-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Тр. ГГНУФАН СССР, вып. 39, 1960.

Отрощенко В. Д. К геохимии бора и цезия в связи с вулканогенными породами Западного Тянь-Шаня. «Геохимия», 1967, № 8.

Отрощенко В. Д. К геохимии фтора и бора в процессах формирования метасоматитов магнезиально-скарновой формации. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 22, 1970.

Павлов Н. В. Магномagnetитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. Тр. ИГЕМ, вып. 52, 1961.

Перцев Н. Н. Парагенезис борных минералов в магнезиальных скарнах. М., «Наука», 1971.

Плаксин И. Н. Металлургия благородных металлов. Metallurgizdat, 1958.

Поваренных А. С. Мушкетовитовый скарн из верховьев реки Пскем. Докл. АН СССР, т. 81, № 6, 1951.

Саранчина Г. Комплекс нефелино-меллитито-монтичеллитовых пород массива Патын в районе Горной Шории Западной Сибири. Уч. зап. ЛГУ серия геол.-геогр., № 9, вып. 2, 1936.

Северцев Н. А. Путешествие по Туркестанскому краю и исследование нагорной страны Тянь-Шаня. СПб., 1873.

Сикстель Т. А. [и др.]. О мезозойском вулканизме в Средней Азии. Тр. Главгеологии Узб. ССР. Сб. 2. Госгестехиздат, 1962.

Синяков В. И. Особенности формирования магнезиально-скарновых магнетитовых месторождений Горной Шории. Новосибирск, «Наука», 1967.

Синяков В. И., Синякова Н. М. Монтичеллитовые скарны Горной Шории. Зап. ВМО, 90, № 6, 1961.

Соболев В. С. Редкий тип контактового метаморфизма известняков. Зап. ВМО, вып. 1, 1935.

Татаринов А. С. О современном положении каменноугольного и золотого дела в Туркестанской области. Изв. РГО, вып. 18, т. 3, 1867.

Турбин Л. И. Некоторые новые данные по верхнепалеозойским интрузиям Северной Ферганы. Тр. Упр. геологии Киргиз. ССР, 1, 1960.

Турнок А. К. Шпинель. В сб.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. 1963.

Туровский С. Д. О минералого-геохимическом признаке генетической связи постмагматических рудных проявлений с интрузивными породами. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1953.

Уклонский А. С. Геохимическое изучение параэлементов. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 8, 1955.

Уклонский А. С. Сравнительная характеристика параэлементов

рудных полей Кураминских гор и Мадагаскара. Тр. Сред.-аз. политехн. ин-та, вып. 8, новая серия. Ташкент, 1957.

У л о м о в В. И. О результатах исследования глубинного строения земной коры в Средней Азии по данным сейсмологии. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 10, 1962.

Х а м р а б а е в И. Х., Искандеров Э. Связанная вода и критерии глубинности (фациальности) интрузивных тел. В сб.: Геология и полезные ископаемые Узбекистана. Ташкент, «Фан», 1964.

Х а м р а б а е в И. Х., У р у н б а е в К. У. Геохимические особенности гранитоидных интрузивов Западного Узбекистана, центральной части Чаткало-Кураминских гор и распределение в них некоторых аксессуаров и малых элементов. В кн.: Аксессуары минералы изверженных пород. М., «Наука», 1968.

Х а м р а б а е в И. Х., Мацоккина Т. М., Горьковой О. Н., Петров В. М., Покровский А. В., Урунбаев К. У. Магматические комплексы Узбекистана и их металлогеническая специализация. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 8. М., «Наука», 1967.

Х а м р а б а е в И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент, «Фан», 1969.

Х а р д е р Г. Геохимия бора. М., «Недра». 1965.

Ц в е т к о в А. И. Изоморфные замещения в группе пироксенов. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 138, 1951.

Ч у х р о в Ф. В. Коллонды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.

Ш а б ы н и н Л. И. Еще раз о значении железистости феррических минералов. Минералогический сборник Львовского геол. об-ва, № 12, 1958.

Ш а б ы н и н Л. И. О некоторых особенностях образования рудопосных скarioв в доломитовых контактах. «Геол. рудн. месторожд.», 1961, № 1.

Ш а б ы н и н Л. И. [и др.]. Условия нахождения и диагностические признаки борных минералов скarioвых месторождений. «Недра», 1964.

Ш а б ы н и н Л. И. О магнезиально-скарновой рудной формации. В сб.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. «Наука», 1966.

Ш а б ы н и н Л. И., З а р е в и ч И. П. Об относительной роли доломитов в формировании гипабиссальных скарново-рудных месторождений. «Геол. рудн. месторожд.», 1967, № 7.

Ш а б ы н и н Л. И. О фансантовом характере клинопироксена магнезиальных скарнов. Докл. АН СССР, т. 187, № 6, 1969.

Ш а х о в Ф. Н. Текстуры руд. Изд-во АН СССР, 1961.

Ш и л и н Н. Л. Золото в породах Центральной Камчатки. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1968а.

Ш и л и н Н. Л. Распределение золота в магматических формациях Центральной Камчатки как поисковый критерий. Тр. Центр. науч.-исслед. горноразвед. ин-та, вып. 79, 1968б.

Ш т е й н б е р г Д. С., Ф о м и н ы х В. Г. Состав аксессуарного титаномагнетита в различных генетических типах гранитоидов Урала. Докл. АН СССР, 39, № 3, 1961.

Щ е р б а к о в Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., «Наука», 1967.

C l a b a u g h S. E. Contact metamorphism in the Cliristmas Mountainis. Brewsten country, Texas Bull. Geol. Soc. Amer., v. 64. N 12, 1953.

C o u v o O. A variety of monticellite from Crestmore California Bull. commis. geol. Finland, 157. 193.

D e G r a z i a A. R., H a s k i n L. On the gold content of rocks. Geochim. et cosmochim. acta, v. 28, 5, 1964.

Hess H. H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes part. J. Amer. Mineral., 34, 621 (1949).

Mantei E., Brownlow A. Variation in gold content of minerals of the Marysville quartz diorite stock. Montana. Geochim. et cosmochim. acta, v. 31, 2, 1967.

Neuvonen K. I. Heat of formation of niervinite and monticellite. Amer. J. Sci. Bowen volume, 1952.

Nockolds S. R. On tilleyite and its associated minerals from Carlingford. Ireland Miner. Mag., v. 28, 198.

Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen 2-te Aufl., Berlin, 1955.

Sabynin L. I. Über die Fassaite der Magnesium-Skarnkontakte. Geologie. Jahrgang 19, Heft 5, 1970.

Tilley C. E. The zoned contact-scarns of the Broad Ford area, Skye. Miner. Mag., v. 29, N 214, 1951.

Tilley C. E. Cuspidine from dolomite contact skarns Broad Ford, Skye. Miner. Mag., v. 28, N197, 1947.

Vincent E., Phillips R. Geochim. et cosmochim. acta, 6, v. 1, 1954.

Vincent E., Smales A. A. Geochim. et cosmochim. acta, v. 9, 1956.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	3
Введение	4
<i>Глава I. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА</i>	7
Стратиграфия	7
Магматизм	7
Тектоника	11
<i>Глава II. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГАВАСАЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ</i>	14
Вмещающая карбонатная толща	15
Магматические породы	15
<i>Глава III. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД РАЙОНА</i>	35
Методики анализов	35
Характеристика карбонатных пород	36
Характеристика магматических пород	38
<i>Глава IV. ОСНОВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СКАРНОВ</i>	58
Метасоматические образования магматического этапа	58
Магнезальные скарны	58
Мервинит-монтichelлитовые скарны	69
Метасоматические образования послемагматического этапа	74
Преобразованные магнезальные скарны	74
Апомагнезальные известковые скарны	78
Скарны по известнякам	91
<i>Глава V. СТРОЕНИЕ СКАРНОВО-РУДНЫХ ТЕЛ</i>	94
Магнетитовый участок	94
Акташский участок	98
Центральный участок	99
Нижне-Каисайский участок	99
Джалгизурюкский и Караканский участки	100
<i>Глава VI. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД И ПОЛОЖЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ В МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ КОЛОНКЕ</i>	103

<i>Глава VII. ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ, ИХ ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В СКАРНОВО-РУДНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ</i>	111
Распространение и поведение отдельных элементов в скарновых и рудных минералах	111
Элементы-примеси как критерий для решения генетических вопросов	117
Связь железорудной минерализации Гавасая с интрузиями	119
<i>Глава VIII. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА В СКАРНОВО-РУДНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ</i>	128
<i>Глава IX. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ СКАРНОВ</i>	134
Заключение	141
Литература	143

*Розалия Джаманкуловна Дженчураева,
Дельвес Джаманкулович Дженчураев*

СКАРНЫ И ОРУДЕНЕНИЕ ГАВАСАЯ

Редактор издательства *В. К. Погорелова*
Обложка художника *Б. Ф. Роека*
Технический редактор *Э. К. Гаврина*
Корректор *П. М. Кан*

Сдано в набор 9/XI 1972 г. Подписано в печать 20/VII 1973 г.
Формат бумаги 60×90 1/16. Бумага типографская № 1. Объем
9,5 п. л. + вкл. 0,25 п. л. Уч.-изд. 9,1 л. + вкл. 0,11 л.
Тираж 500 экз. Заказ 799. Д — 01380.
Цена 59 коп.

Издательство Академии наук Киргизской ССР,
г. Фрунзе, ул. XXII партсъезда, 265а
Типография Академии наук Киргизской ССР,
г. Фрунзе, ул. Пушкина, 144

Цена 59 коп.

59856

Q4

4702