

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Л. Б. САРУХАНЫН

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ
И ГЕНЕЗИС АБОВЯНСКОГО
АПАТИТ-МАГНЕТИТОВОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1971

Լ. Բ. ՍԱՐԳՍԻԱՆՅԱՆ

**ԱՐՈՎՅԱՆԻ ԱՊԱՏԻՏ-ՄԱԳՆԻՏԻՏԱՅԻՆ
ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱՆ,
ԳԵՈՔԻՄԻԱՆ ԵՎ ԾԱԳՈՒՄԸ**

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Л. Б. САРУХАНЫ

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И
ГЕНЕЗИС АБОВЯНСКОГО
АПАТИТ-МАГНЕТИТОВОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1970



20945

17944

В книге приводится детальное описание своеобразного по минеральному составу, возрасту оруденения и геологическим условиям локализации оруденения Абовянского апатит-магнетитового месторождения. Дано описание морфологии рудных тел, текстур и структур руд и выделены стадии минерализации. Подробно рассматривается характер распределения основных рудообразующих элементов и элементов-примесей в рудах и минералах. Особое внимание уделено изучению поведения редкоземельных элементов в апатите из различных типов руд. В новом аспекте рассматриваются условия образования апатит-магнетитовых руд. Доказывается гидротермально-метасоматическое происхождение Абовянского апатит-магнетитового месторождения. В заключении дается ряд практических рекомендаций и приводится сравнение с другими железорудными месторождениями.

Ответ. редактор
И. Г. МАГАКЯН

В пределах Армении известны многочисленные месторождения и проявления железных руд различных генетических типов. Наиболее широко развиты эндогенные железорудные месторождения, генетически тесно связанные с интрузивными породами мелового и третичного возрастов. Исключением является Абовянское апатит-магнетитовое месторождение, возраст которого, по геологическим данным и определениям абсолютного возраста, установлен как понт-киммерийский.

Выбор Абовянского месторождения в качестве объекта исследований в значительной степени предопределен особенностями минерального состава и геологических условий локализации оруденения. Несмотря на выгодные транспортно-экономические условия и на перспективность Абовянского месторождения, оно относится к числу малоизученных железорудных месторождений республики.

Предлагаемая работа освещает вопросы генезиса, минералогии, распределения элементо-примесей в различных мономинеральных фракциях; особенно детально изучалось поведение элементов редкоземельной группы в апатите из различных типов руд. Всестороннее изучение этих вопросов позволит более полно выяснить промышленные перспективы месторождения.

В основу работы положен фактический материал, собранный автором при полевых исследованиях в течение 1963–1967 г. г. на Абовянском апатит-магнетитовом месторождении. Нами также использовались материалы других авторов, в частности, результаты геолого-поисковых работ, касающихся геологического строения района и месторождения и опробования.

За время полевых работ нами были осмотрены и задокументированы все горные выработки /шурфы, канавы, штольни, траншеи/ и скважины, пройденные на территории месторождения и за пределами его /свыше 35 скважин/. Был совершен ряд маршрутов по склонам гор Атис и Гутанасар с целью прослеживания рудовмещающих андезитов-дацитов и тектонических нарушений, выделенных прежними исследователями.

Камеральная обработка собранного материала проведена в ИГН АН Армянской ССР и в отделе неметаллических полезных ископаемых ИГЕМ АН СССР.

Выполнение работы оказалось возможным благодаря помощи многих сотрудников ИГН АН Армянской ССР. Химические, спектральные, рентгенометрические, термические анализы и определения абсолютного возраста произведены в соответствующих лабораториях под руководством О.А.Бозояна, Г.М.Мкртчяна, Э.Х.Хуршудян, И.Х.Петросова, Г.П.Багдасаряна. Нами совместно с Г.М.Мкртчяном разработана методика количественного спектрального анализа индивидуальных редкоземельных элементов.

В ходе выполнения работы автор неоднократно пользовался консультацией А.М.Авакян, А.И.Карапетяна, И.Г.Магакьяна, Г.Б.Межлумяна, Б.М.Меликсетяна, А.Х.Мнацаканян, В.В.Наседкина, Д.И.Павлова, Н.В.Павлова, В.О.Пароникяна, П.П.Цамеряна.

Общее научное руководство осуществлялось доктором геолого-минералогических наук, профессором В.П.Петровым.

Всем указанным лицам автор выражает свою глубокую признательность.

Общие сведения

Абовянское апатит-магнетитовое месторождение расположено в 22 км к северо-востоку от г. Ереван и связано с городом шоссейной дорогой Ереван-Тбилиси до Абовянского оросительного канала, а далее грунтовой дорогой протяженностью 2 км, пригодной для проезда автомашиной в любое время года.

Ближайшая железнодорожная станция Абовян расположена всего в 8 км к юго-западу от месторождения и в 30 км к юго-востоку от Разданского железорудного месторождения.

Абовянское месторождение расположено на левобережье среднего течения р. Раздан, на склоне г. Атис. Абсолютная отметка района месторождения колеблется от 1500 м до 2300 м, самого месторождения - 1500-1700 м. Наивысшей точкой района и месторождения являются г. Атис /2536 м/ и Гутанасар /2303 м/. Рельеф месторождения сравнительно ровный; количество выпадающих атмосферных осадков в год небольшое /до 437 мм/; климат сухой и континентальный.

Климатические условия позволяют круглогодично проводить на месторождении геологоразведочные работы.

Район беден водными ресурсами. Основной водной артерией района является р. Раздан. По южному флангу месторождения проходит Абовянский оросительный канал. Питиевая вода в основном родниковая и дебит воды находится в зависимости от количества выпадающих осадков. Геоморфологические и гидрогеологические условия препятствуют накоплению подземных вод. Горные выработки глубиной более 15 м и все пробуренные скважины оказались сухими.

1. ОСНОВНЫЕ МОМЕНТЫ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ АБОВЯНСКОГО АПАТИТ-МАГНЕТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Выходы магнетитовых руд описывались и ранее под названием Гёк-Килисинского и Капутанского рудопоявлений. Однако эти сведения весьма отрывочны /Арцебышев еще в 1889 г., затем В. Меллер в 1917 г./. О нем упоминается и в отчете К. С. Галаджа, проводившего в 1926 году поисковые работы в Абовянском /Котайском/ районе. О Гёк-Килисинском магнетитовом проявлении упоминается и в работах А. А. Турцева. Обломки магнетитовых руд из этого проявления были описаны К. Н. Паффенгольцем /1937/ при геологическом картировании.

Коренные выходы апатит-магнетитовых руд впервые детально опи-

саны И.Г.Магакьяном /1947/, который связывает их с габбро-диабазовыми интрузиями; в соответствии с данными металлогенического районирования Армении это месторождение входит в Памбак-Зангезурскую структурно-металлогеническую зону. Оно рассматривалось как одно из наиболее перспективных в республике железорудных месторождений.

В 1947 году Капутанским отрядом ИГН АН Армянской ССР в составе: Ц.Г.Акопяна, Э.А.Арутюнян, Г.О.Пиджяна и Э.А.Хачатуряна /1947/ были проведены магнитометрические съемки и геологические поиски, на основании которых была составлена схематическая геологическая карта с нанесением выявленных аномальных участков. Генетически месторождение рассматривалось как гистеромагматическое.

В 1961-1962 г.г. геофизическим отрядом Управления Геологии и ОН при Совете Министров Армянской ССР под руководством Г.Б.Петросяна проводилась детальная магнитометрическая съемка на площади $4,4 \text{ км}^2$ по сети 50×5 и затем 25×5 м. В районе месторождения оконтурено около 10 аномалий /А/, из которых наиболее перспективными были А-5, А-6 и А-7 с суммарной площадью около 2 км^2 , а также Джраберская и Кян-Кянская.

Начиная с 1962 г. и до сего времени Управлением Геологии Армянской ССР ведутся здесь систематические геолого-поисковые, разведочные работы. В результате этих работ геологами Абовянской ПРП - М.А.Аракеляном, Ш.А.Арутюняном и К.Г.Саркисяном в 1965 г. составлена схематическая геологическая карта. Касаясь источника рудоносного раствора на данном этапе изученности месторождения, названные геологи допускают две разные гипотезы: а) считают возможным существование "глубинных интрузивных тел габбро-диоритового состава, в процессе дифференциации которых выделились горячие водные минерализованные гидротермальные растворы, послужившие основным питающим материалом для образования месторождения...", б) считают, что "форма Абовянского месторождения, минералогический состав, тип и строение руд свидетельствуют о наличии какого-то магматического очага, из которого питались гидротермальные растворы. Таким очагом, по всей вероятности, послужила магматическая деятельность излияния андезитовых лав в виде экстрוזивов, вернее гипабиссальных интрузивов..."

В 1961-1962 г.г. А.Р.Арутюнян провел в районе Абовянского месторождения геологосъемочные работы, в результате которых бы-

ла составлена геологическая карта. Весь материал по Абовянскому месторождению обобщен в сводной работе, в которой дается описание дайкового комплекса в пределах рудного поля месторождения, а также детальное петрографическое описание других пород. Относительно генезиса месторождения высказывается предположение о присутствии " на нижних горизонтах /возможно, на довольно большой глубине/ основной интрузии, видимо, полущелочного характера. Предполагаемая интрузия должна быть совершенно молодой, отличной от установленных в настоящее время интрузий и, возможно, является первым обнаруженным представителем нормально интрузивного образования миоцен-плиоценового возраста".

Г.О.Григорян /1964/, основываясь на молодом возрасте рудомещающих пород, учитывая отсутствие в пределах месторождения выходов интрузивных пород, распространение в районе месторождения исключительно продуктов вулканической деятельности и наличие маломощных рудных прожилков в экзоконтакте липаритов, связывает оруденение с липарито-дацитами. Высокую же концентрацию железа в продуктах эксталяции он объясняет высоким содержанием летучих компонентов в магме (CO_2 , Cl , F).

Исследования апатитов на содержание в них суммы окислов редкоземельных элементов в связи с вопросами петрогенезиса были произведены Э.Х.Гуляном /1964/. Им выделены две генерации апатита. Э.Х.Гулян считает возможным " пневматолито-гидротермальные условия их образования и связь с интрузивными породами сиенитового состава...". Он основывается на данных о содержании редкоземельных элементов в апатите.

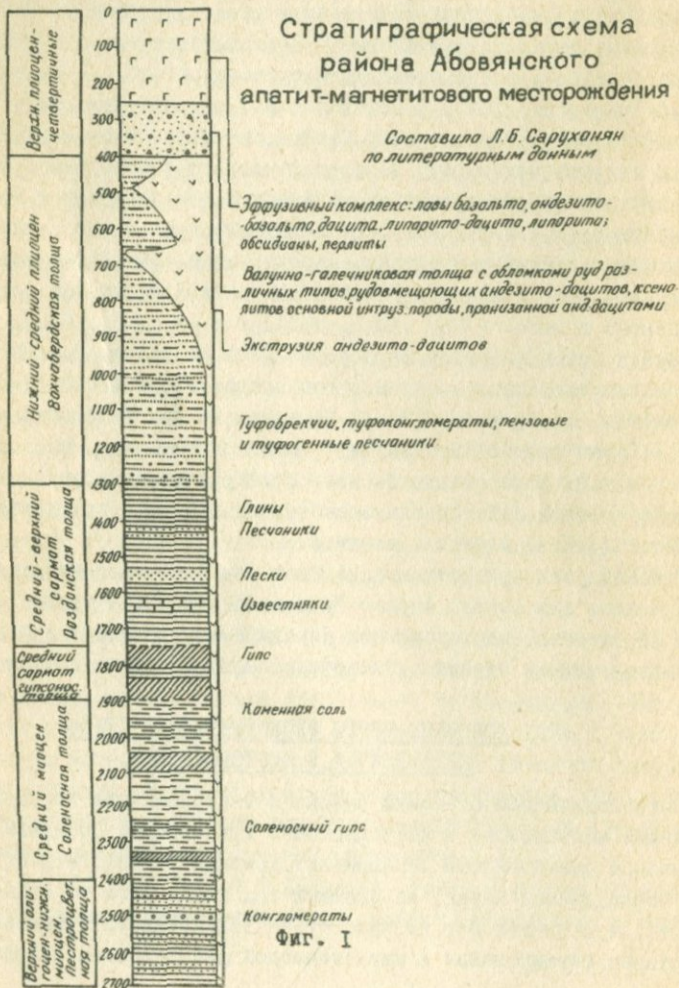
Г.Б.Межлумян при составлении прогнозно-металлогенической карты на железо для полосы Абовян-Раздан-Спитак магнетитовое оруденение Абовянского месторождения генетически связывает с невоскрытыми интрузивными телами субщелочного или основного состава.

II. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В геологическом строении района и месторождения преобладают отложения неогенового и четвертичного вулканизма. Продукты вулканической деятельности перекрывают древний рельеф, чем осложняется исследование пород, залегающих под ними. Этим же объясняется и то, что до сих пор не существует общепринятых представлений об истории формирования и магматической деятельности района мес-

торожения. Важное значение в решении этих вопросов имеют труды А.А.Габриеляна /1943, 1959, 1962, 1964/, К.Н.Паффенгольца /1937, 1959/, А.Т.Аслаяна /1950/.

Описание пород района месторождения приводится по данным предыдущих исследователей. Возраст многих из описываемых ниже пород недостаточно ясен, однако мы не останавливаемся на разборе существующих представлений, так как уточнение стратиграфии не является целью настоящей работы. Стратиграфическое расчленение дается в основном по А.А.Габриеляну /фиг. I/.



Абовянское месторождение по тектоническому районированию А.А.Габриеляна входит в Среднеараксинскую впадину. Время заложения зоны считается нижний-средний олигоцен. В северо-западной части Среднеараксинской депрессии /Ереванский и Октемберянский прогибы/ в верхнем олигоцене-нижнем миоцене накапливались пестроцветные континентальные образования /до 600 м/, известные в литературе как "пестроцветная" или "красноцветная" толща. Сложены они полимиктовыми песчаниками, крупными линзами глинистого гипса, конгломератами. Последние сложены гальками полосчатых туфопесчаников, туфов, андезитовых и дацитовых порфириров, яшм, реже интрузивных пород гранодиоритового состава; в качестве цемента толщи важную роль играет кальцит.

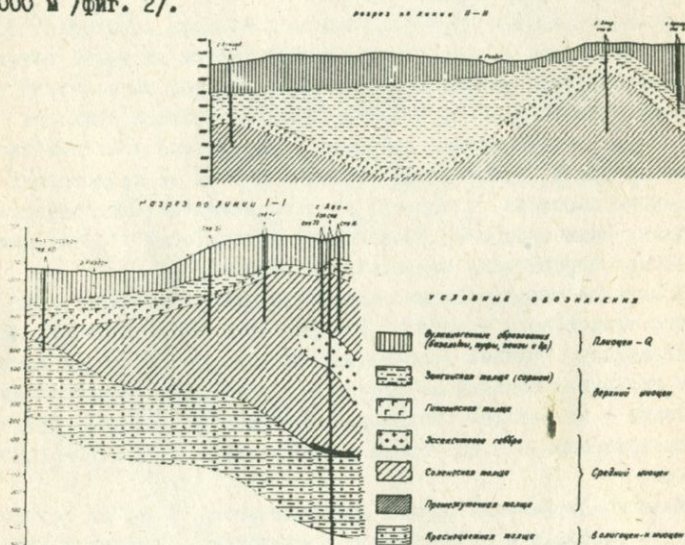
В среднем миоцене Среднеараксинская впадина испытывает дальнейшее прогибание. В депрессии устанавливается лагунный режим, благоприятствующий накоплению песчано-глинистых образований с прослоями и линзами гипса и каменной соли, большой мощности /до 1000 м/. Эти отложения известны в литературе как "гипсоносно-соленосная" свита. Однако этот огромный водоем не представлял собой единого бассейна, а состоял из нескольких мелких соленосных бассейнов: Нахичеванский, Ереванский, Аштаракский /Ранчпарский/, разделенных поперечными подводными барьерами.

Абовянское месторождение занимает северо-восточную часть Ереванского соленосного бассейна, который представляет собой, по А.А.Габриеляну, крупный грабен-синклиорий, ограниченный со всех сторон разломами большой амплитуды и длительного развития: Джрвеж-Мангюсский - на востоке, Паракар-Енгиджинский - на юге, Раздан-Араилер-Аштаракский - на западе и Гегамский - на северо-востоке бассейна.

Мангюс-Джрвежский разлом прослеживается далее на северо-восток до оз.Севан и ограничивает Ереванский и Севанский неогеновые прогибы. Время заложения этого разлома относится к началу накопления соленосной толщи, а его развитие продолжалось до антропогена включительно. За пределами отмеченных разломов соленосные отложения полностью отсутствуют.

Литературные данные относительно площадного распространения приводят нас к предположению, что гипсоносно-соленосная толща должна быть развита и в пределах Абовянского месторождения. Однако на данном этапе исследований точных фактических данных у нас нет. Вероятность прослеживания ее не только в пределах месторождения, но и далее на северо-восток отмечается А.А.Габриеля-

ном и М.А.Мовсесяном /1963/. Такое предположение основывается на данных о распространении в северо-восточном направлении глубинных разломов среди пород "красноцветной" толщи, с которой повсеместно ассоциирует соленосная толща. Красноцветная толща выдержанной мощности прослеживается далеко за пределами Приереванского района до оз.Севан. Ширина участка распространения пород толщи достигает больших размеров, охватывая весь район от подножья кристаллического докембрийского фундамента до подножья хребта Агмаган. По данным бурения происходит увеличение мощности соленосных отложений с юга района до с.Нурнус. Наличие соленосных отложений зафиксировано у оз.Севан. Мощность соленосной толщи в пределах Аван-Элар-Арамусской областей достигает более 1000 м /фиг. 2/.



Фиг. 2. Разрезы по Аванским, Эларским и Арамусским скважинам на соль. Составил М.А.Мовсесян.

Над соленосной толщей буровыми скважинами в пределах Аванского и Эларского участков вскрыты породы гипсоносной толщи мощностью 200-320 м. Для них характерна отчетливо выраженная, многократно повторяющаяся ритмичность. В состав одного ритма входят красно-бурые глины, гипс /или ангидрит/ и далее зеленовато-серые глины. Возраст толщи определен А.А.Габриеляном условно, так как

она занимает промежуточное положение между фаунистически охарактеризованными средне-верхнеолигоценовыми и сарматскими отложениями.

В среднем-верхнем сармате имело место отложение глинистых образований, известных в литературе как "Разданская" свита и характеризующихся широким площадным распространением.

В отличие от всех вышеописанных отложений "Разданская" свита буровыми скважинами вскрыта и на месторождении /скважины № 85 и 136 соответственно на глубинах 190-310 м и 170-320 м/, где она интродуцирована рудовмещающими андезито-дацитами.

Детально описана "Разданская" свита в работах А.А.Габриеляна /1947, 1952/. Фаунистически и литологически сарматские отложения однородны. Максимальная их мощность /около 800 м/ установлена в районе Канакерского и Егвардского плато. В пределах месторождения полная мощность сарматских отложений не установлена, так как скважины приостановлены в них. Макроскопически они представлены глинистыми песчаниками и глинами зеленовато-серого и серого цветов с гнездообразными скоплениями скаполита /см.фиг.23/, мелких кристаллов пирита, магнетита. Кроме этого отмечаются маломощные прожилки с магнетитом, биотитом, скаполитом. Микроскопически же сарматские отложения сложены кварцем, полевым шпатом, слюдой и т.д.. Широко развиты процессы скаполитизации, пиритизации, серицитизации и в меньшей степени каолинизации.

По данным минералогических исследований И.Г.Гаспарян /1958/, наиболее характерными минералами тяжелой фракции сарматских отложений являются: авгит /55 %/, роговая обманка /до 15-20 %/, базальтическая роговая обманка /до 5 %/, биотит, магнетит. Из минералов легкой фракции более 80 % всех зерен составляет альбит, олигоклаз, андезин и лабрадор.

В конце верхнего миоцена /предмзотиса/ происходят крупные тектонические движения, наиболее интенсивно проявившиеся в Приараксинской зоне и обусловившие складчатость верхнего палеогена и всего миоцена. Эти же движения обусловили новые поднятия не только Антикавказской геоантиклинали, но и Среднеараксинской депрессии, что привело в начале плиоцена к окончательной регрессии сарматского моря.

В плиоцене Антикавказ уже полностью вступает в континентальную фазу своего развития. Как и на всем Малом Кавказе, так и в районе месторождения, имеет место проявление мощного орогенного вулканизма. В результате проявления интенсивного вулканизма в

течение нижнего и среднего плиоцена происходит накопление мощной /до I км/ свиты вулканогенно-обломочных образований /"Вохчабердская" свита/, трансгрессивно перекрывающих различные горизонты древних пород – от палеозоя до верхнего сармата включительно. Сложены они грубообломочными туфобрекчиями, преимущественно андезитового состава, пемзовыми песками, туфогенными песчанистыми глинами, агломератовыми туфами, туффитами, туфопесчаниками и другими туфогенными породами, вулканическими пеплами, песками, андезитами, обсидианами, липаритами и их переходными разностями. К этому времени и относят деятельность вулканов Атис, Агмаган, Гутанасар.

В пределах месторождения вулканогенно-обломочная толща на поверхности не обнажается, а вскрыта буровыми скважинами на различных глубинах от 100 до 300 м. Макроскопически толща представлена туфообломочными породами серого, темно-серого цветов в свежих разностях и светло-серого – в гидротермально измененных разностях. Обломки полуокатаны и окатаны. Микроскопические исследования показали, что обломки представлены породами андезитового, андезит-базальтового составов, а цементирующая масса представлена туфогенным, пемзово-пепловым и карбонатным материалом. В результате процессов рудообразования цементирующая масса замещена магнетитом, апатитом, скаполитом. Как и сарматские глинистые отложения, туфобрекчии и туфокогломераты интродуцированы экструзией андезито-дацитов. Контакт очень крутой /угол падения до 70–80°/. Вопросы взаимоотношения с сарматскими отложениями остаются невыясненными.

К нижнему и среднему плиоцену относится деятельность вулканов Агмаган, Атисской и Гутанасарской групп. Особенно интенсивно, по А.А.Габриеляну, вулканизм развит в мэотисе, который охарактеризован как "век продуктивной толщи".

Вулканизм района месторождения, по классификации Ю.А.Кузнецова /1964/, в общих чертах сходен с андезит-дацитовой формацией, имеющей широкое развитие в пределах Малого Кавказа. Как и в целом для отмеченной формации, для района месторождения характерен широкий диапазон вариации состава эффузивных пород: базальт, андезито-базальт, андезит, андезито-дацит, дацит, липарито-дацит, липарит, обсидиан и связанный с эффузивной деятельностью дайковый комплекс, представленный андезитовыми порфиритами, роговообманковыми андезитовыми порфиритами, диабазовыми порфиритами и т.д.

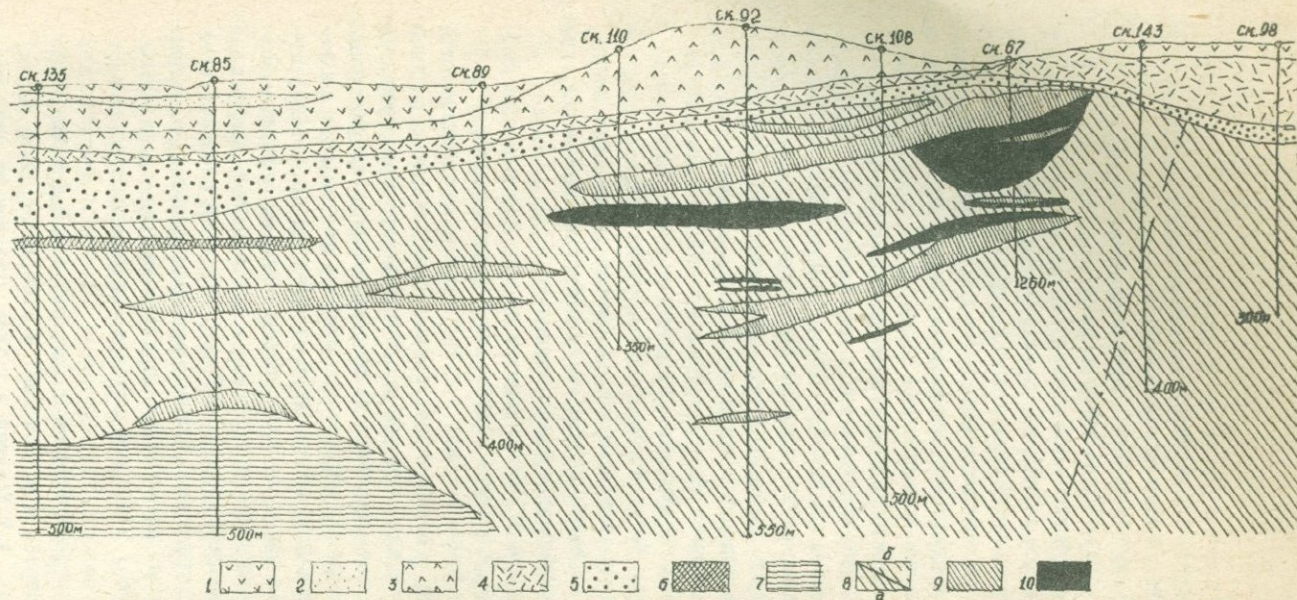
Рудное поле с севера ограничено вулканом Гутанасар и с востока вулканом Атис. Самыми древними вулканическими породами в разрезе являются рудовмещающие андезито-дациты, считающиеся первыми продуктами деятельности вулкана Атис.

Андезито-дациты имеют единственный выход на дневную поверхность несколько южнее с.Капутан, в основном же они, как и вышеописанные породы, вскрыты буровыми скважинами /фиг. 3/

Свежие разности андезито-дацитов светло-зеленоватые, зеленовато-серые и характеризуются порфировыми выделениями полевых шпатов. Микроскопические исследования показали их одинаковый минеральный состав. Оруденение сопровождалось интенсивными метасоматическими изменениями, выраженными в скаполитизации, карбонатизации /см.фиг.2I,23/, в меньшей степени серицитизации, каолинизации и пиритизации. Эти процессы изменения в общем характерны для всего рудного поля. Структура андезито-дацитов порфировая с криптокристаллической структурой основной массы. Очень мелкие кристаллы полевых шпатов сцементированы вулканическим стеклом. Плагноклаз представлен андезином и очень часто имеет зональное строение. Часто порфировые выделения представлены кварцем. Из темноцветных минералов широко развит пироксен. В пределах рудного поля андезито-дациты имеют лейкократовый облик, вследствие процессов метасоматического изменения.

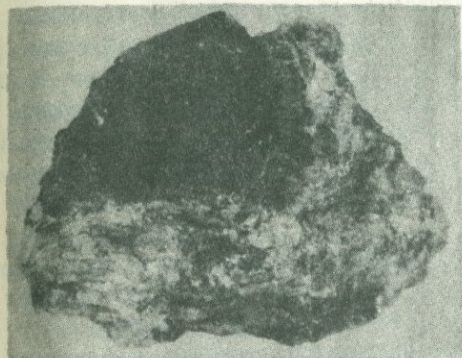
Вопрос о возрасте андезито-дацитов до сих пор остается дискуссионным. Так, А.Т.Асланян /1958/ считает их миоценовым; К.Н.Паффенгольц - олигоценовым; А.А.Габриелян - среднеплиоценовым; Дж.А.Оганесян - мзотис-понтическим. Нами нижний возрастной предел определяется тем, что они прорывают верхнесарматские глинистые отложения, т.е. андезито-дациты являются постсарматскими. При определении верхнего возрастного предела учитывается эпигенетичность оруденения по отношению к андезито-дацитам. Абсолютный возраст оруденения по биотиту, отобранному из магнетит-биотитовых, биотит-карбонат-скаполитовых и биотитовых прожилков, определен калий-аргоновым методом 6-7 млн. лет, что соответствует понт-киммерию. Следовательно, возраст андезито-дацитов - постсарматский-допонтийский. Аналогичные определения были произведены А.Р.Арутюняном /1964/ и возраст андезито-дацитов установлен 8-9 млн. лет.

В отношении морфогенетических вопросов А.А.Габриелян /1958, 1964/, Дж. А. Оганесян, М.А.Аракелян, К.Г.Саркисян, Ш.А. Арутюнян, А.Р.Арутюнян, А.Т.Асланян и другие сходятся на том, что



Фиг. 3. Разрезы по Абовянскому апатит-магнетитовому месторождению (по М.А.Аракеляну, Ш.А.Арутюняну, К.Г.Саркисяну и нашим дополнениям): 1. Базальты, андезито-базальты и их шлаки. Верхний плиоцен-четвертичный. 2. Андезиты и их шлаки. Верхний плиоцен-четвертичный. 3. Липарито-дациты. Верхний плиоцен-четвертичный. 4. Долеритовые базальты. Верхний плиоцен-четвертичный. 5. Валунно-галечниковые образования. 6. Долеритовые базальты. Четвертичный. 7. Глинистые песчаники и глины. Средний-верхний сармат. 8. Экструзия андезито-дацитов. Постсарматский допун-тийский (?): а) безрудные; б) оруденелые с вкрапленными рудами. 9. Брекчиевидно-прожилковые руды. 10. Массивная магнетитовая руда.

рудовмещающие андезитито-дациты представляют собой экструзивное тело типа субвулканов, расположенное в пределах глубинного разлома. Такое представление основано на том, что андезитито-дациты прорывают глинистые песчаники, глины, туфобрекчии, туфоконгломераты, образуя крутой контакт с боковыми породами. Во-вторых, основная масса породы стекловатая, что говорит о близповерхностных условиях их образования. На основании морфологического и петрографического признаков мы также рассматриваем андезитито-дациты как экструзивное тело. Андезитито-дациты содержат ксенолиты основных пород /фиг. 4/. В ксенолитах по контурам темноцветных минералов /роговая обманка/ наблюдается выделение магнетита; калиевых /плагиоклаз/ - осветленная полоса /фиг. 5/.



Фиг. 4. Ксенолит измененной основной породы в метасоматически измененном андезитито-даците. Обр. 379 /скв. 89, глуб. 370 м/. Нат. вел.



Фиг. 5. Ксенолит габбро в валуно-галечниковой толще, пересекаемый рудовмещающими андезитито-дацитами. Шлиф 336 /скв. 89, глуб. 60 м/. Увел. 160. Ник. х.

Эродированная поверхность рудовмещающих андезитито-дацитов, глинистых песчаников, глин, туфоконгломератов, туфопесчаников перекрывается верхнеплиоценовыми и четвертичными лавами вулканов Атис, Агмаган, Гутанасар. На контакте лавовых и вулканогенных пород залегает валуно-галечниковая толща мощностью до 60-80 м. Гальки и валуны представлены рудо-

17944



вмещающими андезито-дацитами, массивными и брекчиевидными рудами, очень редко ксенолитами основных пород, захваченных андезито-дацитами. Гальки и валуны заметно окатаны. Таким образом, явно наблюдается разрыв во времени между рудовмещающими андезито-дацитами и перекрывающими эффузивными породами. Этот факт весьма важен для установления стадийности вулканической деятельности.

Продукты излияния вулкана Агмаган занимают небольшую площадь в северо-западной части рудного поля и вскрыты скважинами № 60, 69, 83, 85 /мощность 60-100 м/. Лавы представлены базальтами, ошлакованными базальтами, причем между потоками развиты вулканические шлаки мощностью от I до 10 м. Лавы вулкана Агмаган считаются самыми древними по времени и относятся к нижнечетвертичному времени.

Лавы вулкана Агмаган перекрываются продуктами излияния вулканов Атисской и Гутанасарской групп. Лавы этих вулканов, особенно Атисской группы, имеют самое широкое развитие в пределах месторождения. Нами приводится описание вулканического комплекса Атис, на юго-западном склоне которого расположено рассматриваемое месторождение. Вулкан Атис описывается по материалам К.И. Карапетяна.

Массив Атис занимает западное подножье Гегамского нагорья и морфологически представляет собой крупную, вытянутую в меридиональном направлении щитовидную постройку с площадью основания 33 км².

На юго-западе массив примыкает к Елгованской равнине, а далее перекрывается молодыми четвертичными лавами. Основная часть массива сложена вулканогенно-обломочной толщей, которая только частично обнажается на западном и северном склонах. Толща эта представлена многочисленными дайками, силлами андезито-базальтов и дацитов. Мощность даек варьирует в довольно широких пределах от 20-25 см до 20 м, не постоянна также протяженность по простиранию - от нескольких метров до сотен метров. Видимая мощность всей толщи, обнажающейся в пределах массива, достигает 500-600 м. Породы толщи образуют широкую складку общекавказского простирания /СЗ 310-320°/ и лишь северо-восточнее с. Капутан - простирание ее меняется на северо-восток 35°. К западу от с. Капутан толща перекрывается четвертичными лавовыми потоками.

Стратиграфически выше несогласно залегают липариты, липарито-дациты, обсидианы, дациты, перлиты, брекчии купола Атис. Эти породы в свою очередь перекрываются четвертичными лавами андези-

того, андезито-базальтового состава.

А.А.Габриелян считает, что вершинная часть, сложенная дацитами, является по возрасту более молодой /верхнеплиоценовый-нижнечетвертичный/.

Гутанасарская группа вулканов расположена северо-западнее массива Атис. Возраст их считается четвертичным.

Самым крупным из вулканов Гутанасарской группы является вулкан Гутанасар. В основании его залегают перлит-пемзовые образования, отмечающиеся на западном и северном склонах до отметки 2000 м. Значительная часть вулкана сложена липарито-дацитами с характерным чередованием бурых и черных полосок. Потоки липарито-дацитов прослеживается в юго-западном направлении до г.Абовия, примерно на 10-12 км. Пространство между потоками выполнено андезито-дацитами, перекрывающими породы Абовянского апатит-магнетитового месторождения и содержащими останцы липарито-дацитов. Последние прорывают обломочную толщу и обнажаются на г.Атис.

В строении Гутанасара существенную роль играют четвертичные породы андезито-базальтового и андезитового составов, представленные окисленными шлаками, сплошным плащом перекрывающими возвышенности.

Интрузивная формация в Приараксинской миогеосинклинальной зоне развита слабо. А.А.Габриелян отмечает лишь незначительное развитие основных и ультраосновных пород, обнажающихся в бассейне р.Веди. Возраст их предположительно определен как эоцен.

Важным геологическим фактором является обнаружение в трех скважинах /фиг. 2/, заданных на Арамусской соленосной площади, на глубине 550 м пластовой интрузии плотного долеритового габбро-базальта мощностью около 200 м. На контакте интрузии с осадочными породами отмечены заметные скопления пирита, магнетита, скаполита, меньше - слюды, амфибола, апатита и т.д. /А.И.Месропян, 1959; С.К.Арзуманян /. Породы контактового ореола сильно сматы, брекчированы.

В пределах месторождения развиты ксенолиты основных пород в рудовмещающих андезито-дацитах и более молодых роговообманковых андезитовых порфиритах, причем в последних ксенолиты в количественном отношении преобладают. На данном этапе исследований мы не располагаем фактами для отнесения этих интрузивных образований к эоцену. Известно только, что ксенолиты древнее мзотис-понта, но взаимоотношение с сарматскими отложениями и низзалегаящими породами неизвестно.

Весьма ограниченное развитие в пределах всего района и месторождения имеют породы дайкового комплекса. Детальным изучением дайковых пород месторождения занимались А.Р.Арутюнян, геологи Абовянской ПРП. Ими выделены: а) дайка роговообманкового андезитового порфирита, встречающаяся в карьере Капутанского андезитового месторождения. В них довольно широкое развитие имеют ксенолиты основных пород. Наиболее детальным петрографическим изучением ксенолитов занималась А.С.Остроумова /1967/. Ею выделены ксенолиты микродolerитового облика /основной плагиоклаз - 40-50 %, ромбический пироксен - до 5 %/; габбрового облика /лабрадор - 50 %, моноклинный пироксен - 25-30 %, ромбический пироксен - 20-25 %, амфибол - до 10 %/; пироксенсодержащие горнблендиты; амфиболовые горнблендиты.

б) Дайка диоритового порфирита, обнажающаяся в пределах аномалии № 5. В всячем боку дайка контактирует с апатит-магнетитовой жилой с теми же, как у дайки, элементами залегания /азимут падения ЮВ-170° под углом 65-70°. В свою очередь жила контактирует с сильно трещиноватыми, гидротермально измененными андезито-дацитами. Следов оруденения в дайке не отмечается.

в) Дайка габбро-порфирита, имеющая ограниченное распространение и являющаяся самым молодым по возрасту образованием. Все вышеописанные дайки являются безрудными.

Антропоген А.А.Габриелян характеризует как стадию остаточного геосинклинального развития. К интрузивному магматизму он относит различные дайки андезитового, андезит-базальтового составов и экструзивные купола кислых пород г.г.Атис, Гутанасар. Антропоген характеризуется также интенсивным эффузивным вулканизмом.

В истории развития района месторождения ведущее место занимает альпийский орогенез, различные стадии которого проявились в широком временном интервале от палеоцена до антропогена.

Геолого-тектоническое строение района месторождения и весь современный геоморфологический облик предопределен расположением его в пределах тектонической ослабленной зоны с многократным проявлением тектонических подвижек. Большое контролирующее значение для неогенового и антропогенного наземного вулканизма, по А.А.Габриеляну /1964/, имеет Гегамский глубинный разлом близмеридионального простиранья.

Наличие глубинного разлома в районе месторождения принимается рядом исследователей: А.Т.Асланяном, Дж.А.Оганесяном, Е.А.Милановским /1964/ и К.И.Карапetyаном. Последний счита-

ет, что " роль глубинного разлома заключалась в подаче магмы в неглубоко залегающий вулканический очаг; сами же вулканы снабжались материалом уже из очага посредством трещин..."

Многokrатно повторяющиеся тектонические движения приводили к оживлению не только древних глубинных разломов, но и сыграли существенную роль, по всей вероятности, в образовании интенсивно раздробленных зон рудовмещающих пород.

Выделение дизъюнктивных нарушений в пределах месторождения осложняется тем, что рудовмещающие андезиты-дациты, глинистые песчаники, глины, туфокогломераты и туфобрекчии имеют очень ограниченный выход на дневную поверхность и перекрыты валунно-галечниковой толщей и вышележащими эффузивными породами. Горными выработками рудовмещающие породы не вскрывались, поэтому выделение тектонических нарушений основывается на материале, полученном при изучении кернового материала разведочных буровых скважин.

Детальная документация скважин и геологосъемочные работы позволили М.А.Аракеляну, Ш.А.Арутюняну, А.Р.Арутюняну, К.Г.Саркисяну и нам выделить в пределах месторождения одно главное дизъюнктивное нарушение и два оперяющих.

Главное дизъюнктивное нарушение прослеживается в северо-восточном направлении с падением на северо-запад под углом $60-80^{\circ}$ по юго-восточной границе А-7 /в скважинах № 142, 143 соответственно на глубинах 120 м и 290 м/; далее по р.Капутан, где нарушение зафиксировано на поверхности и выражено в расщелачивании пород, зон гидротермального изменения даек, также протягивающихся в северо-восточном направлении. Северный конец нарушения прослеживается от Капутанского андезитового карьера. Аномалии № 5 и 6 также расположены вдоль этого нарушения.

С основным нарушением сопряжены два оперяющих разлома, зафиксированных только керновым материалом на участке А-7.

Первое из них проходит по северной и северо-восточной окраине участка А-7 /вскрыто в скважинах № 84, 96 и 143 соответственно на глубинах 170, 162, 275 м/, простирается северо-западное и падение на северо-восток под углом $55-65^{\circ}$. В этих скважинах мощность тектонических глин достигает 20 м.

Второе оперяющее нарушение присоединяется с основным у скважины № 94 и проходит по южной окраине А-7. Для этого нарушения характерны различные элементы залегания на различных участках. Так, до скважины № 91 оно падает на северо-восток под углом 70°

В пределах месторождения можно выделить ряд мелких нарушений, имеющих местное значение, но благоприятствующих локализации оруденения. Естественно, породы, залегающие между отмеченными тектоническими нарушениями, сильно брекчированы и трещиноваты. Многократное повторение тектонических подвижек затрудняет выделение образовавшихся структур в хронологическом порядке и предопределяет сложную морфологию рудных тел.

Морфология рудных тел

Морфология рудных тел Абовянского месторождения отличается сложностью и разнообразием, что обусловлено приуроченностью месторождения к зоне долгоживущего разлома. Апатит-магнетитовое месторождение размещено в различной степени брекчированных андезит-дацитах и интродуцированных ими глинистых песчаниках, глинах, туфобрекчиях и туфоконгломертах.

Выделение отдельных морфологических типов рудных тел и тем более подробное описание их с количественным соотношением весьма затруднительно в связи с тем, что рудные тела и рудовмещающие породы вскрыты, как правило, только буровыми скважинами, и мы лишены возможности визуально видеть их в естественном залегании.

Исключение составляет лишь один выход андезит-дацитов на дневную поверхность на небольшом участке 20 x 40 м на А-5, в южной части с. Капутан.

В общем на Абовянском апатит-магнетитовом месторождении выделяются следующие морфологические типы рудных тел: жила мономинерального апатита /выявленная пока в единственном числе/; гнездообразные, пластообразные /?/, линзообразные /?/ тела сплошной магнетитовой руды; зона /?/ брекчиевидных и прожилково-вкрапленных апатит-магнетитовых руд.

В сухом ручейке на вышеотмеченной площади выделена жила мономинерального апатита. Жила обладает четко выраженными залысками и прослеживается с перерывами на 6-8 м на север, северо-восток 5-10° под углом падения 50-55° при мощности более 0,8 м. В этом же участке выявлены ветвящиеся жилы апатит-магнетитового состава мощностью, варьирующей в больших пределах, от 1 см до 50 см. Такие колебания мощности связаны со строением жилы, а именно наличием раздувов, пережимов и появлением на местах раздувов

ветвящихся прожилков /фиг.6/.



Фиг. 6. Зарисовка апатит-магнетитовой жилы.

В траншее среди метасоматически измененных андезито-дацитов выделены гнездообразные скопления сплошной магнетитовой руды. Размеры гнезд не превышают 1 м в диаметре при наличии более мелких тел.

Буровыми скважинами № 60, 67, 92, 95, 96 и т.д. /фиг. 8/ вскрыты участки сплошной магнетитовой руды мощностью от 2 до 40 м, по выходам которых можно предположить о наличии

рудных тел типа пластов или сложных жил, или линзообразных тел. При всем этом не исключается возможность наличия столбообразных или штокообразных тел. Выяснение истинной мощности, морфологии рудных тел возможно только при детальном изучении структуры рудного поля и проходке горных выработок тяжелого типа.

Фоном для всех выявленных рудных тел являются прожилково-вкрапленные и брекчиевидные руды в андезито-дацитах и в вышеотмеченных рудовмещающих породах. В андезито-дацитах, на данной стадии разведки, эти руды прослежены до 600 м. Прожилки характеризуются различными мощностями от 0,3 мм до 10 см. Выделение отдельных зон с богатыми прожилково-вкрапленными и брекчиевидными рудами не представляется возможным. Как правило, зоны с отмеченными рудами перемежаются с безрудными, метасоматически измененными андезито-дацитами, глинистыми песчаниками и глинами.

Учитывая то обстоятельство, что в геологическом строении месторождения, вероятно, принимают участие соленосные отложения, интенсивное дробление андезито-дацитов, наряду с факторами тектонического характера, можно объяснить, согласно В.Н.Котляру /1960/, близповерхностным расположением магматического очага и достижением магмы уровня соленосных отложений, поставляющих в качестве "взрывателя" хлор.

Исследования текстурно-структурных особенностей руд в сочетании с данными о тектонике месторождения и морфологии рудных тел бесспорно имеют большое значение для выяснения условий и процессов рудообразования.

Для рудной зоны характерно наличие пластов /?/ сплошных магнетитовых руд. Переход пластов /?/ сплошной магнетитовой руды во вмещающие андезито-дациты осуществляется через брекчированные, сильно трещиноватые зоны. Местами же сплошные магнетитовые руды контактируют с почти свежими, слабо оруденелыми андезито-дацитами. Однако почти всюду наблюдается приуроченность участков сплошной магнетитовой руды к тектоническим нарушениям. По всей вероятности, образование сплошной руды связано с метасоматическим замещением мелкораздробленной брекчии при взаимодействии с рудоносными растворами, поэтому очень часто почти полностью стирается первоначальный облик рудовмещающей породы и лишь местами среди массы магнетита микроскопически и реже макроскопически наблюдаются реликтовые участки андезито-дацитов, единичные кристаллы плагиоклаза и скаполита /фиг. 7/.



фиг. 7. Метасоматическое замещение магнетитом андезито-дацитов с сохранением его реликтов в руде сплошного магнетита. Шлиф 500 /скв.70, глуб.29I м/. Увел.30. Ник. х.

Сплошные магнетитовые руды образуют не только отдельные участки, но и жилы в андезито-дацитах. Мощность таких магнетитовых жил, вскрытых только буровыми скважинами, не превышает 0,3 м. На фоне метасоматически измененных андезито-дацитов и сероватых, серовато-зеленых глин, глинистых песчаников выделяются прожилки сплошного магнетита выдержанной мощности от 0,1 до 1 см.

окаймляемые четко выраженными зонами гидротермального изменения боковых пород, мощность которых превышает мощность прожилков в

несколько раз. В отличие от прожилков в сарматских отложениях прожилки магнетита в андезито-дацитах часто образуют густую сеть.

Сплошные магнетитовые руды характеризуются массивной текстурой. Макроскопически сплошные руды — это мелкозернистые, сравнительно однородные массы магнетита, в которых, кроме удлиненных призматических выделений апатита, другие минералы почти не различимы вследствие малых размеров и незначительного содержания /фиг. 8/. В сплошной руде отмечаются пустоты, по стен-

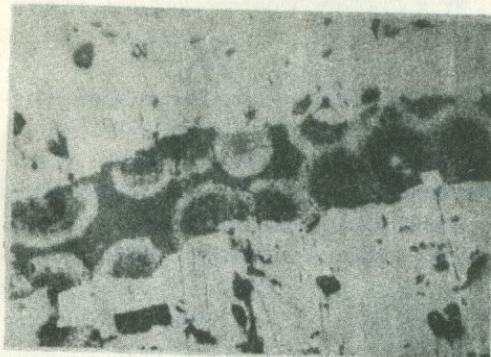


Фиг. 8. Удлиненно-призматические кристаллы апатита в массивной магнетитовой руде. Обр. I44 /скв.95, глуб.129 м/. Нат.вел.

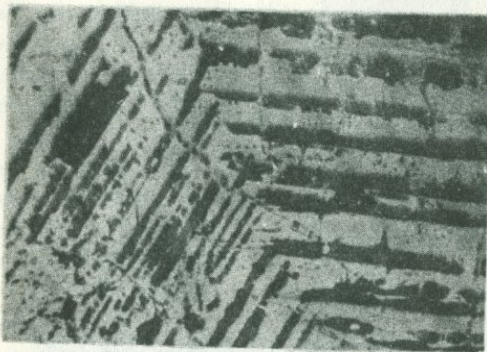


Фиг. 9. Решетчатое замещение магнетита /серое/ гематитом /светло-серое/ в массивной магнетитовой руде. Полир. шл.466 /скв.68, глуб.164 м/. Увел.400.

кам которых развивается крупнокристаллический магнетит октаэдрического габитуса, причем часть октаэдров срослась с основной массой магнетита. В шлифах агрегаты сплошного магнетита имеют неравномернозернистую структуру с размерами зерен от 0,01 мм до 8мм. Зернистое строение хорошо различается в полированных шлифах, причем контакт между зернами очень часто резкий. Среди массы мелкозернистого магнетита выделяются шестоватые агрегаты мушкетовита. Отмечается также гематит, тесно ассоциирующий с магнетитом, причем в основном развито решетчатое замещение магнетита гематитом /фиг.9/. Гематит в количественном отношении имеет очень ограниченное развитие. Редко отмечаются кальцит-гематитовые прожилки, пе-



Фиг. 10. Концентрически-зональное развитие гематита /светлое/ и кальцита /черное/ в пустоте, выполненном кальцитом, в массивной магнетитовой руде. Полир. шл. 404 /скв. 67, глуб. 74 м/. Увел. 400.

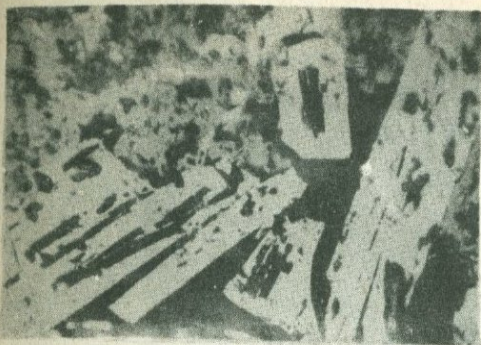


Фиг. 11. Замещение магнетита /серое/ нерудным минералом /темное/ по зонам роста. В одной из нерудных зон развиты мелкие зерна пирита /светлое/. Полир. шл. 466 /скв. 68, глуб. 165 м/. Увел. 400.

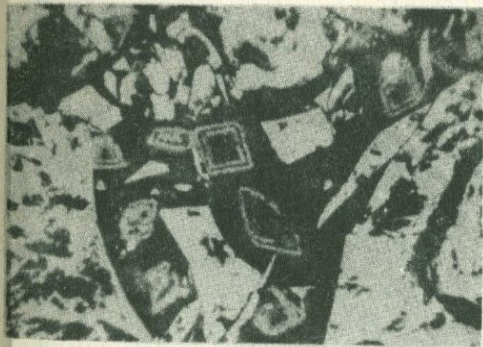
ресекающие поле массивного магнетита. Поздний гематит с кальцитом в пустотах образует среди кальцитовой массы шарики с концентрически-зональным строением /фиг. 10/. В массивных рудах содержится незначительное количество сульфидов, представленных в основном пиритом, очень редко зернами халькопирита неправильных очертаний в виде неравномерно рассеянной вкрапленности. Редко в массивных рудах встречается зональная структура зерен магнетита. Четкость зон обусловлена чередованием очень тонких микрозон магнетита, в котором выделяются очень мелкие включения пирита /фиг. 11/.

Весьма редки в массивных текстурах выделения ильменита в магнетитовом поле. Наряду с участками, жилами и прожилками сплошного магнетита в пределах месторождения выделены жилы и прожилки, сложенные в основном апатитом. Такие образования имеют меньшее развитие, нежели магнетитовые. Из отмеченных

образований большой интерес представляет апатитовая жила. Последняя сложена в основном апатитом /90%/, и лишь 10% жильной массы сос-



Фиг. 12. Псевдоморфоза магнетита /свет-
лое/ по апатиту с сохранением его ре-
ликтов /черное/ в магнетите. Полир.шл.
60I /шурф 2/. Увел.400.



Фиг. 13. Зональное замещение магнетита
анкеритом /?/. Полир.шл. 60I/шурф 2/.
Увел.400.

сталают редкость, они обычно характеризуются тем же составом, что и апатитовая жила. Мощность прожилков не превышает 0,3-0,5 см.

Широкое распространение на месторождении имеют апатит-магнетитовые прожилки, вскрытые в основном буровыми скважинами. Апатит и магнетит в жилах распределен весьма неравномерно, что часто приводит к появлению гнездообразных скоплений их в отдельных участках или почти полному их отсутствию - в других. Для прожилков наиболее характерно симметрично-зональное строение. Обычно в их зальбандах расположен магнетит, а в центральной части про-

тавляет магнетит, очень редко встречаются пластинчатые кристаллы неравномерно рассеянного ильменита. Магнетит в апатитовой жиле встречается в виде хорошо образованных октаэдров, достигающих в основном 0,3 см в поперечнике, очень редко до 1 см.

Очень своеобразно замещение апатита магнетитом, образование псевдоморфозы магнетита по апатиту /фиг.12/. Очень редко в полированных шлифах отмечается замещение магнетита анкеритом /?/ /фиг.13/. В апатитовой жиле основная масса представлена мелкозернистым апатитом "сахаровидного" агрегата, в котором выделяются идиоморфные кристаллы прозрачного апатита и столбчатые кристаллы элестадита.

Прожилки, сложенные одним апатитом, пред-



Фиг. 14. Магнетит /серое/ выполняет промежутки между кристаллами апатита /темное/. По контуру кристаллов апатита развит гематит /светлое/.
Полир.шл.445 /скв.69, глуб.156 м/.
Увел.400.



Фиг. 15. Магнетит-карбонатный прожилок с симметрично-зональным строением и развитием по зальбандам прожилка магнетита зернистого строения. Обр.448 /скв.69, глуб.170 м/.Нат.вел.

жилки сложены апатитом, почти лишенным магнетита. Очень часто магнетит в зальбандах прожилков образует октаэдрического габитуса кристаллы, частью вросшиеся в андезит-дациты. Под микроскопом апатит

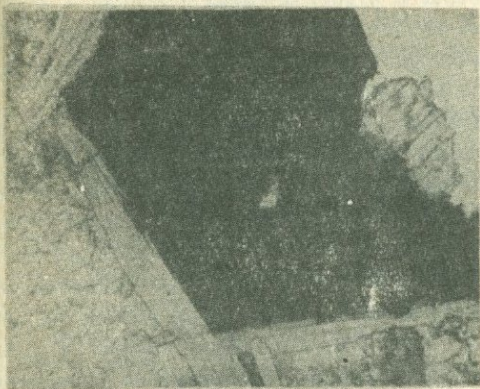
представлен агрегатом идиоморфных зерен, в котором промежутки между кристаллами выполнены магнетитом.

Апатит-магнетитовые прожилки, по всей вероятности, являются одним из ранних образований. Апатит-магнетитовые прожилки характеризуются интенсивными бо-

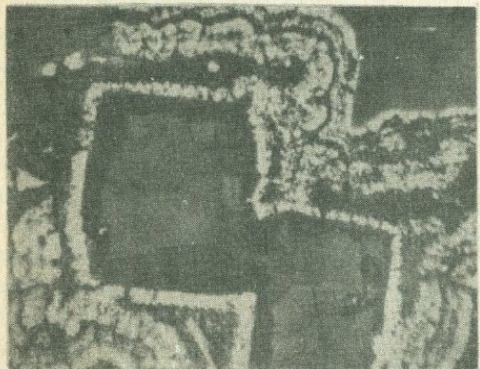
ковыми изменениями. У зальбандов прожилков развиты актинолит и биотит, на которые нарастает магнетит. Изучение взаимоотношений апатита и магнетита с другими минералами позволяет сделать вывод, что апатит кристаллизовался одним из первых, немного опережая во времени магнетит /фиг.14/. В некоторых аншлифах наблюдается замещение актинолита гематитом при сохранении кристаллической формы. Результатом более поздних процессов является замещение магнетита нерудными минералами. Встречающиеся в апатит-магнетитовых прожилках карбонаты являются поздними образованиями.

Апатит-магнетитовые прожилки часто пересекаются магнетит-

карбонатными прожилками, характеризующимися симметрично-зональным строением: в альбанде развит магнетит /зернистый или кристаллический/, а в центральной части прожилка – карбонат с редкими



Фиг.16. Развитие биотита по контакту магнетита /черное/ и доломита /светло-серое/. Реликты доломита в магнетите. Шлиф 477 /скв.68, глуб.286 м/. Увел.30. Без анализатора.



Фиг. 17. Ритмически-зональное отложение гематита /светлое/ вокруг сидерита. Полир. шл. 472 /скв.68, глуб.198 м/. Увел.400.

идiomорфными кристаллами апатита /фиг.15/. Карбонат в карбонат-магнетитовых прожилках представлен сидеритом, доломитом, кальцитом, магнезитом. В этих прожилках увеличивается роль сульфидов, что является характерной особенностью прожилков более поздних стадий минерализации. Широко развиты процессы замещения магнетита пиритом, вплоть до образования псевдоморфоз пирита по магнетиту. В магнетит-карбонатных прожилках различно и взаимоотношение магнетита и доломита. В основном карбонаты более поздние, но отмечаются случаи, когда в магнетитовых зернах среди доломита в виде реликтов сохранились микроскопические зерна доломита. На контакте доломита и магнетита образовался биотит, повторяющий контуры магнетита /фиг.16/.

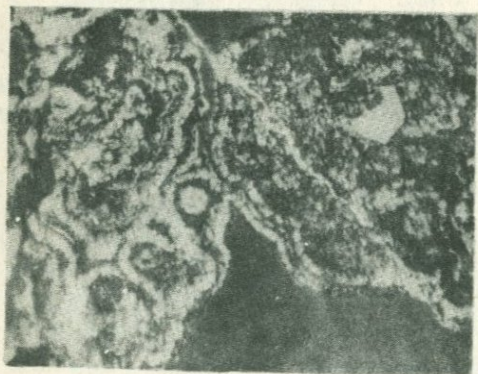
Кальцит с гематитом и пиритом присутствует не

только в виде зернистых кристаллических агрегатов, отмечены также и скрытокристаллические и метакolloидные образования не-

редко с типично колломорфной текстурой /фиг.17/. В ряде случаев карбонаты окаймляют зерна магнетита, апатита и барита.

Процесс гидротермального изменения боковых пород незначительный и контакты прожилков с рудовмещающими породами в основном очень резкие. По всей вероятности, это связано с температурным режимом гидротермальных растворов и ведущей ролью процессов выполнения полостей и трещин рудными растворами.

Сульфиды /главным образом пирит, меньше халькопирит/ наблюдаются не только в виде неравномерно рассеянной вкрапленности и мелких гнезд в андезито-дацитах и глинистых отложениях, но образуют и прожилки, сложенные в основном пиритом. Прожилки эти по времени образования относятся к поздней стадии минерализации. Очень многие сульфидные прожилки размещаются в центральной части магнетит-апатитовых прожилков, имея с ними резкие контакты. В этих прожилках пирит представлен как мелкозернистым агрегатом, так и встречаются колломорфными образованиями с ритмично-зональной текстурой, развитой вокруг кристаллического пирита. В сульфидных прожилках выделяются и очень поздние прожилки пирита, пересекающие даже колломорфный пирит /фиг.18/. Мощность сульфидных прожилков варьирует в больших пределах от 0,3 до 10 см, иногда и до 15 см. В сульфидном прожилке выделены незначительные количества зерен кристаллического халькопирита. Карбонат имеет второстепенную роль. Карбонат представлен главным образом кальцитом, родохрозитом, сидеритом. Магнетит представлен кристаллическим агрегатом и имеет весьма ограниченное распространение. Из вторичных минералов отмечаются гематит и пиролюзит колломорфной текстуры. Процесс лимонитизации в сульфидном прожилке развит широко. Имеет место не только образование



не только образование

фиг. 18. Ритмически-зональные образования колломорфного пирита вокруг кристаллического пирита, пересекающиеся прожилком пирита. Подл. шл. 242 /скв.96, глуб.174 м/. Увел. 400.

псевдоморфоз лимонита по пириту /см.фиг.44/, но даже отмечается очень мелкое зерно самородной меди в лимонитизированном пиритовом поле /см.фиг.48/. Увеличивается в сульфидных прожилках роль кварца и отмечается срастание кварца и пирита.

В прожилках отмечаются друзовые полости, выполненные кристаллами кварца до 0,5 см; магнетита – в виде хорошо образованных октаэдров до 1 см в поперечнике и призматического габитуса – кристаллы апатита до 2 см по длинной оси в кальцитовой массе; иногда на апатитовые зерна нарастает волокнистого строения тридимит /см.фиг.

71 /. По зальбанду некоторых пустот, выполненных кальцитом, развит халькопирит. В полостях встречаются и выделения шарообразной формы, сложенные кальцитом. Кроме того, отмечаются отдельные почки размером до 0,5 см в диаметре. В прозрачном шлифе такие почки отличаются округлым очертанием и радиальным строением. Сложена почка сферическими зонами сидерита и гематита /фиг. 19/.

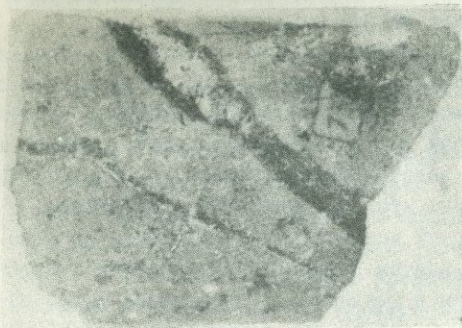
Прожилки сплошного магнетита, магнетит-карбоната, магнетит-apatита смещены прожилками биотит-карбонат-скаполита, имеющими



Фиг. 19. Оолиты, состоящие из ритмически-концентрических зон лимонитизированного сидерита и гематита. Шлиф 4II /скв.67, глуб.158 м/. Увел.72. Ник. х.

в андезит-дацитах более ограниченное развитие, чем в глинистых песчаниках и глинах. Амплитуда смещения доходит до 3 см. Мощность этих прожилков не превышает 2-3 см. Взаимоотношение между скаполитом и биотитом остается неясным: либо они образуются одновременно, либо сначала кристаллизовался биотит, затем скаполит, но по отношению к кальциту скаполит более ранний /см.фиг.58/. Скаполитовые кристаллы ориентированы перпендикулярно зальбандам про-

жилков и занимают в основном центральную часть прожилка. Карбонат преимущественно представлен кальцитом. Магнетит и апатит почти отсутствуют. Контакты прожилка с рудовмещающими породами довольно резкие. Прожилки состава биотит-карбонат-скаполит характери-



Фиг. 20. Кальцит-скаполит-биотитовые прожилки в глине, причем в одном прожилке кальцит и скаполит развиты в центральной части, во втором прожилке - в основном по зальбандам. Обр. 737 /скв.85, глуб.238 м/. Нат. вел.



Фиг. 21. Скаполитизированные андезит-дациты. Скаполит - светлое, магнетит - черное, пироксен - серое. Шлиф 780 /шурф 2/. Увел.30. Без анализатора.

зуются симметрично-зональным строением: по зальбандам в основном развит биотит, а в центре - скаполит, кальцит, меньше - доломит, сидерит. В редких случаях наблюдается обратная картина /фиг.20/.

В глинистых песчаниках и глинах выделяются биотитовые прожилки с высоким содержанием скаполита и кальцита, что почти не отмечается в андезит-дацитах.

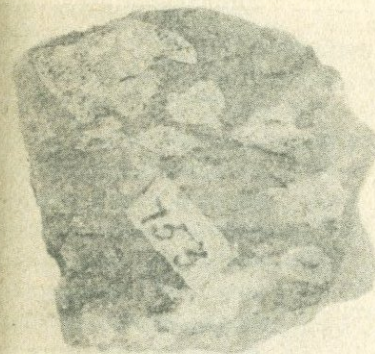
В метасоматически измененных андезит-дацитах, глинистых песчаниках и глинах широко развита неравномерно рассеянная вкрапленность магнетита с размерами вкрапленников до 1 мм в поперечнике. Почти всюду во вкрапленных рудах присутствуют сульфиды. Местами отчетливо проявлено замещение магнетита пиритом.

Особое место среди вкрапленных руд занимает участок скаполит-магнетитового оруденения, являющегося результатом натрового метасоматоза андезит-дацитов /фиг.21/, глин и глинистых песчаников, цементирующего материала брекчированных андезит-

дацитов, туфобрекчий и туфоконгломератов. Скаполит-магнетитовые руды в андезит-дацитах имеют выход на дневную поверхность на



Фиг. 22. Магнетит массивной текстуры выполняет промежутки между кристаллами скаполита /светлое/ и в виде мелких включений развит в скаполите. Шлиф 244 /скв.96, глуб. 179 м/. Увел. 30. Ник.х.



Фиг. 23. Пятнистые скопления скаполита /светлое/ в глинистых песчаниках. Обр. 753 /скв.85, глуб. 660м/. Нат.вел.

площади около 5 x 8 м, недалеко от апатитовой жилы. Но процесс скаполитизации зафиксирован также во многих скважинах № 69, 70, 88, 85, 89, 96 и т.д. на различных глубинах /от 0,0 до 600 м/. Скаполит-магнетитовые руды пространственно тяготеют к зонам магнетитового оруденения различных текстур.

Магнетит в скаполит-магнетитовых рудах в виде пойкилитовых включений входит в кристаллы скаполита, и это очень затрудняет выделение мономинеральной фракции скаполита и магнетита. Магнетит выполняет промежутки между зернами скаполита /фиг.22/. Редко магнетит образует мелкие изометричные зерна, обычно они отличаются бесформенностью. Магнетит в скаполитизированных андезитодацитах, по всей вероятности, близок по времени образования со скаполитом.

В глинистых песчаниках и глинах скаполит образует пятнистые скопления, состоящие только из кристаллов скаполита /фиг. 23/. Редким метасоматическим образованием является актинолит-скаполитовая порода с редкими вкраплениями магнетита /фиг. 24/.



Фиг. 24. Актинолит-скаполитовая порода с редкими вкрапленниками магнетита. Обр. 73 /скв.92, глуб.468 м/. Нат.вел.



Фиг. 25. Взаимопересекающиеся и ветвящиеся прожилки апатит-магнетита, образующие типично брекчиевую текстуру. Обр. 468 /скв.68, глуб.170 м/. Нат. вел.

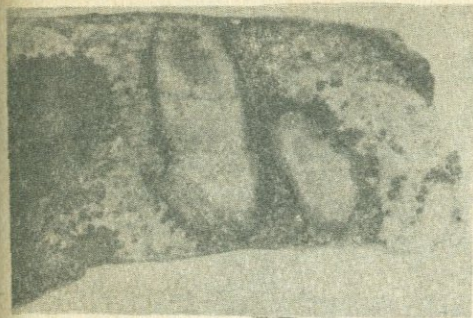
располагаются среди рудной массы, отлагающейся как путем выполнения мелких трещин, так и замещения перетертого материала андезитодацитов, наиболее мелких обломков брекчий, карбонатного и туфowego цемента туфобрекчий и туфоконгломератов. В Абовянском месторождении брекчиевидная и прожилковая текстуры являются наибо-

Актинолит-скаполитовая порода вскрыта только в скважине № 92 на глубине 424-468 м. Скаполит представлен радиально-лучистым агрегатом. В малых количествах развит пирит в виде мелких кристаллов /до I мм в поперечнике/ и апатит, подвергшийся франколитизации/.

Скаполит-магнетитовые руды наравне с магнетитом сплошной текстуры и апатитом, кальцитом, сидеритом, доломитом и т.д. служат цементирующим материалом туфобрекчий, туфоконгломератов и брекчированных андезитодацитов. Образование магнетитскаполитовых руд связано только с метасоматическими процессами.

Пересекающиеся друг с другом прожилки переходят в руды с типичной брекчиевидной текстурой /фиг. 25/, очень редко кокардовой текстурой. Сильно измененные обломки андезитодацитов рас-

лее распространенными.



Фиг. 26. Кокардовая текстура руды.

Для брекчиевой текстуры характерны разнообразные формы замещения рудной массой цементирующего материала. Границы обломков обычно бывают совершенно четкими. Иногда наблюдается, как рудная цементирующая масса, представленная магнетитом, замещает обломки, вследствие чего контуры последних теряют резкость. Редко магнетит замещает обломки целиком, чаще в осветленных

обломках андезито-дацитов широко распространены вкрапленники магнетита. Иногда магнетит образует цемент, в котором включены мелкие обломки незамещенной или частично замещенной породы с магнетитовым внутренним ядром.

Кокардовая текстура руд, встречаясь очень редко, образуется в том случае, когда каемки обломков андезито-дацитов обрастаются магнетитом, а межобломочная масса сложена апатитом, карбонатом и скаполитом /фиг.26/.

Изучение морфологии рудных тел и текстурно-структурных особенностей руд показало, что рудообразование происходило как путем выполнения рудным веществом полостей и трещин, так и метасоматическим замещением при воздействии гидротермальных растворов на рудовмещающие андезито-дациты, глинистые песчаники, глины, цементирующий материал туфобрекчий, туфоконгломератов и брекчированных андезито-дацитов. Благодаря этим процессам и образовались руды различных текстур, начиная от массивных и кончая вкрапленными.

По разнообразию текстур выделены следующие типы руд: массивные, брекчиевидные, жильные и прожилково-вкрапленные.

Судя по наличию многочисленных прожилков, в основном пересекающихся, но нередко смещающих друг друга, по морфологии рудных тел, по текстурно-структурным особенностям формирование Абовянского апатит-магнетитового месторождения происходило в несколько

стадий /фиг. 27/.

Основные минералы	Этапы и стадии минерализации				
	Предрудный	Р у д н ы й			
	Скаполито-вая	Магнетит-оптитовая	Апатит-магнетит, аптит-диг-биотитовая	Актинолит-оптит-карбонатный	Карбонат-сульфид-кварцевая
Апатиты	---	---	---	---	---
Магнетиты	---	---	---	---	---
Скаполиты	---	---	---	---	---
Биотиты	---	---	---	---	---
Карбонаты	---	---	---	---	---
Актинолиты	---	---	---	---	---
Сульфиды	---	---	---	---	---
Кварц	---	---	---	---	---

Фиг. 27.

ков сплошного магнетита; здесь, при ведущей роли процессов метасоматоза, в равной степени важен и процесс выполнения полостей и трещин. При образовании прожилков апатит-карбонат-магнетитового, магнетит-карбонатного составов продуктов третьей стадии минерализации процессы метасоматоза отходят на второй план, возрастает роль выполнения трещин рудоносными растворами. Продукты четвертой стадии минерализации карбонат-биотит-скаполитовые, карбонатные, биотитовые и сульфидные прожилки образуются уже преимущественно путем выполнения трещин, пустот при почти полном отсутствии процессов метасоматоза.

III. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ АПАТИТ-МАГНЕТИТОВЫХ РУД

Минеральный состав руд Абовянского месторождения отличается большим разнообразием, обусловленным сложностью процесса минерализации и условиями формирования.

Приводимое ниже минералогическое описание основывается главным образом на материалах личных наблюдений и исследований минералого-геохимических особенностей месторождения.

В настоящей главе приводится характеристика встречающихся на месторождении минералов, их состав, формы выделений, парагенетических ассоциаций, взаимоотношений между минералами и изменений. При этом широко использовались оптические методы исследования, производились химические анализы минералов, полуколичественные и количественные спектральные анализы, термические и рентгенометрические анализы.

Рудообразование на Абовянском месторождении началось со скаполит-магнетитовой стадии, когда ведущим рудным процессом являлся натровый метасоматоз. Вторая стадия минерализации характеризуется образованием апатитового и апатит-магнетитовых жил и прожилков, а также участ

В результате этих исследований на месторождении выделены минерала /таблица I/, из которых 15 минералов являются рудными, а 29 - нерудными.

Таблица I
Минеральный состав апатит-магнетитовых руд

п.	Минеральные группы	Минералы	Рудообразующие	Широко распространенные	Редко встречающиеся	Единичные зерна
	2	3	4	5	6	7
	Самородные элементы	Самородная медь				xxx
	О к и с л ы	Магнетит ^x Гематит ^x Мартит Мушкетовит Ильменит Рутил Браунит Тенорит	xxx		xxx xxx xxx xxx xxx	xxx xxx
	Гидроокислы	Лимонит ^x Гетит Псидомелан			xxx xxx	xxx
	Карбонаты	Кальцит ^x Сидерит Доломит Магнезит Родохрозит Анкерит Арагонит		xxx	xxx xxx xxx xxx	xxx xxx
	Сульфаты	Барит Алунит				xxx xxx
	Фосфаты	Апатит ^x Франколит ^x Элестадит Пироморфит	xxx		xxx xxx	xxx

1	2	3	4	5	6	7
26	Сульфиды	Пирит ^X		xxx		
27		Халькопирит			xxx	
28		Ковеллин				xxx
29		Сфалерит				xxx
30	Фториды	Флюорит ^X				xxx
31	Силикаты	Кварц ^X			xxx	
32		Халцедон			xxx	
33		Тридимит				xxx
34		Актинолит ^X		xxx		
35		Скаполит		xxx		
36		Биотит ^X		xxx		
37		Пироксен ^X			xxx	
38		Роговая обманка			xxx	
39		Тремолит			xxx	
40		Турмалин				xxx
41		Гранат				xxx
42		Тальк				xxx
43		Гидрослюда			xxx	
44		Каолинит			xxx	

А. Рудные минералы

Магнетит, являясь наиболее распространенным рудным минералом, образованным в различных температурных условиях, встречается совместно со всеми установленными на месторождении минералами, образуя различные текстурные типы руд.

Агрегатное состояние магнетита различно в разных по морфологии рудных телах, что, по всей вероятности, связано и со временем их выделения. Обычно цвет магнетита в отраженном свете светло-серый с сиреневатым оттенком, очень редко преобладает розоватый оттенок.

^X/ Минералы, описанные Ш.А.Арутюняном, М.А.Аракелянном, К.Г.Саркисяном, Э.Х.Гуляном.

Наиболее ранними являются магнетиты, выполняющие промежутки между кристаллами скаполита и включенные в скаполит в виде ксеноморфных бесформенных образований, редко в виде мелких изометричных зерен /фиг.28/. Магнетит в ассоциации со скаполитом раз-



Фиг. 28. Магнетит выполняет промежутки между кристаллами скаполита /светлое/. Шлиф 367 /скв.89, глуб.181 м/. Увел.30. Ник. х.

вит в метасоматически измененных андезито-дацитах, глинистых песчаниках и глинах, в цементирующей рудной массе туфобрекчий и туфоконгломератов и брекчированных андезито-дацитов.

К раннему магнетиту относится и магнетит в руде массивной текстуры, представленный мелкозернистой разностью /с размерами зерен от 0,03 до 2-3 мм/. Характерным для этого магнетита является выделение в них крупных, удлиненно-призматических кристаллов апатита. Взаимоотношение магнетита и апатита в отмеченном типе, своеобразное: это либо одновременные образования, либо апатит несколько опережает магнетит во времени. Это видно из того, что магнетит заполняет промежутки между кристаллами апатита, либо замещает апатит в различной степени, вплоть до образования псевдоморфоз магнетита по апатиту /фиг. 29/. Магнетит характеризуется и решетчатым замещением магнетита гематитом /фиг.9/. В отдельных зернах магнетита отмечаются включения ильменита /фиг.37 /. Идиоморфные зерна магнетита иногда по зонам роста замещаются кальцитом с редкими выделениями пирита /фиг.11/.

Магнетит в апатит-магнетитовых, карбонат-apatит-магнетитовых, магнетит-карбонатных прожилках и брекчиевидных рудах представлен /по сравнению с массивной магнетитовой рудой/ средне- и крупнозернистым агрегатом с размерами зерен от 3-4 мм до 8-10 мм. Кроме того, по зальбандам прожилков развиты октаэдры магнетита, вросшие во вмещающие породы или образующие цепочки. Наиболее крупные и совершенные октаэдры магнетита образуются в апатитовой шале. Размеры их не превышают 1 см в поперечнике. Грани октаэдрических



Фиг. 29. Замещение апатита /серое/ магнетитом /светло-серое/. Полир.шл. 879 /скв.144, глуб.382 м/. Увел.400.



Фиг. 30. Развитие магнетита /черное, правый угол/ по биотиту /темно-серое/ и по пироксену /левый угол/. Шлиф 450 /скв.69, глуб.215 м/. Увел.30. Без анализатора.

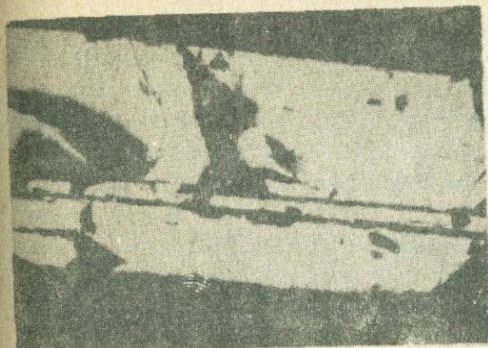
оттенков.

Кроме первичного магнетита в прожилковом, брекчиевидном и вкрапленном типах руд развит магнетит, образованный за счет различных минералов: пирита, актинолита; очень характерно и образо-

кристаллов заштрихованы и лимонитизированы.

Магнетит ассоциирует в жильном и прожилковом типах руд с актинолитом, апатитом, кальцитом, сидеритом, доломитом, магнезитом, пиритом, гематитом и т.д., а в брекчиевидных и прожилковых типах руд, кроме отмеченных минералов, — со скаполитом.

Взаимоотношения магнетита и апатита аналогичны поведению их в массивной магнетитовой руде, а взаимоотношения с карбонатами различны: в одних случаях кальцит-доломитовый прожилок пересекает магнетитовое поле, в других случаях магнетит включает в себя реликты сидерита, наконец, отмечены и случаи, когда магнетит служит центром, вокруг которого ритмически отлагается сидерит, частично ожелезненный, вследствие чего зоны сидерита приобретают буроватый

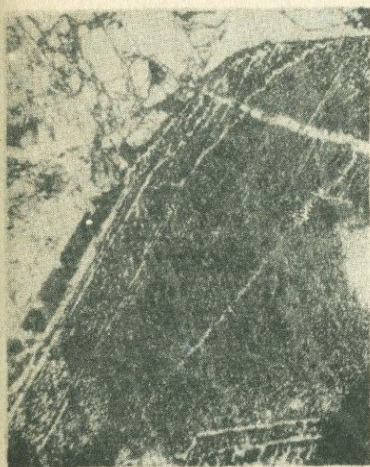


Фиг. 31. Мушкетовитизация гематита.
Полир.шл. 277 /скв.95, глуб.320 м/.
Увел.400.

вание магнетита. По-
ти железистые силика-
ты (пироксену, сиотиту)
/фиг. 30/.

Из поздних генераций
можно отметить магнетит,
образованный за счет про-
цесса мушкетовитизации ге-
матита /фиг. 31/. Процесс
этот, как и на других мес-
торождениях, связан с суль-
фидной стадией минерализа-
ции.

В прожилковом типе из-
редка наблюдается образо-



А

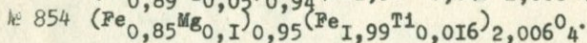
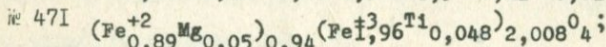
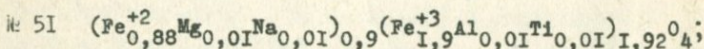


Б

Фиг. 32. Распад оливина /?/ на параллельные контуры кристалла
зоны магнетита /черное/ и кварца /белое/. А) Отчетливо наблюда-
ется секторальное потемнение /светлые и темные зоны в кристал-
ле/. Б) Закономерным является увеличение зерен кварца от центра
к периферии. Шлиф 274 /скв.96, глуб.305 м/. Увел.30. Ник. х.

вание псевдоморфоз магнетита по какому-то минералу /судя по кристаллической форме, вероятно, оливин/: в одном из двух кристаллов наблюдается чередование параллельно расположенных зон магнетита и кварца, полностью повторяющих контуры замещенного минерала. По всему кристаллу наблюдается секторальное погасание кварца /фиг.32-А/. Во втором кристалле, кроме сказанного, отмечается также закономерное увеличение зерен кварца и магнетита от центра кристалла, где имеется тесное срастание кварца и магнетита /фиг.32-Б/.

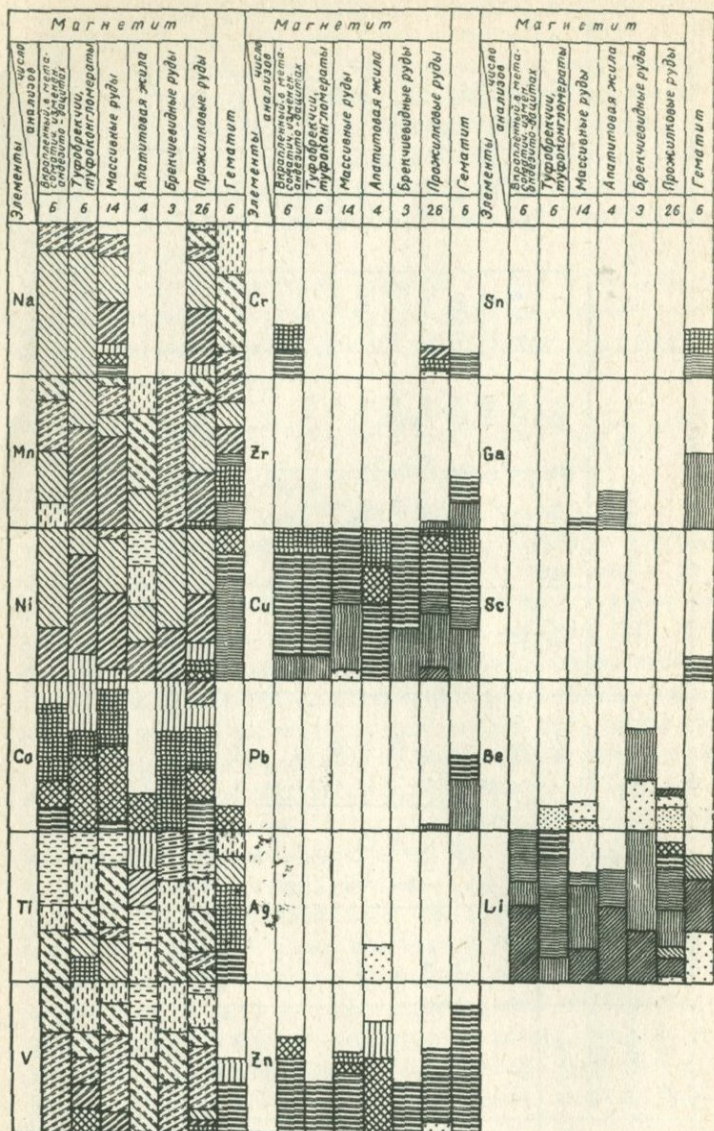
Подвергнуто химическим анализам 10 проб магнетита, отобранного из различных по текстуре руд /табл.2/. Расчеты анализов показали, что содержания основных компонентов в магнетите близки к теоретическим содержаниям:



Из других элементов в магнетите содержится небольшое количество Al, Ti, V, замещающих Fe^{+3} и Ca, Mg, Mn, замещающих Fe^{+2} . По данным химанализов, в магнетите установлено наличие SiO_2 до 3-4 % /в двух пробах/, а в основном 1,3-1,7 %. Многие исследователи объясняют подобное явление загрязнением магнетита силикатами, а У.А.Дир, Р.А.Хауи, Дж.Зусман /1966/ считают возможным вхождение части SiO_2 в кристаллическую решетку магнетита.

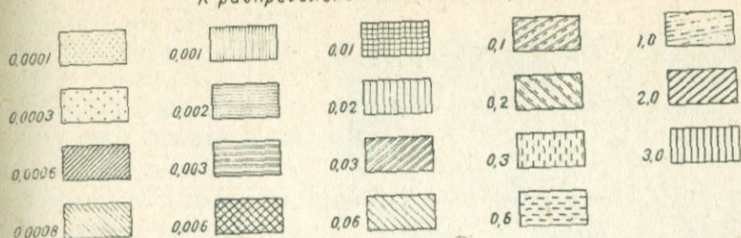
Микроэлементы детально изучены по данным спектрального анализа проб из различных типов руд. По результатам анализов составлена диаграмма /фиг.33/ по отдельным типам руд. Постоянными элементами-примесями являются: Ti /до 1-3 %/; Na, Mn, V /до десятых долей процента/; Cr, Ni, Cu, Co /сотые доли процента/, остальные микроэлементы /Li, Zr, Pb, Sc, Ge/ представлены в тысячных долях процента и установлены в единичных пробах, а Ag - только в одной пробе /0,0003 %/. Наибольшие содержания Ti, Na, V, Mn зафиксированы в магнетите из апатитовых и апатит-магнетитовых жил и прожилков, что, по всей вероятности, объясняется наличием в магнетите включений именита и рутила. В остальных типах руд содержание их более или менее равномерное.

Элементы и окислы	милла (апатитовая)	Прожилковая руда				Брекчиевидная руда			Массивная руда		
	854	247	768	488	47I	42I	447	5I	I44	46I	
SiO ₂	I,50	3,05	4,00	I,44	I,70	I,35	I,65	I,I3	I,68	I,65	
Al ₂ O ₃	-	-	-	0,55	-	-	2,03	0,2I	I,85	I,2I	
MgO	I,72	0,63	I,58	0,68	0,76	0,76	0,34	0,I0	0,02	0,05	
CaO	I,07	I,6I	I,78	0,62	I,07	I,42	0,53	2,48	0,79	0,53	
Fe ₂ O ₃	69,62	68,00	72,36	69,00	68,25	68,28	68,68	68,9I	69,98	67,78	
FeO	26,0I	26,74	20,I5	27,73	27,47	25,69	27,I4	25,67	27,47	27,87	
Na ₂ O				0,09			0,09	0,09	0,09	0,09	
MnO	-	-	-	0,05	-	-	0,07	0,04	0,05	0,07	
Ni				сл.			сл.	сл.	сл.	сл.	
Co				н.о.			н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	
TiO ₂	0,57	0,66	0,49	0,09	I,56	I,I5	0,I7	0,08	0,I7	сл.	
V ₂ O ₅	0,07	0,I5	н.о.	н.о.	н.о.	0,I2					
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	0,I2	0,I8	
n.n.n.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Σ	I00,54	I00,84	I00,36	I00,28	I00,73	98,66	I0I,84	98,74	99,42	99,62	
Аналитики В.А.Бабаян М.М.Языджян											



Фиг. 33. Распределение элементов-примесей в магнетите и гематите из различных типов руд. /Условные обозначения см. фиг.33-а/.

У с л о в н ы е о б о з н а ч е н и я
к распределению элементов-примесей



Фиг. 33-а

Г е м а т и т , как рудообразующий минерал, по распространенности резко уступает магнетиту. Он образуется главным образом по магнетиту /мартитизация/, причем степень замещения различная — от частичного до полного /фиг. 34/. Наиболее характерно решетчатое замещение магнетита

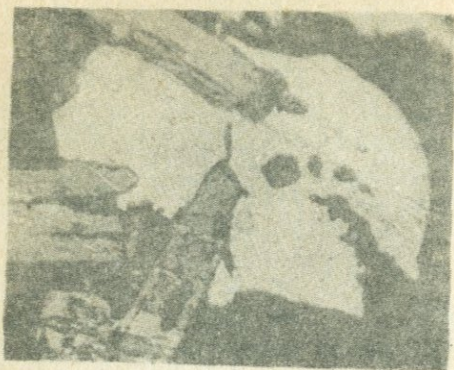


Фиг. 34. Замещение магнетита /серое/ гематитом /светлое/. Полир. шл. 247 /скв. 96, глуб. 196 м/. Увел. 400.

гематитом /фиг. 9/ и образование гематита по трещинам в магнетитовом поле и по контакту магнетита с нерудными минералами /фиг. 14/. Меньшее значение имеет замещение актинолита гематитом при сохранении кристаллической формы актинолита.

Различно взаимоотношение гематита и пирита. В одних случаях гематит замещает пирит, либо гематитовые пластинчатые кристаллы

проникают в пиритовое поле, как более поздние образования /фиг. 35/. Самостоятельные обособления гематита относятся к более поздним стадиям минералообразования, при этом мелкие игольчатые кристаллы гематита ориентированы перпендикулярно к



Фиг. 35. Поздний гематит, вросший в пиритовое поле. Полир.шл. 148 /скв.95, глуб.151 м/. Увел.400.



Фиг. 36. Радиально-лучистый гематит в сидерит-кальцитовом поле. Полир.шл. 345 /скв.70, глуб. 180 м/. Увел.400.

месей /фиг. 33/. Наиболее часты Mn , Ni , Ti , Cu , Li , Na , Zn ; в единичных пробах установлены Sn 0,002–0,01 %, Sc 0,003 %.

Гематит встречается совместно почти со всеми установленными на месторождении минералами. Для гематита выделены следующие генерации:

контурам этих зерен. Первичный гематит наиболее часто встречается в ассоциации с кальцитом, образуя как радиально-лучистые /фиг.36/, так и сферолиты и колломорфные концентрически-зональные образования, где отдельные зоны сложены гематитом и сидеритом, причем в гематитовых зонах отмечаются единичные зерна пирита. Кроме того, редко отмечается переход кальцитового прожилка в гематитовый. Часто гематит цементирует пиритовые зерна неправильной формы и в виде ветвящихся прожилков пересекает пиритовое поле.

Гематит выступает не только как замещающий минерал, но и как замещенный. Наиболее часто отмечается мушкетовитизация гематита с образованием псевдоморфоз магнетита по гематиту. Процесс этот связывается с изменением концентрации кислорода.

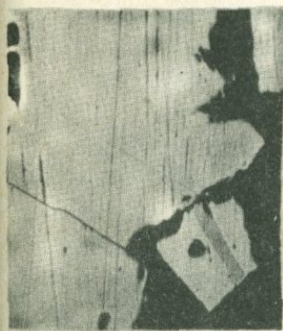
Изучаемые гематиты отличаются содержанием большого числа элементов-примесей.

1/ Гематит, образованный за счет железосодержащих минералов /магнетита, актинолита, пирита, сидерита и т.д./. Наиболее характерен процесс мартитизации.

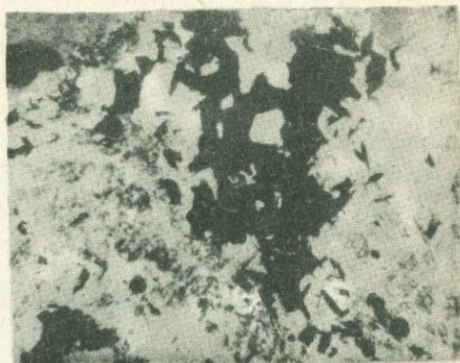
2/ Первичный гематит, кристаллизовавшийся до образования пирита .

3/ Первичный гематит, связанный с последними стадиями минерализации /колломорфный, игольчатый/.

И л ь м е н и т в пределах рудного поля имеет ограниченное распространение. Ильменит в виде выделений неправильной формы встречается в магнетите. Иногда ильменит в виде прожилка пересекает магнетитовое поле /фиг.37/. Согласно Рамдору, это можно объяснить распадом при понижении температуры твердого раствора $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeTiO}_3$. Как самостоятельное образование ильменит встречается в кварце в виде скелетообразных кристаллов /фиг. 38/.



Фиг. 37. Выделение ильменита /серое/ в магнетите /светлое/. Полир. шл. 277 /скв.96, глуб. 252 м/. Увел.400



Фиг. 38. Развитие ильменита /черное/ в кварце. Полир.шл. 281 /скв.96, глуб. 372 м/. Увел.30. Без анализатора.

Ильменит встречается в массивной магнетитовой руде в ассоциации с апатитом, магнетитом, франколитом, а в магнетит-карбонатном прожилке, кроме отмеченных минералов, ильменит встречается совместно с кварцем, пиритом, кальцитом, доломитом и т.д.

Геохимической особенностью ильменитов, по данным полук количественного спектрального анализа, является содержание в них до 3 % Mg /табл.3/; это, как показали и данные рентгенометрического

анализа ильменита в апатитовой жиле /табл. 4/, объясняется изоморфной примесью гейкилита.

Таблица 3

Состав ильменита из апатитовой жилы по данным полуколичественного спектрального анализа.

Элементы	Содержание в %	Элементы	Содержание в %	Элементы	Содержание в %
Si	0,3-1	Na	0,1-0,3	Cr	0,03
Al	0,1-0,3	Mn	0,3	Nb	0,03-0,1
Mg	1-3	Ni	0,01	Sr	0,1
Ca	0,1-0,3	Ti	3-10	Li	0,0001-0,0003
Fe	10	V	0,3	Sc	0,01-0,03

Аналитик Р.О.Манукян.

Таблица 4

Рентгенографическая характеристика ильменита из апатитовой жилы.

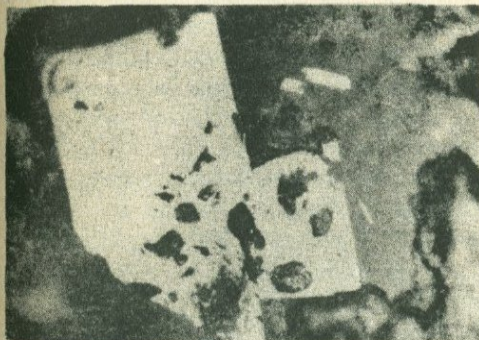
/Условия съемки: $\text{Fe}_{\alpha, \beta}$ - излучение; экспозиция - 34,5 ч.;
 $D = 57,3 \text{ мм}$; $d = 0,5 \text{ мм}$;

Образец № 60I			Эталон /ильменита (Мо - антикатод)		Эталон гейкилита (искусственный)	
I	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$
1	2	3	4	5	6	7
2	4,46	3,77	1	4,5		
4	3,70	3,35	4	3,70	5	3,73
2	3,31	3,00				
4	(2,97)	2,69				
10	2,72	(2,46)	10	2,74	10	2,74
9	2,527	2,29	9	2,53	7	2,55
7	2,222	2,014	3	2,23	8	2,23
3	2,033	1,843	3	2,025		
7	1,861	1,637	6	1,865	6	1,860
4	1,776	1,609				
8	1,714	1,552	8	1,720	9	1,715
4	1,618	1,467	3	1,630		
6	1,503	1,362	7	1,504	5	1,501

1	2	3	4	5	6	7
7	1,459	1,323	7	1,465	6	1,465
2	1,371	1,243	2	1,375		
3	1,334	1,209	1	1,347		
1	1,264	1,146	3	1,270		
			1	1,242		
			2	1,205		
			2	1,185		
			2,	1,147		
			2	1,111		
			3	1,069		
			1	1,050		
			2	1,000		
			1	0,980		

Аналитик Н.В.Ревазова.

Р у т и л , как и ильменит, относится к числу малораспространенных минералов в рудах и встречается в основном в виде кристаллов призматического габитуса и выделений неправильной формы /фиг. 39/.



Фиг. 39. Призматические кристаллы рутила /светлое/ в кварцевом поле. Полир. шл.879 /скв.144, глуб.382 м/. Увел.400.

Рутил отмечается в апатитовой жиле в ассоциации с магнетитом, апатитом, ильменитом, гематитом. В основном рутил встречается в ассоциации с гематитом, развитым в виде мелких включений как в самом рутиле, так и по периферии его зерен. Такие образования наиболее характерны для сульфидных прожилков, где рутил, кроме гематита, ассоциирует с пиритом,

кварцем, кальцитом, родохрозитом и т.д. Возможно рутил и гематит образовались в результате распада ильменита, имеющего обычно место при понижении температуры.

Из элементов-примесей в наиболее значительном количестве присутствует Fe до 3 %. Вероятно, его присутствие можно объяснить включениями гематита. Содержание остальных микроэлементов приводится в таблице 5.

Таблица 5

Состав рутила из сульфидного прожилка
по данным полуколичественного спектрального анализа

Элементы	Содержание в %	Элементы	Содержание в %	Элементы	Содержание в %
Si	<I	Ni	~0,003	Nb	~0,003
Al	~0,03	Co	≤0,003	Cu	≥0,003
Mg	~I	Ti	≥I0	Sr	0,03-0,1
Ca	~I	V	~0,01	Li	0,03-0,1
Fe	≥3	Cr	0,001-0,003	Sc	~0,03
Mn	0,1-0,3				

Аналитик Р.О.Манукян.

П и р и т широко распространен на месторождении и встречается по всему разрезу пород, вскрытых скважинами, но в различных количествах. В отдельных участках пирит количественно преобладает над апатитом и магнетитом. Наравне с вкрапленным пиритом широко развиты и прожилки с некоторым количеством актинолита, биотита, скаполита, кальцита, родохрозита, кварца, магнетита, гематита, халькопирита и т.д.; лишь в одном пиритовом прожилке отмечается сфалерит. Мощность прожилков не превышает 3-5 см. Пиритовые прожилки по сравнению с магнетитовыми, магнетит-скаполитовыми, кальцит-биотит-скаполитовыми, биотит-карбонатными являются более поздними образованиями. В андезито-дацитах, глинистых песчаниках и глинах пирит образует скопления и вкрапленники. Почти во всех случаях кристаллы пирита идиоморфны. Они имеют пентагон-додокаэдрический габитус. Размеры кристаллов обычно небольшие /не более 1 x 1,5 мм/. В прожилках присутствуют зернистый агрегат и сростки с кварцем, а также выявлены колломорфные образования /фиг.18/.

Обычно пирит образуется после магнетита и замещает его /фиг.

40/. Весьма редки случаи пересечения колломорфного пирита собственно пиритовым прожилком зернистого строения /фиг.18/ и замещение пирита нерудным минералом /фиг. 4I/.



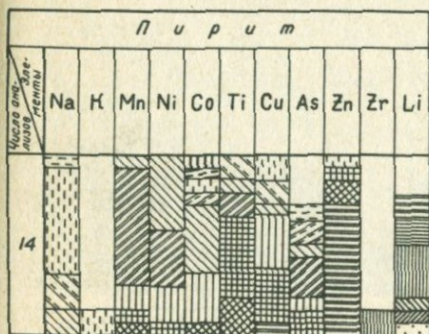
Фиг. 40. Пересечение зерен магнетита /серое/ пиритом /светлое/. Полир. шл. 869 /скв.144, глуб.198 м/. Увел. 400.



Фиг. 4I. Зональное замещение пирита нерудным минералом. Полир.шл.247/скв. 96, глуб.185 м/. Увел.400.

Под действием атмосферных вод происходила лимонитизация пирита до образования полных псевдоморфоз /фиг.44 /.

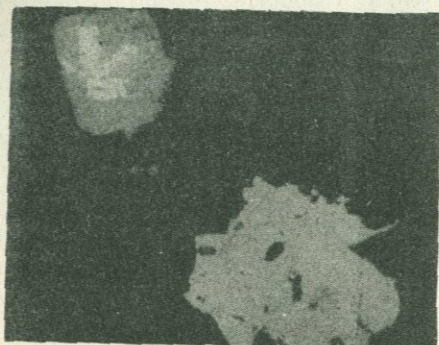
Спектральные анализы пирита / всего 18 проб, из них 14 - из прожилков, 2 - андезито-дацитов, 1 - глинистых песчаников и 1 - брекчиевидных руд/ показали одинаковое содержание элементов-примесей /фиг. 42/. В пирите из пирит-сфалеритового прожилка содержание



Фиг. 42. Распределение элементов-примесей в пирите. /Условные обозначения см.33-а/.

Zn достигает 0,3 %, в трех пробах выявлено содержание Ag - 0,0003-0,001 %. В пробах установлено высокое содержание Co /0,006-3 %/, что, по всей вероятности, можно объяснить изоморфной примесью кобальтового пирита, а содержание Cu связано с включениями халькопирита.

Х а л ь к о п и р и т , как первичный гипогенный минерал, встречается в основном в карбонатных /кальцит, сидерит, доломит, родохрозит/ прожилках в виде мелких выделений неправильной формы в ассоциации с пиритом, магнетитом, гематитом, ковеллином, кварцем и т.д. Халькопирит изредка замещает гематит, магнетит, очень редко отмечаются выделения халькопирита в кристалле лимонитизированного пирита /фиг. 43/. Халькопирит по времени образования в основном более поздний, чем пирит. Окисление халькопирита сопровождается образованием ковеллина /фиг. 46/.



Фиг. 43. Развитие халькопирита /светлое/ в кристалле лимонитизированного пирита /серое/. Полир.шл.151 /скв.95, глуб.198 м/. Увел.400.



Фиг. 44. Пseudоморфоза лимонита по пириту с сохранением его реликтов /светлое/. Полир.шл.151 /скв.95, глуб.201 м/. Увел.400.

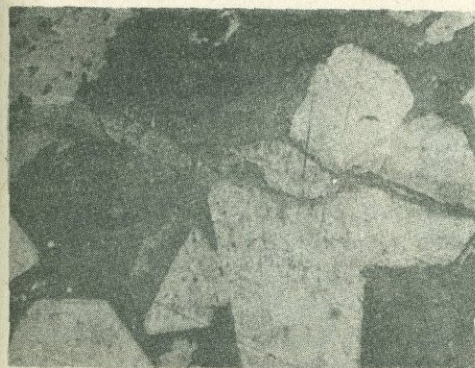
Из постоянных элементов-примесей в халькопирите отмечается Ni , Co , Ti , As , содержание которых достигает сотых долей процента /табл.6/.

Таблица 6

Состав халькопирита из сульфидного прожилка по данным полуколичественного спектрального анализа

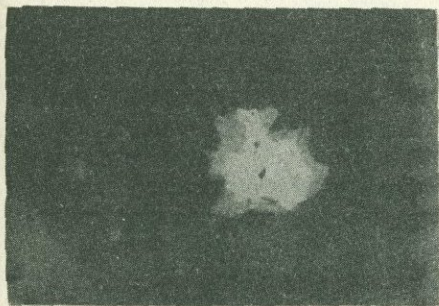
Элемент	Содержание в %	Элемент	Содержание в %	Элемент	Содержание в %
Si	>1	Fe	>10	Ti	0,003-0,01
Al	~0,1	Mn	>0,003	Cu	>10
Mg	0,03	Ni	>0,03	As	≤0,03
Ca	~0,3	Co	0,01-0,03	Li	~0,003

Л и м о н и т встречается в основном в приповерхностных условиях, образуя пленки, корки, прожилки, псевдоморфозы по пириту /фиг. 43,44/. На месторождении много железистых минералов /магнетит, гематит, пирит, актинолит, сидерит и другие/; естественно предположить, что лимонит является результатом окисления и этих минералов при действии на них атмосферных вод. Часть же железа, уносимая атмосферными водами, в дальнейшем отлагается в виде прожилков лимонита /фиг. 45/.



Фиг. 45. Лимонитовый прожилок /темно-серое/, пересекающий лимонитизированный пирит. Полир.шл. 151 /скв.95,глуб. 201 м/. Увел.400.

Интересны псевдоморфозы лимонита по пириту, причем халькопирит, содержащийся в пирите, не подвергается окислению и в виде реликтов сохранился в лимонитизированном пирите /фиг.43/. Процесс лимонитизации является одним из самых поздних процессов, а образование прожилков – завершающим рудообразование, так как лимонитовый прожилок пересекает даже лимонитизированный пирит /фиг.45/.



Фиг. 46. Реакционная кайма ковеллина /темно-серое/ вокруг зерна халькопирита /светлое/. Полир.шл. 879 /скв.144,глуб.382м/.Увел.400.

К о в е л л и н встречается в рудах месторождения весьма редко и развивается только метасоматическим путем по халькопириту, образуя каемки по периферии зерен халькопирита /фиг.46/.

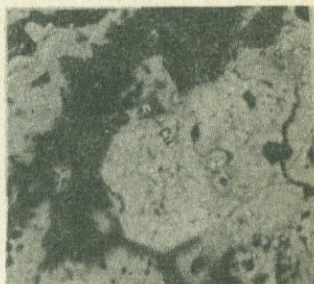
Т е н о р и т – редкий для руд месторождения минерал. Встречается в пиритовой прожилке в ассоциации с лимонитом,

лимонитизированным пиритом, пиритом, магнетитом, гематитом, самородной медью и т.д. /фиг. 47/.

С а м о р о д н а я м е д ь представлена единичными мелкими зернами и встречается в ассоциации с халькопиритом, пиритом, карбонатом и т.д. /фиг. 48/. По всей вероятности, это та часть скопления меди, которая осталась на месте после лимонитизации пирита.



фиг. 47. Тенорит в лимоните. Полир.шл. 15I /скв.95,глуб. 198 м/. Увел.400.



фиг. 48. В лимонитизированном пирите развито мелкое зерно самородной меди /белое/. Полир.шл.15I /скв.95, глуб. 198 м/.Увел.400.

С ф а л е р и т обнаружен лишь в кварц-карбонат /кальцит, родохрозит/ - пиритовом прожилке мощностью 2-3 см, состоящем преимущественно из пирита, кальцита, родохрозита, кварца, мелких зерен халькопирита. Сфалерит - кристаллический, на его кристаллах сохранились только некоторые грани. Цвет сфалерита желтоватый, чаще зеленоватый, прозрачный. Размеры обнаруженных зерен достигают 1-1,5 см. Сфалерит, судя по ассоциации, относится к числу низкотемпературных минералов сульфидной стадии.

Наибольший интерес из элементов-примесей составляет Cd в количестве 0,3-1%, что, по всей вероятности, объясняется наличием экзогенного гринокита / CdS / в виде механических примесей. Из других элементов установлены Co , Ni , Ti , Cu , Pb , Na , Mn /табл. 7/.

Состав сфалерита из сульфидного прожилка
по данным полуколичественного спектрального анализа

Элемент	Содержание в %	Элемент	Содержание в %	Элемент	Содержание в %
Si	0,3-I	Mn	0,0I	Zn	>10
Al	0,03-0,I	Ni	0,0003-0,00I	Ca	0,3-I
Mg	0,03	Co	0,003-0,0I	La	≥0,003
Ca	0,3-I	Ti	≤0,0I	Sr	≥0,003
Fe	0,3-I	Cu	≥0,003	P	0,I-0,3
Na	0,0I-0,03	Pb	0,003-0,0I		

Аналитик Р.О.Манукян.

П с и л о м е л а н. Марганцевые минералы в рудах Абовянского месторождения обычно имеют ограниченное развитие. Кристаллические образования в виде единичных зерен представлены браунитом, а колломорфные образования – псиломеланом, которые установлены только микроскопически. Псиломелан установлен в сульфидном прожилке в ассоциации с пиритом, сфалеритом, халькопиритом, магнетитом и наблюдается в почковидных агрегатах /фиг. 49/.



Б р а у н и т – не характерный для руд месторождения минерал и установлен в шлихе /одно зерно/ из сухого ручья. Браунит представлен кристаллом призматического габитуса, черного цвета. Браунит установлен рентгенографически /табл. 8/.

Фиг. 49. Псиломелан /черное/, развитый в кварцевом поле /светлое/. Шлиф 453 /скв. 69, глуб.235 м/. Без анализатора.

Таблица 8

Рентгенографическая характеристика браунита.

(Условия съемки: $\text{Cu}_{\alpha, \beta}$ -излучение; экспозиция - 32 ч.; $D = 57,3$ мм, шарик)

Шлих № 2			Сталон / Fe-антикатод	
I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	$\frac{d_{\beta}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
1	2	3	4	5
3	5,53	4,99		
			2	4,65
1	4,43	4,00		
3	(3,44)	3,02	5	3,455
			2	3,33
6	2,95	(2,75)	3	2,955
1	2,88	2,60		
7	2,69		10	2,69
7ш	2,54	2,30		
6	2,30	2,08	6	2,34
7	2,138	1,93	6	2,138
6ш	2,011	1,815		
5ш	1,870	1,688	3	1,865
			2	1,822
2	1,794	1,619	2	1,800
3	1,750	1,571	3	1,760
4	1,681	1,517		
7	1,634	1,475	9	1,650
7	1,563	1,428		
4ш	1,525	1,377	3	1,533
			55	1,495
			3	1,460
10	1,428	1,289	8	1,415
4	1,359	1,226	3	1,365
			5	1,350
3	1,291	1,165		
3	1,269	1,145	3	1,265
1	1,240	1,120		
4	1,196	1,080		

1	2	3	4	5
3	1,164	1,050	2	1,174
2	1,118	1,009	2	1,165
4	1,074	0,969	1	1,145
4	1,046	0,944	6	1,076
5	1,026	0,926	5	1,050
4	0,985	0,889		
4	0,974	0,880		
1	0,950	0,957		
1	0,930	0,839		
1	0,910	0,821		

Аналитик Н.В.Ревазова.

Б. Н е р у д н ы е м и н е р а л ы

А п а т и т в качестве одного из главных рудообразующих минералов широко развит во всех типах руд, но распределен весьма неравномерно. Максимальное количество апатита сконцентрировано в апатитовой жиле и в многочисленных прожилках, развитых в метасоматически измененных андезито-дацитах; очень редко он встречается в глинистых песчаниках и глинах, в магнетит-apatитовых, карбонат-apatит-магнетитовых, магнетит-карбонатных /кальцит, доломит, сидерит, магнезит/ прожилках, для которых вмещающими породами являются также андезито-дациты и, в меньшей степени, глинистые песчаники; значительные количества апатита, наравне с магнетитом, скаполитом и карбонатом, являются цементирующим материалом в туфобрекчиях, туфоконгломератах и брекчированных андезито-дацитах, наименьшее количество - в метасоматически измененных андезито-дацитах, и глинистых песчаниках - вкрапленные текстуры с образованием скоплений, а также в массивной магнетитовой руде, в которой апатит встречается в виде крупных выделений.

В различных типах руд апатит характеризуется различным аг-

регатным состоянием.

В апатитовой жиле кристаллы апатита бледно-зеленого цвета развиты в мелкозернистом апатите "сахаровидного" агрегата молочно-белого, розоватого и желтоватого цветов. Размеры кристаллов не превышают 0,3–0,5 x 1–1,5 см. Кристаллы апатита характеризуются высокой степенью идиоморфизма и представлены хорошо образованными гексагональными призмами с гранями $\{10\bar{1}0\}$, редко в комбинации с гранями $\{11\bar{2}1\}$ и пирамидой $\{10\bar{1}1\}$, очень редко $\{11\bar{2}1\}$. В случае же неразвитой пирамиды имеем пинакоид $\{0001\}$ с неразвитыми гранями отмеченных пирамид. Апатит с развитыми дипирамидами на месторождении встречается очень редко. Наряду с прозрачными кристаллами апатита в "сахаровидном" агрегате развиты более крупные, непрозрачные короткостолбчатые кристаллы светло-фиолетово-розового, желтоватого элестадита, описание которого приводится ниже. Продукты изменения апатита представлены франколитом, имеющим в жилах ограниченное развитие. В жиле апатит встречается в ассоциации с элестадитом, меньше магнетитом, франколитом и единичными зернами ильменита. Апатит замещается магнетитом вплоть до образования псевдоморфоз магнетита по апатиту /фиг. 12/.

Апатит в массивной магнетитовой руде представлен непрозрачными удлиненно-призматическими кристаллами молочно-белого цвета. Призматические грани $\{10\bar{1}0\}$ выражены нечетко, ребра притуплены, поэтому пинакоид $\{0001\}$ имеет форму не шестиугольника, а округлые очертания. Грани призмы продольно заштрихованы, иногда на них образуются пленки лимонита, но наиболее характерно образование франколита по внешним контурам апатита. Апатит ассоциирует с магнетитом, который выполняет промежутки между кристаллами апатита /фиг. 14 /, меньше – с актинолитом, пиритом, взаимоотношения с которыми не выяснены, но учитывая то, что магнетит более позднее образование, чем апатит, и что пирит замещает магнетит, можно заключить, что апатит кристаллизовался раньше всех этих минералов.

В апатит-магнетитовых жилах и прожилках, карбонат-apatит-магнетитовых и магнетит-карбонатных прожилках апатит в основном представлен прозрачными призматическими кристаллами с редким развитием "сахаровидного" апатита; по цвету он аналогичен таковому в апатитовой жиле. В распределении апатита в прожилках отмечается определенная закономерность. Обычно апатит концентри-

руется в центральной части прожилка. В прожилках мощностью более 15 см часто эта закономерность нарушается и подобно массивной руде апатит распределен хаотично и представлен полупрозрачными кристаллами, без видимых призматических граней. Редко апатит концентрируется по зальбандам прожилка, причем в этом случае магнетит в количественном отношении преобладает над апатитом. Процесс франколитизации проявляется более интенсивно, чем в массивной магнетитовой руде. В прожилках апатит ассоциирует с магнетитом, который выполняет межкристаллические пространства; карбонат обычно более поздний, либо замещает апатит, либо апатит и магнетит пересекаются карбонатным прожилком /фиг. 50/; биотит и актинолит кристаллизуются позже апатита /фиг. 51/, а роговая обманка по отношению к апатиту является более ранним образованием.



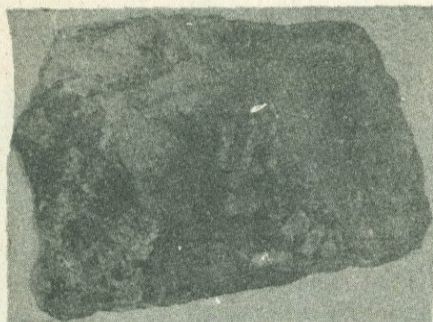
Фиг. 50. Апатитовые зерна /серое/, сцементированные магнетитом /черное/ и пересекающиеся кальцитовым прожилком /темно-серое/. Шлиф 442, /скв. 69, глуб. 140 м/. Увел.30. Ник. х.



Фиг. 51. Радиально-лучистый актинолит /серое/ пересекает зерно апатита /светло-серое/. Шлиф 374 /скв.89, глуб. 310 м/. Увел.30. Ник. х.

В брекчиевидных рудах, где апатит наравне со скаполитом, магнетитом, кальцитом, доломитом и т.д. замещает цементирующий материал туфобрекчий, туфоконгломератов и брекчированных андезито-

дацитов, развиты как бледно-желтые, прозрачные кристаллы, так и мелкозернистый "сахаровидный" апатит. Кристаллический апатит отличается наличием хорошо развитых призматических граней, грани пинакоида имеют неправильные очертания, грани пирамид не развиты. Процесс франколитизации развит широко, почти нет незатронутых франколитизацией кристаллов апатита. Особенно отчетливо процесс франколитизации прослеживается на поперечном и продольном сечениях кристаллов апатита под микроскопом /фиг.55/. Макроскопически отчетливо наблюдается, что ядро зерна представлено прозрачным апатитом, а по периферии развивается волокнистый франколит /фиг.52/. Апатит в этих рудах ассоциирует с отмеченными выше минералами, а также актинолитом и биотитом, взаимоотношения с которыми выражены нечетко.



Фиг. 52. Полное или частичное замещение апатита франколитом /белое/. Обр. 4I /скв.92, глуб.161м/. Нат. вел.

В пустотах, широко развитых в прожилках и выполненных кварцем, кальцитом /фиг. 53/, присутствуют совместно с кальцитом и кварцем удлиненно-призматические кристаллы апатита до 2 см по длинной оси. Для них характерны грани призмы /I010/ и пирамиды /I011/.

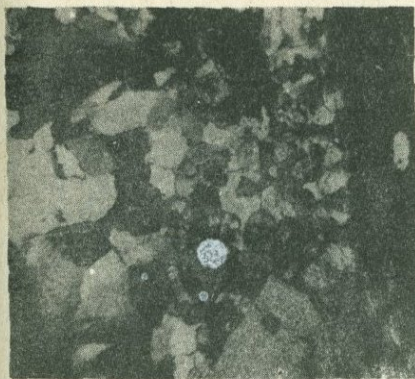
По призматическим граням

развивается франколит.

Вкрапленный апатит из глинистых песчаников и глин отличается от вышеописанных по облику кристаллов и по цвету. Это бесцветные водяно-прозрачные игольчатые, удлиненно-призматические кристаллы с развитыми гранями призмы /I010/ и дипирамиды /I011/. Размеры их не превышают 0,4мм x 0,7-1 см. Эта разновидность обычно не затронута процессами вторичного изменения.

В шлихах из сухого ручья выделено несколько зерен апатита серого цвета с жирным блеском и с хорошо развитыми гранями призмы и дипирамиды.

Наиболее отчетливо устанавливаются следующие разновидности апатита: 1/ апатит из апатитовой жилы и прожилков; в массивной магнетитовой руде, а также в апатит-магнетитовых жилах и прожилках и брекчиевидных рудах; 2/ апатит из карбонат-apatит-магнети-



Фиг. 53. Кристаллы апатита, сцементированные кварцем. Шлиф 109/скв. 92, глуб. 570 м/. Увел.30. Ник. х.

тового и магнетит-карбонатного прожилков; 3/ апатит из пустот.

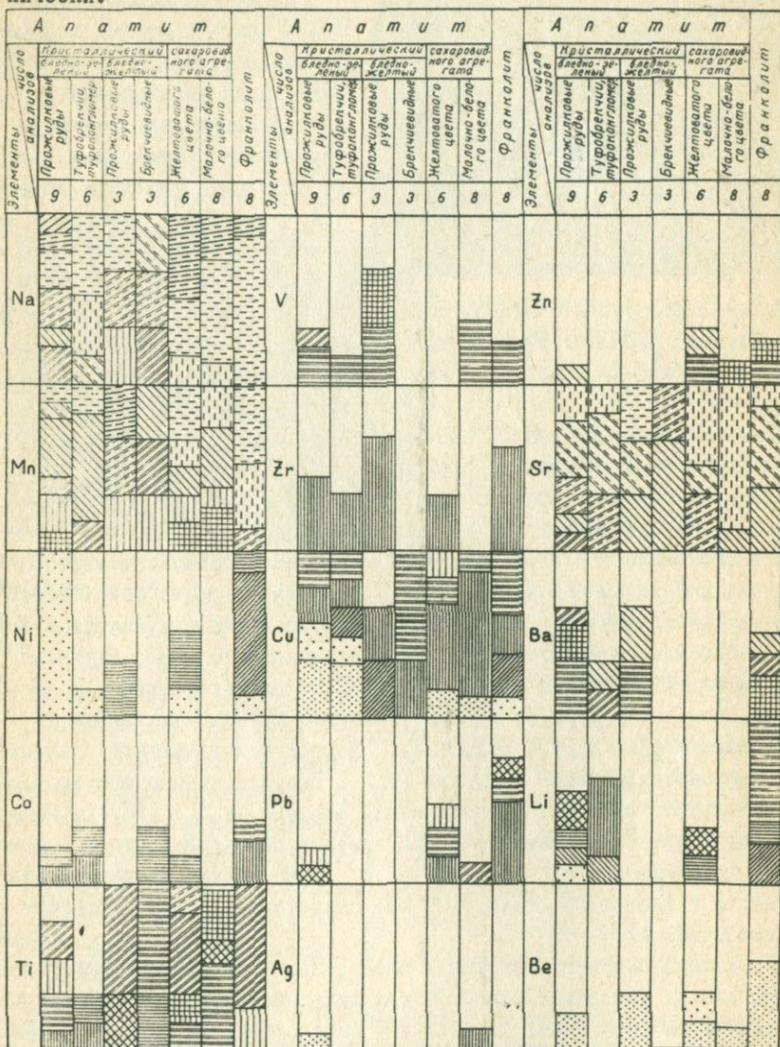
Из механических примесей в апатите до сих пор зафиксирован лишь магнетит. В силу этого химическими и спектральными анализами в апатите из посторонних, нехарактерных элементов-примесей установлено некоторое количество Fe. Но апатит, как показали многочисленные полуколичественные спектральные анализы, входит в виде механических включений в анализируемые пироксены, акти-

нолиты и другие минералы, что дает в них 0,3 % р /фиг.54/.

Химические анализы 24 проб апатита из различных типов руд /табл. 9/ показали присутствие Cl от 1,24 до 3 %, F от 0,36 до 2,16 %. Отношение Cl : F колеблется от 0,8 до 3, что является геохимической особенностью апатита из Абовянского месторождения. По данным Э.В.Васильевой /1957/, очень редко встречается апатит с содержанием хлора более 3,5 %. В изучаемых апатитах содержание хлора достигает 3 %. На основании детального изучения апатитов из различных месторождений Э.В.Васильева пришла к выводу, что " в структуре апатита возможен только один такой крупный ион, как Cl /R = 1,81 Å/. Другой одновалентный ион при этом представлен или F, или (ОН). Соответственно состав хлор-apatита отвечает теоретической формуле $Ca_{10}P_6O_{24} [F, Cl, (OH)]_2$. При пересчете химической формулы апатита оказалось, что в анионную группу входит Cl, F, (ОН)⁻¹ и O₂. Изученные апатиты можно отнести к хлор-фтор-apatиту, о чем свидетельствует и рентгенограмма/табл. 10/.

Данные полуколичественных спектральных анализов систематизированы на диаграмме /фиг. 54/. Из микроэлементов с 100 % встречаемостью и повышенным содержанием выделяются Na /до 2 %/, Mn /до 1 %/, Sr /до 0,6 %/, Cu /до 0,03 %/, причем повышенное содержание этих элементов связано с апатитом из прожилков. Наличие Na, Mn, Sr, как уже отмечалось, легко объясняется изоморф-

ным замещением Са, но присутствие Си, по всей вероятности, связано с включениями халькопирита, которые нами не зафиксированы ни при микроскопических исследованиях, ни тем более макроскопически.



Фиг. 54. Распределение элементов-примесей в апатите из различных типов руд. /Условные обозначения см. фиг. 33-а/

Таблица 9

Химический состав апатита из различных типов руд в %

№ п.п.	Типы руд и породы	№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅
I	Туфобрекчий	384 447	I,15 0,54	н.о. сл.	н.о. 0,44	н.о. 0,45	н.о. 0,5	сл. сл.	5I,05 50,90	0,15 -	42,48 38,15
2	Прожилковый	79I 770 483 455 736 4I9 7I	0,75 5,90 0,87 I,26 I,10 I,10 2,65	н.о. н.о. н.о. н.о. сл. н.о. н.о.	- - 0,18 0,39 - н.о. -	н.о. н.о. 0,18 0,54 н.о. н.о. н.о.	н.о. сл. I,30 0,15 н.о. н.о. н.о.	0,05 0,03 0,02 сл. н.о. н.о. н.о.	52,90 50,33 50,65 50,78 52,15 5I,05 5I,19	0,28 н.о. 0,30 - сл. 0,16 0,2I	40,32 36,15 40,49 39,39 39,77 42,48 39,29
3	Массивный	5I I44	0,22 0,15	сл. н.о.	0,2I 0,37	0,18 0,20	0,5 I,20	0,02 0,0I	50,95 50,70	0,II сл.	40,85 4I,II
4	Жильный	697 854 60I 782	I,40 I,10 3,80 I,30	сл. сл. н.о. н.о.	- - 0,5 -	н.о. н.о. 0,36 н.о.	н.о. н.о. I,10 н.о.	0,0I сл. 0,02 0,0I	5I,38 53,15 5I,70 58,75	н.о. 0,2I 0,25 0,18	40,63 39,80 37,15 39,97
5	Метасоматич. изм. андезитодациты	500	I,05	н.о.	-	н.о.	0,0I	0,05	5I,99	0,2I	40,63
6	Брекчирован. андезитодациты	479	0,50	н.о.	0,35	0,18	0,55	0,0I	52,70	0,12	40,47

№ I44 (Ca_{9,73} Na_{0,15})_{9,82} (P_{6,01} Si_{0,02})_{6,03} O₂₄ (F_{0,68} Cl_{0,53} O_{0,79})₂№ 483 (Ca_{9,47} Na_{0,17} Mg_{0,08} Mn_{0,03})_{9,75} (P_{5,95} S_{0,06})_{6,01} O₂₄ (F_{1,19} Cl_{0,52} O_{0,29})₂№ 60I (Ca_{9,79} Na_{0,15} Mg_{0,06} Mn_{0,03})_{10,03} (P_{5,53} Si_{0,6} S_{0,06})_{6,24} O₂₄ (F_{0,56} Cl_{0,32} O_{1,10})₂№ 447 (Ca_{9,53} Na_{0,13})_{9,66} (P_{5,65} Si_{0,09} S_{0,09})_{5,83} O₂₄ (F_{0,70} Cl_{0,67} O_{0,63})₂№ 7I (Ca_{9,73} Na_{0,13} Mg_{0,05} Sr_{0,015})_{9,925} (P_{5,83} Si_{0,4})_{6,23} O₂₄ (Cl_{0,7} F_{0,56} O_{0,74})₂№ 384 (Ca_{9,62} Na_{0,10} Mg_{0,05} Sr_{0,02})_{9,79} (P_{5,88} Si_{0,2})_{6,08} O₂₄ (Cl_{0,61} F_{0,40} O_{0,99})₂

№ п.п.	№ проб	Cl	F	Sr	n.n.n	H ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O	S	$\begin{matrix} F_2^{+} \\ +Cl_2^{-} \\ -O \end{matrix}$	$\Sigma-(F + +Cl_2 + O)$
I	384	2,20	0,72	0,19	0,56	0,24	0,30	0,07	н.о.	0,75	99,77
	447	2,70	1,24	-	0,24	0,10	0,98	н.о.	0,30	1,38	97,66
2	79I	3,00	1,08	н.о.	0,11	н.о.	0,45	0,01	0,41	1,34	98,62
	770	1,62	1,35	0,67	1,14	н.о.	0,35	0,04	0,04	0,93	99,84
	483	1,74	2,16	-	0,02	0,34	0,50	сл.	0,20	1,38	99,04
	455	1,42	1,50	-	0,40	-	0,38	сл.	0,30	1,10	97,95
	736	2,05	1,62	н.о.	0,56	0,12	0,30	0,02	0,08	1,14	98,63
	419	2,20	0,36	н.о.	0,74	н.о.	0,30	0,01	0,08	0,65	99,18
	71	2,35	1,00	0,11	0,64	0,10	0,40	0,03	н.о.	0,87	100,01
3	51	1,75	0,50	-	0,42	-	0,56	0,09	0,10	0,41	100,29
	144	1,77	1,20	-	0,22	0,04	0,45	сл.	0,17	0,80	99,12
4	697	2,30	1,26	0,47	0,23	н.о.	0,36	0,01	н.о.	1,17	98,12
	854	1,40	1,62	н.о.	0,36	0,20	0,37	н.о.	0,08	1,00	98,10
	601	1,24	1,04	-	0,38	0,02	0,45	сл.	0,13	0,57	98,48
	782	1,95	1,08	0,05	н.о.	н.о.	0,17	0,01	0,16	0,96	98,37
5	500	2,25	1,80	0,16	0,60	н.о.	0,32	0,06	н.о.	1,26	99,03
6	479	1,67		н.о.	0,26	0,12	0,45	сл.	0,18	0,37	98,50

№ 500(Ca_{9,76}Na_{0,15}Mg_{0,05})_{9,96}(P_{6,01}Si_{0,18})_{0,24}(F_{0,96}Cl_{0,67}O_{0,37})₂

№ 697(Ca_{9,65}Na_{0,11})_{9,76}(P_{5,81}Si_{0,24}S_{0,15})_{0,24}(F_{0,69}Cl_{0,68}O_{0,63})₂

№ 770(Ca_{9,51}Na_{0,11}Sr_{0,08})_{9,70}(P_{5,05}Si_{1,24})_{0,24}(Cl_{0,74}F_{0,47}O_{0,79})₂

№ 736(Ca_{9,84}Na_{0,10})_{9,94}(P_{5,91}Si_{0,19})_{0,24}(F_{0,90}Cl_{0,55}O_{0,55})₂

№ 854(Ca_{9,82}Na_{0,12}Mg_{0,05})_{9,99}(P_{5,86}Si_{0,02})_{6,06}(F_{0,89}Cl_{0,41}O_{0,70})₂

№ 791(Ca_{9,93}Na_{0,07}Mg_{0,06})_{10,06}(P_{5,97}Si_{0,13}S_{0,13})_{6,23}O₂₄

·(Cl_{0,89}F_{0,59}O_{0,52})₂

№ 782(Ca_{9,86}Na_{0,05}Mg_{0,04})_{9,95}(P_{6,0}Si_{0,23})_{6,23}O₂₄(F_{0,66}Cl_{0,58}O_{0,76})₂

Анализы проб № 384, 447, 791, 770, 483, 736, 419, 71, 500, 144, 854, 782 произведены аналитиком В.А.Бабаян, № 51, 697, 601, 479 - М.М.Языджян, № 455 - Н.А.Иванян.

Рентгенографическая характеристика апатита

из брекчиевидной руды.

(Условия съемки: Cu - Ni - излучение; экспозиция - 25ч.;

D = 57,3 мм, d = 0,5 мм)

Образец № 379		Эталон фтор-апати- та		Эталон хлор-апа- тита		Образец № 379		Эталон фтор-апа- тита		Эталон хлор-апа- тита	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
3	3,385	3	3,342	I	3,922	6	1,764	3	1,769	2	1,767
3	2,285			3	3,426	6	1,743	3	1,745		
3	2,043					6	1,704	3	1,720	3	1,692
2	3,043	3	(3,060)	2	3,077			I	1,637		
		I	2,975			I	1,605	I	1,605	I	1,612
		I	2,884			3	1,534	I	1,533		
10	2,783	10	2,798	10	2,764	3	1,525	I	1,525		
		4	2,769			3	1,496	I	1,498		
3	2,694	6	2,702			4	1,466	2	1,468		
9	2,595	3	2,616					I	1,452		
				3	2,643	7	1,444	I	1,445		
		I	2,527	2	2,548	5	1,428	I	1,424		
		I	2,477			3	1,314				
				4	2,308	3	1,306				
		I	2,289			4	1,280				
4	2,245	I	2,248			7	1,251				
6	2,142	I	2,135	I	2,164	5	1,232				
6	2,102					5	1,219				
3	2,041	I	2,057	I	2,046	8	1,155				
		I	2,026			8	1,146				
3	1,990	I	2,001			I	1,113				
2	1,934	3	1,937	6	1,954	5	1,103				
9-8	1,881	I	1,883	3	1,905	I	1,081				
9-8	1,828	6	1,838	6	1,840	5	1,031				
6	1,796	3	1,795	3	1,809	I	1,019				
						3	0,985				

Аналитик Н.В.Ревазова.

Замеры показателей преломления апатита показали, что независимо от текстурного типа руды и агрегатного состояния показатель преломления колеблется в пределах n_g I,638-I,660, n_p - I,63I-I,657 $\pm$ 0,002, $n_g - n_p$ = 0,002-0,007 /табл. II/. Эти показатели еще раз подтвердили принадлежность апатитов к хлор-фтор-apatиту /Винчелл, 1949/. Детальные микроскопические исследования показали, что изученные апатиты проявляют двуосность, но все они оптически отрицательные.

Таблица II

Оптическая характеристика апатита из различных типов руд и пород.

№ проб	Место взятия проб	Тип руды и породы	Цвет	n_g	n_p
5I	скв. 92	Массивный	желтовато-белый	I,640	I,635
I44	скв. 95	"	"	I,638	I,635
406	скв. 67	"	"	I,638	I,635
60I	Обн. № 3	Жильный	зеленый с желт. оттенком	I,640	I,638
782	ш. № IO	"	"	I,642	I,640
770	скв. 89	"	"	I,640	I,638
483	скв. 70	Прожилковый	"	I,652	I,648
455	скв. 69	"	"	I,640	I,636
736	скв. 89	"	"	I,640	I,638
7I	скв. 92	"	"	I,660	I,655
47	скв. 92	"	"	I,640	I,635
45	скв. 92	"	"	I,642	I,638
447	скв. 69	Брекчиевидный	"	I,640	I,635
479	скв. 70	"	"	I,640	I,635
274	скв. 96	"	"	I,638	I,63I
447	скв. 69	"	бледно-желтый	I,640	I,636
370	скв. 89	"	"	I,660	I,657
587	скв. 70	Вкрапленный	бледно-зеленый	I,654	I,650
500	скв. 70	в анд.-децит. "	бледно-желтый	I,646	I,640
755	скв. 85	Вкрапленный в глинах	бесцветный	I,652	I,650

Франколит $(\text{Ca}, \text{Sr})_{10}(\text{P}, \text{C})_6[\text{F}, (\text{OH}), \text{Cl}]_2\text{O}_{24}$ на Азовьянском апатит-магнетитовом месторождении пространственно связан с апатитом. Он встречается на различных глубинах /до 500 м/, причем наиболее интенсивное развитие обоих минералов наблюдается в брекчиевидных рудах. Франколит /штаффелит/ образует тонковолокнистые агрегаты, развитые по призматическим граням апатита. В сечении кристаллы апатита при этом сохраняют присущие им очертания, и лишь изредка ребра гексагональной призмы сглажены, и в этом случае поперечное сечение ее представлено кругом, где франколит, как правило, в виде кольца оконтуривает кристаллический апатит /фиг. 52/. Полное замещение апатита франколитом наблюдается редко, и тогда весь кристалл представлен волокнистым агрегатом /фиг. 52/. Наиболее часто волокнистое, радиально-лучистое строение франколита наблюдается под микроскопом /фиг. 55/. Обычно франколит молочно-белого цвета, реже с желтоватым оттенком. Под микроскопом наблюдается загрязнение франколита вторичными минералами /лимонит/, придающими ему буроватый оттенок. Изучаемые франколиты в основном одноосны, за редким исключением проявляют двусосьность. Показатели преломления определены по трем образцам: № - $1,624-1,630 \pm 0,002$ и № - $1,630-1,634 \pm 0,002$.



Фиг. 55. Замещение апатита /серое/ франколитом волокнистого строения /темно-серое/ с переходом в сидерит. Шлиф 4I /скв. 92, глуб. 160 м/. Увел. 30. Ник. х.

Пересчет химических анализов произво-

дился, основываясь на расчетную формулу Дениса /1938/

$(\text{Ca}, \text{Sr})_{10}(\text{P}, \text{C})_6[\text{F}, \text{Cl}(\text{OH})]_2\text{O}_{24}$ с учетом предложенной Хаттоном и Силли /1942/ формулы типа /табл. I2/ $(\text{Ca}, \text{C}, \text{Na}, \text{K})_6(\text{P}, \text{C}, \text{Si}, \text{Al})_6[\text{F}, (\text{OH})]_{23}\text{O}_{22.7}$

Данные спектрального анализа показали присутствие в виде постоянных элементов-примесей Na, Mn, Cu, Ni, Ti, Si, Li, а в единичных пробах - Ba, Be, Co, V, Zn, Zr, Sr /фиг. 54/.

Наличие франколита в рудах подтверждается и рентгенометрическим анализом /табл. I3/.

Таблица 12

Химический состав франколита из различных типов руд в %

№ п.п.	Компонент	Брекчиевид- ный	Апатитовая жила	Пр о ж и л к о в ы й		
		274	812	45	770	379
I	SiO ₂	0,99	1,60	5,20	1,92	1,35
2	Al ₂ O ₃	0,2	-	-	-	0,4
3	MgO	0,12	н.о.	н.о.	н.о.	0,08
4	CaO	52,50	53,18	49,60	52,29	49,30
5	Fe ₂ O ₃	0,35	н.о.	н.о.	0,01	2,00
6	FeO	0,36	н.о.	н.о.	н.о.	0,18
7	Na ₂ O	0,57	0,30	1,20	н.о.	0,45
8	K ₂ O	сл.	0,03	0,35		сл.
9	MnO	0,05	0,02	0,04	0,02	0,13
10	TiO ₂	н.о.	н.о.	сл.	н.о.	н.о.
11	Sr		0,42	-	0,56	
12	P ₂ O ₅	38,56	38,01	32,33	39,31	39,39
13	Cl	1,63	2,35	0,65	1,72	1,60
14	F	0,64	1,08	0,45	0,95	0,98
15	S	0,20	0,03	н.о.	н.о.	0,95
16	CO ₂	1,34	1,14	2,44	1,16	2,78
17	H ₂ O	0,24	0,25	0,92	н.о.	-
18	Cl ₂ +F ₂ -O	0,64	0,98	0,33	0,77	1,25
19	Σ	98,71	99,11	98,91	98,12	98,98

№ 274 (Ca_{9.62} Na_{0.19})_{9.81} (P_{5.57} C_{0.22} Si_{0.17} S_{0.07})_{6.03} O_{2.4} [Cl_{0.47} F_{0.35} (OH)_{0.17} O_{1.0}]

№ 45 (Ca_{9.53} Na_{0.42})_{9.95} (P_{5.05} Si_{0.91} C_{0.51})_{6.47} O_{2.4} [(OH)_{0.55} F_{0.26} Cl_{0.23} O_{0.96}]₂

№ 770 Ca_{9.77} (P_{5.93} Si_{0.33} C_{0.19})_{6.45} O_{2.4} (F_{0.53} Cl_{0.49} O_{0.98})₂

№ 379 (Ca_{9.33} Na_{0.15} Mn_{0.02})_{9.50} (P_{5.4} C_{0.56} S_{0.31} Si_{0.23})_{6.5} O_{2.4} (F_{0.54} Cl_{0.47} O_{0.9})

Анализы проб № 812, 45, 770 произведены аналитиком В.А.Бабаян,
проб № 274, 379 - М.М.Языджян.

Рентгенографическая характеристика франколита.

/Условия съемки: $\text{Cu}_{\alpha\beta}$ - излучение; экспозиция - 17 ч.; $D = 57,3 \text{ мм}$, $d = 0,5 \text{ мм/}$.

Образец 274			Эталон / Fe -ан- тикатод/			Образец 274			Эталон / Fe -ан- катод/	
I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	$\frac{d_{\beta}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	$\frac{d_{\beta}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	$\frac{d_{\beta}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
I	4,03	3,64				3	1,490	1,345	I	1,517
I	(3,76)	3,40				4	1,469	1,326	2	1,465
6	3,40	(3,06)	I	3,437		6	1,440	1,299	I	1,452
3	(3,06)	2,76	3	(3,05)	2,781	4	1,428	1,289	I	1,442
3	(2,97)	2,63	I	(2,982)	2,695				2	1,420
10	2,79	(2,52)	10	2,789		2	(1,369)	1,236		
						2	(1,348)	1,217	I	1,337
						3	1,316	1,188	I	1,306
5	2,74	2,48				2	1,299	1,172	I	1,295
9	2,69	(2,43)	6	2,694		3	1,279	1,154	2	1,272
6	2,60	2,35	3	2,622		3	1,250	1,128	2	1,254
3	(2,49)	2,25	I	2,507		4	1,230	(1,110)	2	1,232
			I	(2,476)	2,245	4	1,219	(1,100)	2	1,211
2	(2,36)	2,13				I	1,189	1,073		
			I	2,289		2	1,180	1,065		
7	2,24	(2,02)	2	2,242		2	1,155	1,042		
5	2,138	(1,930)	I	2,131		3	1,144	1,032		
I	2,054	1,854	I	(2,067)	1,873	3	1,108	1,000		
2	(2,024)	1,827	I	(2,026)	1,836	3	1,100	0,993		
I	1,978	1,785				2	(1,083)	0,977		
8	1,930	1,742	3	1,931		2ш	(1,032)	0,931		
4	1,878	1,695				2ш	1,019	0,920		
9	1,828	(1,650)	3	1,836		2	0,986	0,890		
4	1,801	1,625	2	1,795		2	0,978	(0,883)		
4	1,778	1,605				2	0,970	0,876		
4	1,746	1,576	2	1,764		3	0,935	(0,844)		
6	1,704	1,538	2	1,721		2	0,915	0,825		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
3	1,634	1,475	1	1,632		2	0,876	0,791		
4	1,598	1,442				1	0,868	0,783		
3	1,532	1,383	1	1,528		2	0,860	0,776		

Аналитик Э.Х.Хуршудян.

Образование франколита связано с углекислыми растворами. Источником CO_2 , по всей вероятности, являются карбонаты. Последние не только широко развиты в рудах месторождения, но часто непосредственно контактируют с апатитом и в этих случаях по контакту апатита, сидерита, доломита отмечается образование франколита /фиг. 55/. Интенсивная франколитизация наблюдается в брекчиевидных рудах /фиг. 52/.

О.Б.Дудкин, Л.В.Козырева и Н.Г.Пономарева /1964/ даже в случае обволакивания франколитом апатитовых зерен, на примере Хибинского месторождения апатитов, не рассматривают их как процесс замещения, а как продукт переотложения. Кроме этого, эти авторы, как и М.Д.Дорфман /1962/, считают закономерным образование франколита в зоне гипергенеза, в связи с разрушением апатита нисходящими водами, обогащенными CO_2 из атмосферы при значении pH не выше 8. Причем Дорфман экспериментально доказал, что образование франколита может иметь место только в условиях высокой щелочности. Но М.Д.Дорфман, как и Г.П.Барсанов /1941/, считает возможным образование франколита и за счет обработки апатита низкотемпературными углекислыми водами.

Элестадит $\text{Ca}_{10}(\text{S}, \text{Si}, \text{P})_6 \text{O}_{24}[\text{Cl}, \text{F}, (\text{OH})_2]$ впервые установлен в Абовянском апатит-магнетитовом месторождении в собственно апатитовой жиле на аномалии № 5; в меньшем количестве он встречается в апатит-магнетитовых жилах и прожилках. В апатитовой жиле элестадит представлен короткостолбчатыми /до 1 см в поперечнике/, непрозрачными кристаллами бледно-фиолетово-розового и желтоватого цветов в мелкозернистом "сахаровидном" агрегате апатита. У этих кристаллов призматические грани /10 $\bar{1}$ 0/ выражены очень слабо и поперечное сечение имеет округлые очертания. Хим-анализы показали, что содержание SiO_2 достигает 17,2 % /табл.14/.

Таблица 14

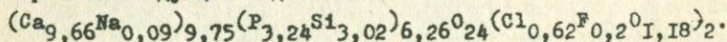
Химический состав элестадита из апатитовой шилы

Элементы и окислы	Содержание в %	Элементы и окислы	Содержание в %	Элементы и окислы	Содержание в %
SiO ₂	17,20	K ₂ O	0,04	F	0,44
Al ₂ O ₃	-	MnO	0,02	S	0,08
MgO	сл.	Sr	н.о.	H ₂ O	0,22
CaO	41,25	TiO ₂	-	n.n.n.	1,13
Fe ₂ O ₃	н.о.	Cl	2,15	Cl ₂ +F ₂ +O	0,67
	0,25		27,93	Σ	100,11

Аналитик В.А.Бабаян.

По данным очень многих исследователей P^{+6} замещается Si^{+4} . Элестадит характеризуется повышенным содержанием Cl по отношению к F /отношение Cl : F достигает 5:1/.

За основу расчетной формулы взята вышеприведенная химическая формула. В результате произведенных пересчетов формула элестадита приняла следующий вид:



Как видим из расчетной формулы элестадит очень похож на апатит; различие их отмечается лишь в замещении иона фосфора кремнием.

Очень близки и показатели преломления: $n_g = 1,654 \pm 0,002$, $n_p = 1,650 \pm 0,002$.

Кроме химического анализа и оптических определений элестадит установлен и рентгенометрическими анализами /табл.15/.

Таблица 15

Рентгенографическая характеристика элестадита.

/Условия съемки: Cu_{Kα} - излучение; экспозиция 17 ч.;

D = 57,3 мм; d = 0,5 мм/

Образец 697			Эталон / Fe - антикатод/			Образец 697			Эталон / Fe - антикатод/	
I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	$\frac{d_{\beta}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	$\frac{d_{\beta}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	$\frac{d_{\beta}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	4,37	3,94				6	1,716	1,579	3	1,727
2	4,13	3,72				1	1,661	1,499	1	1,661
1	(3,73)	3,37				2	(1,595)	1,440		
2-3	(3,66)	3,30	3	3,452		3	(1,580)	1,426	1	1,560
7	3,38	(3,05)				6	1,532	1,383	1	1,548

I	2	3	4	5	6	7	8	9	IO	II
IO	3,30	(2,97)							I	I,5II
			2	(3,II8)	2,826	4	I,492	(I,347)	2	I,490
3ш	(3,07	2,77	I	(3,034)	2,750	5	I,470	I,326	3	I,464
3	(2,97)	2,68	I	(2,92)	2,647	6	I,444	(I,304)	2	I,45I
			IO	2,845		3	I,428	(I,289)		
9	2,79	(2,52)	4	2,798		5ш	I,367	I,234		
6	2,77	2,49	6	2,75		2	I,350	I,2I9		
8	2,69	(2,42)				2дв	I,306	I,179		
6	2,60	(2,35)				2	(I,279)	I,154		
			3	2,647		4	I,250	I,128		
			I	2,557		4	I,232	I,112		
			I	(2,523)	2,287	4	I,219	I,100		
3	(2,48)	2,24				3	I,195	I,078		
3	2,43	2,19				3	I,178	I,063		
			I	2,315		3	I,156	(I,043)		
6	2,25	2,03I	3	2,289		3	(I,145)	I,033		
5дв	(2,133)	I,968	I	(2,16)	I,959	3-4	I,112	I,004		
			I	2,074		3-4	I,104	0,996		
			I	(2,046)	I,855	4	I,08I	0,975		
2дв	2,003	I,808	I	(2,013)	I,824	I	I,046	0,944		
			6	I,96I		3	I,033	(0,932)		
8	I,930	(I,742)				2	I,014	0,915		
			2	I,909		2	0,984	0,888		
5	I,88I	I,698				2	0,978	0,883		
			6	I,857		2	(0,969)	0,874		
9	I,825	I,647				3	0,935	0,844		
3	I,8II	I,634	3	I,827		I	0,927	0,836		
			3	I,802		3	0,914	0,825		
3	I,768	I,594	3	I,77I		3	0,875	0,790		

Аналитик Н.В.Ревазова.

С к а п о л и т относится к числу широко распространенных хлорсодержащих минералов на месторождении. Изучение его имеет важное значение в выяснении вопросов генезиса и условий кристаллизации руд вообще.

По взаимоотношению скаполита с остальными минералами, при-

существующими в руде, выделяются: а/ скаполит в метасоматически измененных андезито-дацитах, брекчиевидных рудах и измененных глинистых отложениях; б/ скаполит более поздний в карбонат-биотит-скаполитовых прожилках.

Скаполит распространен весьма неравномерно. На аномалии № 5, недалеко от обнажений апатитовой и апатит-магнетитовой жил, шурфами, канавой и траншеей вскрыты полностью скаполитизированные андезито-дациты /фиг. 21, 28/ на площади 5 x 8 м.

В ассоциации со скаполитом встречается вкрапленный магнетит, пироксен, биотит, кальцит, причем по времени образования скаполит более ранний, чем остальные минералы /фиг. 56/.



Фиг. 56. В скаполитизированном андезито-даците на скаполитовой основе /светлое/ развиты более поздние выделения биотита /серое/ и радиально-лучистого актинолита /темно-серое/. Шлиф 346 /скв.89, глуб. 129 м/. Увел.30. Ник. х.

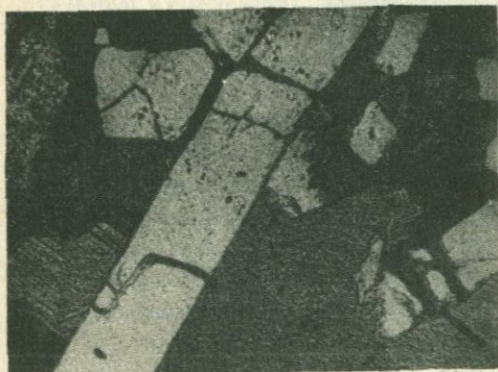
Скаполит в метасоматически измененных андезито-дацитах непрозрачный, грязновато-белого цвета и представлен кристаллами призматического облика, небольших размеров /0,1-0,2 см по длинной оси/. Призматические грани /100/, /110/, /010/ продольно заштрихованы. В основном же скаполит в андезито-дацитах представлен зернистым агрегатом неправильных очертаний. Скаполит, по всей вероятности, образовался в результате мета-

соматической обработки основных плагиоклазов, реликты которых сохранились в скаполитизированной породе /фиг. 21/.

Трудно установить какую-либо закономерность в распределении зон со скаполитизированными андезито-дацитами. Интенсивная скаполитизация зафиксирована на глубине 80-120 м в скважине 89 и на глубине 486 м в скважине 92 м. На этих глубинах он представлен радиально-лучистым агрегатом /отдельные кристаллы достигают 1,5 см/, молочно-белого цвета /фиг. 24, 57/. Некоторые кристаллы



Фиг. 57. Скаполитизированные андезит-дациты. Скаполит радиально-лучистый. Обр. 340 /скв. 89, глуб.83 м/. Нат.вел.



Фиг. 58. Удлиненно-призматические кристаллы скаполита в кальцит-биотит-скаполитовом прожилке. Шлиф 362 /скв. 89, глуб.260 м/. Увел.72. Ник. х.

вследствие процессов лимонитизации приобрели буроватый оттенок. Скаполит ассоциирует с актинолитом, биотитом и магнетитом. Скаполит образует также карбонат-биотит-скаполитовые прожилки в метасоматически измененных андезит-дацитах, глинистых песчаниках и глинах. Карбонат-биотит-скаполитовые прожилки буровыми скважинами вскрыты от 150 м до 550 м. По времени образования эти прожилки по отношению к магнетитовым прожилкам более поздние образования, так как они не только пересекают магнетитовые прожилки, но и смещают их на 3-4 см. Конечно не исключено,

что смещение трещин может быть результатом одновременно действующих тектонических движений. По всей вероятности, скаполит в карбонат-биотит-скаполитовых прожилках связан с последними стадиями минерализации при сохранении высокой степени щелочности раствора. Характерным для этих прожилков является отсутствие в них рудной минерализации. Скаполит в карбонат-биотит-скапо-

литовых прожилках, в отличие от вышеописанных, бесцветный и характеризуется удлиненно-призматическим игольчатым габитусом кристаллов размером до 0,8 см x 0,05 см. Скаполит в прожилках по времени образования занимает промежуточное положение между био-

титом и карбонатом /фиг. 58/. Карбонат в этих прожилках представлен в основном кальцитом, иногда доломитом.

Скаполит отмечается также в брекчиевидных рудах совместно с апатитом, магнетитом, кальцитом, сидеритом, доломитом и т.д. По кристаллической форме, агрегатному состоянию и цвету он соответствует скаполитам в метасоматически измененных андезито-дацитах. К сожалению, говорить о различии их по химическому составу мы не можем, так как скаполиты в метасоматически измененных андезито-дацитах загрязнены магнетитом.

Скаполит развит в измененных глинистых песчаниках и глинах, где образует гнездообразные скопления на общем фоне глинистых отложений /фиг.23/. Скаполит этот, вероятно, образовался за счет основных плагиоклазов и частично за счет силикатов в глинах. В отмеченных скоплениях скаполит встречается игольчатого габитуса /0,01 см х I-I,2 см/. В основном же в измененных глинистых отложениях скаполит отличается зеленовато-серым цветом с ясно выраженной штриховкой на призматических гранях.

Химанализу подвергнуты скаполиты /табл. I6/ из карбонат-биотит-скаполитового прожилка /обр. 362/ и из глинистых песчаников /обр. 880/.

Таблица I6

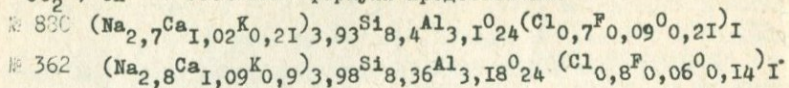
Химический состав скаполита

Компоненты	Содержание в %		Компоненты	Содержание в %	
	880	362		880	362
SiO ₂	58,52	57,08	Cl	2,85	3,20
Al ₂ O ₃	18,46	19,63	F	0,20	0,12
MgO	сл.	н.о.	S	н.о.	н.о.
CaO	6,62	7,12	H ₂ O	н.о.	н.о.
Fe ₂ O ₃	0,69	0,77	n.n.n.	3,00	0,55
FeO	н.о.		Cl ₂ +F ₂ →0	0,73	0,56
Na ₂ O	9,75	10,40	Σ-(Cl ₂ +F ₂ →	99,61	101,21
K ₂ O	1,25	1,80	→0)		

Аналитик В.А.Бабаян.

Химические анализы рассчитаны соответственно теоретической формуле $W_4Z_{10}O_{24}R$ /У.А.Дир, Р.А.Хауи и Дж.Зусман, 1966/, где W - Ca, Na, K; Z - Si и Al; R - Cl, F,

CO₂, OH. Расчетные формулы представлены:



В расчетных формулах не достаёт 0,9 % и 0,6 % SiO₂, по-видимому, в связи с неточностью анализов и, как видно из расчетных формул, в абовянских скаполитах наблюдается замещение Cl и CO₂ в анионной части F, что допускается многими исследователями.

Показатели преломления скаполитов: Ng = 1,556-1,560 и Np = 1,543-1,546 /табл. 17/. Отсюда по среднему показателю преломления, по данным У.А.Дира, Р.А.Хауи и Дж.Зусмана /1966/, скаполиты представлены дииром. Об этом свидетельствуют и рентгенометрические анализы /табл. 18/.

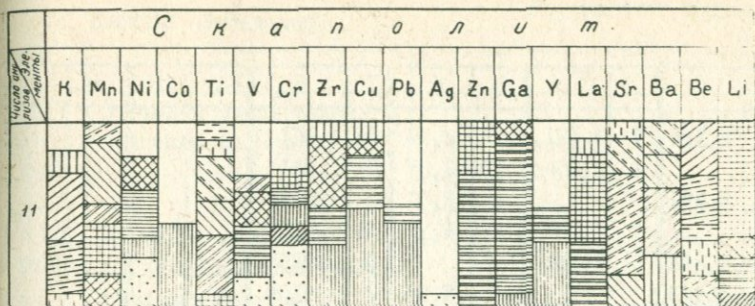
Таблица 17

Оптическая характеристика скаполита из различных типов руд

№ проб	Тип руды и порода	Ng	Np	Ng - Np
706	Прожилок карбонат-биотит-скаполитового состава в андезито-дацитах	1,558	1,546	0,012
362	—	1,556	1,545	0,013
880	Прожилок карбонат-биотит-скаполитового состава в глинистых песчаниках	1,560	1,545	0,015
755	Пятнистые и гнездообразные скопления в глинистых отложениях	1,560	1,546	0,014

Точность определения $\pm 0,002$.

Данные полуколичественного спектрального анализа /II проб/ приведены на графике /фиг.59/, который показывает, что из элементов-примесей наиболее постоянными являются K - до 2 %; Ti - 0,6 %; Sr - 0,3 %; Mn - 0,1 %; Ba - 0,2 %; Li, Zn, Cu - 0,01 %; Zr - 0,02 %; Ni, Ga - 0,006 %; Ge - 0,003 %; в небольшом количестве проб установлены: La - 0,02 %; V - 0,01 %; Y, Yb - 0,003 %; Co - 0,001 %; лишь в одной пробе установлен Ag в количестве 0,0003 %.



Фиг. 59. Распределение элементов-примесей в скаполите. /Условные обозначения см. фиг. 33-а/.

Таблица I8

Рентгенографическая характеристика скаполита.

/Условия съемки: $\text{Cu}_{\alpha, \beta}$ -излучение; экспозиция - II,5 ч;
D = 57,3 мм, d = 0,5 мм/

Образец 362		Эталон мариалита		Эталон мейонита		Образец 362		Эталон мариалита		Эталон мейонита	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	12
I	4,243	4	8,49			6	I,4II	7	I,4II		
		4	6,16	6	6,20	6	I,376	4	I,372	8	I,374
		7	4,24	4	4,35	7	I,355	7	I,356	4	I,346
		9	3,78	7	3,87	3	I,337	2	I,339		
5	3,434	10	3,443	10	3,47			2	I,324		
9ш.	3,409					2	I,309	4	I,308		
		2	3,212			4	I,279	4	I,279		
9ш.	3,023	10	3,034	10	3,08	4дв	I,250				
		4	2,837			5	I,205				
4	2,767			8	2,73	2	I,194				
9	2,682	9	2,680			1	I,175				
		2	2,521	4	2,55	2	I,158				
I	2,352			4	2,36	3	I,137				
4	2,272	7	2,287	5	2,29	3	I,114				
		2	2,187			2	I,091				

I	2	3	4	5	6	7	8	98	10	11	12
5	2,124	7	2,121	7	2,14	3ш	1,061				
		2	2,054	10	2,07	2	1,031				
55	1,982			6	2,02	2	1,018				
		7	1,924	8	1,91	6ш	0,983				
10	1,896	9	1,896			3ш	0,9768				
7	1,863			4	1,83	2	0,9394				
6	1,804	6	1,807			2ш	0,9056				
3	1,753	4	1,734	5	1,74	3ш	0,8960				
3	1,695	4	1,693	2	1,68	2	0,8770				
3	1,650	2	1,662	4	1,64	2	0,8593				
4	1,605	3	1,601	1	1,60	1	0,8482				
		2	1,589	6	1,562	4ш	0,8361				
3	1,549	6	1,546	6	1,520	2ш	0,8250				
3	1,505	4	1,499			2ш	0,8170				
5ш	1,452	7	1,452			2	0,8088				
						2	0,7864				

Аналитик Э.Х.Хуршудян.

К а р б о н а т ы пространственно обычно тяготеют к участкам развития апатитовой и апатит-магнетитовой минерализации. На основании микроскопических исследований /табл. 19/ и данных спектральных анализов /фиг. 60/ среди карбонатов выделены следующие разности: кальцит, сидерит, доломит, магнезит, родохрозит, анкерит /?/; из переходных разностей /по диаграмме Кеннеди, 1947/: пистомезит, сидероплезит, марганесидерит.

Таблица 19

Оптическая характеристика карбонатов
и выделение их разностей

№ проб	Ассоциация, текстурные особенности	№	Название карбонатов	П р и м е с ь
1	2	3	4	5
583	Прожилок апатит-магнетитового состава	1,660	Кальцит	
47	—	1,658	—	

1	2	3	4	5
41	Прожилок апатит-магнетитового состава	I, 658	Кальцит	
56	"	I, 658	"	
351	"	I, 688	"	15% родохрозита
472	Прожилок карбоната	I, 720	"	35% "
271	Прожилок карбонат-магнетитового состава	I, 675	"	10% "
379	Брекчиевидная руда	I, 668	"	5% "
731	"	I, 660	"	
441	"	I, 658	"	
692	Андезит-дациты, метасоматически измененные	I, 658	"	
500	"	I, 660	"	
587	"	I, 658	"	
51	Прожилок апатит-магнетитового состава	I, 685	Доломит	
472	Прожилок карбоната	I, 712	"	
379	Брекчиевидная руда	I, 724	"	
274	Прожилок апатит-магнетитового состава	I, 714	Анкерит /?/	
601	"	I, 712	"	
245	Прожилок сульфидный	I, 720	Магнезит	
455	Прожилок апатит-магнетитового состава	I, 718	"	
270	Прожилок магнетит-карбонатного состава	I, 780	Родохрозит	40% кальцита
363	Прожилок апатитовый	I, 820	Манганосидерит	
281	Прожилок сульфидный	I, 780	Родохрозит	40% кальцита
360	Брекчиевидная руда	I, 820	Манганосидерит	
280	Прожилок апатит-магнетитового состава	I, 830	Сидерит	20% магнезита
455	"	I, 920	"	30% "
266	Прожилок апатитовый	I, 840	Сидероплезит	

I	2	3	4	5
74I	Прожилок карбонатный	I,820	Сидерит	
28I	Прожилок сульфидный	I,780	"-	50% магнезита
424	Брекчиевидная руда	I,820	"-	/пистомезит/ 30% магнезита
385	"-	I,840	Сидероплезит	
385	"-	I,820	Сидерит	30 % магнезита

Точность определения $\pm 0,002$.

К а л ь ц и т широко развит во всех типах руд и в различных минеральных ассоциациях. В большинстве случаев кальцит встречается в жильных, прожилковых и брекчиевидных рудах и выполняет пустоты в них.

В жилах и прожилках кальцит имеет желтовато-белый цвет, зернистое строение и ассоциирует со всеми установленными на месторождении минералами, но чаще - с апатитом, магнетитом, гематитом, пиритом, актинолитом, биотитом, скаполитом и т.д. Кальцит в основном цементирует кристаллы апатита, магнетита и скаполита, а с гематитом и пиритом часто дает концентрически-зональные колломорфные образования /фиг. I7/. В массивной магнетитовой руде кальцит замещает магнетит по зонам роста /фиг. II/.

В брекчиевидных рудах кальцит также представлен зернистым агрегатом и наравне с апатитом, магнетитом, скаполитом замещает цементирующий материал туфобрекчий, туфоконгломератов и брекчированных андезито-дацитов. Кроме отмеченных минералов, кальцит ассоциирует с сидеритом, доломитом, актинолитом, франколитом и т.д.

Поздний кальцит образует самостоятельные или совместно с гематитом и доломитом маломощные /до 0,2 см/ прожилки, которые пересекают зерна апатита, магнетита, скаполита и биотита /фиг. 50, 58/.

Развит на месторождении также и кальцит, образованный за счет освобожденного при скаполитизации основных плагиоклазов кальция в андезито-дацитах, глинистых песчаниках и глинах.

В пустотах кальцит представлен как зернистым агрегатом, так и хорошо образованными ромбоэдрическими кристаллами. Развита грани ромбоэдра /1011/. Кальцит не прозрачен, молочно-белого цвета и ас-

социрует с халцедоном, редко с апатитом.

Сидерит встречается реже кальцита и представлен в основном зернистым агрегатом, желтовато-бурого цвета. Он образует прожилки и брекчиевидные руды в ассоциации с апатитом, франколитом, магнетитом, гематитом, кальцитом, актинолитом, биотитом, скаполитом, пиритом и т.д., редко встречаются оолиты /фиг.19/.

Доломит характеризуется серовато-белым цветом с фиолетовым оттенком. Он имеет зернистое строение. Ассоциирует с теми же минералами, что и сидерит, кальцит, но в количественном отношении доломит уступает им. Доломит совместно с родохрозитом и сидеритом встречается в сульфидном прожилке в ассоциации с пиритом, магнетитом, псиломеланом, сфалеритом.

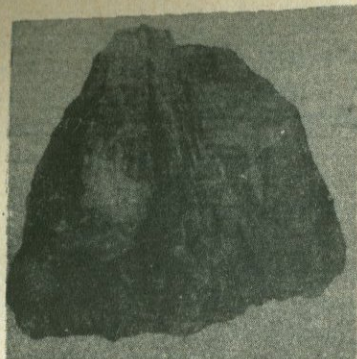
Родохрозит бледно-розовато-фиолетового цвета, макроскопически выделяется плохо, легче - в аншлифах. Ассоциирует родохрозит с магнетитом, пиритом, гематитом, апатитом, а также встречается в вышеотмеченном сульфидном прожилке.

Анкерит - самый редкий из карбонатных минералов. Установлен микроскопически в апатитовой, апатит-магнетитовых жилах и прожилках и характеризуется ромбоэдрической формой кристаллов. Редко отмечается замещение магнетита анкеритом /?/ (фиг. 13).

Так как анкерит трудно отличается от доломита даже оптически, то он выделен предположительно.

Арагонит в пределах месторождения выделен только в одной пробе и встречается совместно с апатитом, пироксеном, кальцитом и магнетитом. Представлен арагонит радиально-лучистыми, шестоватыми образованиями светло-желтоватого цвета с зеленоватым оттенком /фиг. 60/. Размеры арагонитовых кристаллов превышают 5 см. Показатель преломления $n_g = 1,683 \pm 0,002$; угол оптических осей $-2v = 18^\circ$. По времени образования апатит и пироксен являются более ранними, а кальцит и магнетит - поздними, чем арагонит. По данным спектрального анализа /табл.20/, арагонит содержит около 10 % Sr.

О наличии стронция в арагоните можно судить и по данным рентгенометрического анализа /табл. 21/.



Фиг. 60. Арагонит в метасоматически измененных андезито-дацитах. Обр.381 /скв.89, глуб.411м/, Нат.вел.

Для основных разностей карбонатов /кальцит, сидерит, доломит, магнезит, родохрозит/ составлены графики содержаний микроэлементов /фиг.61/, и поэтому во избежание повторений ниже приводятся основные геохимические черты, общие для всех карбонатов.

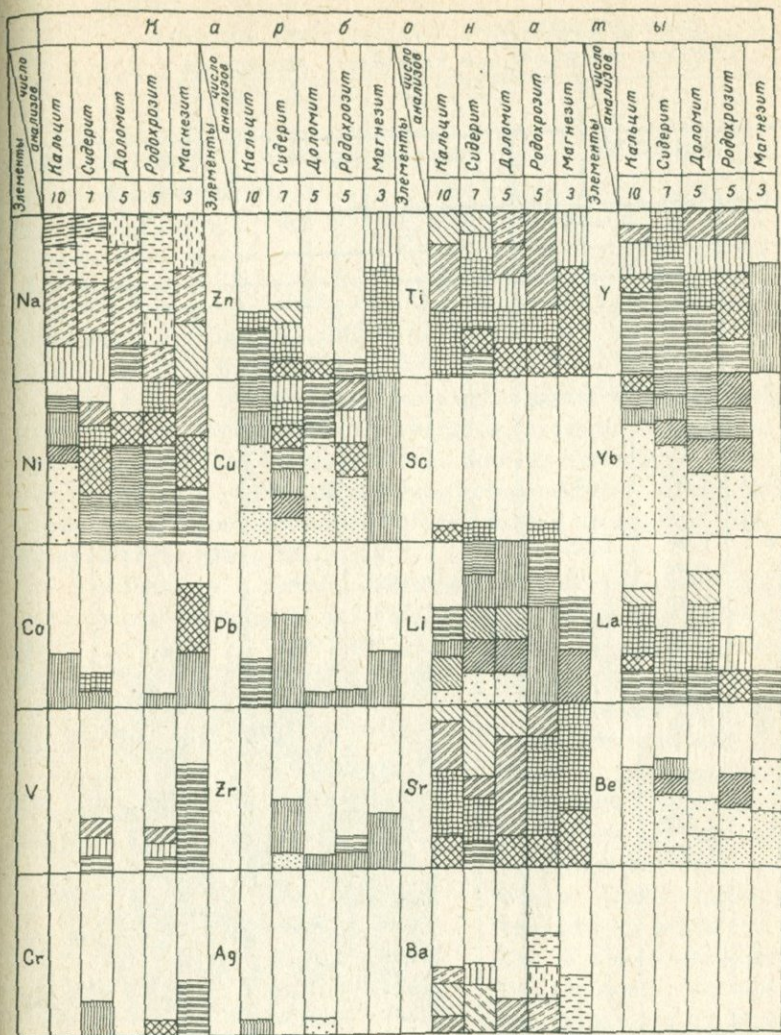
Геохимической особенностью карбонатов является бедность их элементами-примесями /фиг.61/. Так, из 35 проанализированных карбонатов Co отмечается только в 8 пробах в количестве 0,001-0,01%; Be установлен в 23 пробах /0,0001-0,001 %/; Pb -

в 11 пробах /0,001-0,003 %/; Zn - в 13 пробах /0,003-0,01 %/; Zr - в 11 пробах /0,001-0,003 %/; Cr - в 4 пробах /0,001-0,003 %/; V - в 8 пробах /0,003-0,03 %/; Sr - в 3 пробах /0,01 %/; Ag - в 2 пробах /0,0003 и 0,001 %/; Mo - в 1 пробе /0,0003 %/.

Таблица 20

Состав арагонита, по данным полуколичественного спектрального анализа

Элементы	Содержание в %	Элементы	Содержание в %	Элементы	Содержание в %
Si	0,03-0,1	Na	~0,001	Ag	~0,0001
Al	~0,1	Mn	0,003-0,01	Sr	≤10
Mg	≥0,03	Ti	~0,01	Li	~0,0006
Ca	≥10	Cu	≥0,0001	P	~0,1
Fe	~0,03				



Фиг. 61. Распределение элементов-примесей в карбонатах по данным полуколичественного спектрального анализа. /Условные обозначения см. фиг. 33-а/.

Таблица 2I

Рентгенографическая характеристика арагонита.
 /Условия съемки: $\text{Fe}_{\alpha, \beta}$ - излучение; экспозиция - 16 ч.;
 $D = 57,3$ мм; $d = 0,5$ мм/

Образец 380			Эталон арагонита			Эталон стронциани- та /интенсивн. линии/		
I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	$\frac{d_{\beta}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	$\frac{d_{\beta}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	$\frac{d_{\beta}}{n}$
I	2	3	4	5	6	7	8	9
2	(3,7I)	3,36	3	(3,76)	3,40			
			I	(3,607)	3,27			
8	3,37	(3,06)	9	3,39I	(3,074)	8	3,42	3,10
4	3,24	2,94	7	3,27	(2,964)			
			2	(2,98)	2,70I			
			I	2,862	(2,594)			
7	2,67	2,42	8	2,696	2,444			
			I	(2,598)	2,355			
6	2,46	2,23	7	2,478	2,246	10	2,45	2,22I
6	2,35	2,13	7	2,368	2,146			
3	2,32	2,10	5	2,327	2,110			
5	(2,17)	1,96	5	(2,189)	1,984	5	2,172	1,969
3	2,09	1,89	5	2,100	1,903	3	2,092	1,896
2	2,06	(1,87)						
10	1,96	(1,78)	10	1,97I	1,786	5	1,979	1,794
			I	(1,917)	1,737			
6	1,87	1,70	8	1,879	1,704	7	1,189	1,717
6	1,805	1,636	8	1,81I	1,64I	8	1,815	1,645
5	1,734	1,57I	9	1,738	1,576			
			5	1,722	1,56I			
			2	1,695	1,536			
			2	1,555	1,410			
			2	1,493	1,353			
			2	1,466	1,329			
I	1,407	1,275	3	1,408	1,276			
2	1,356	1,230	4	1,360	1,232			
3	1,258	1,140	2	1,26I	1,143	3	1,258	1,14I
4	1,235	1,120	5	1,238	1,122			
2	1,219	1,105	3	1,223	1,109			
3	1,203	1,090	4	1,205	1,093			

1	2 2	3 3	4	5	6	7	8	9
2	1,188	1,076	2	1,189	1,078			
3	1,170	1,060	3	1,171	1,061	4	1,170	1,061
			2	1,125	1,020			
			3	1,106	1,003			
			4	1,034	0,937			

Аналитик Э.Х.Хуршудян.

А к т и н о л и т довольно широко развит в рудах месторождения и тесно ассоциирует с магнетитом, апатитом, сидеритом, доломитом, кальцитом, кварцем и т.д. Кристаллический актинолит образует радиально-лучистый агрегат, бледно-зеленого цвета. Он волокнистый с хорошо видимой под микроскопом спайностью. Кристаллы актинолита достигают 1 см.

В ассоциации с апатитом актинолит образует радиально-лучистый агрегат размером до 4-5 см /фиг. 62/. По времени образования этот актинолит более поздний, чем апатит.



Фиг. 62. Апатит-актинолитовая порода. Обр.344 /скв.89, глуб. 109 м/. Нат.вел.

Актинолит образуется и за счет замещения пироксена: от пироксена иногда сохраняются реликты, а иногда наблюдается полное замещение вплоть до образования псевдоморфозы актинолита по пироксену /фиг. 63/. Процесс актинолитизации пироксена, как правило, начинается по периферии кристалла /фиг. 64/.

Наиболее поздними являются игольчатые кристаллы актинолита в кварце /фиг.

65/. В некоторых случаях актинолит замещается магнетитом, гематитом, в меньшей степени биотитом /фиг. 66, 30/.

Таблица 22

Химический состав актинолита / в % /

№ проб	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	F ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	F	S	H ₂ O	n.n. n.	F ₂ →O	Σ-(F ₂ →O)
75	49,19	1,89	14,98	13,72	4,11	7,14	0,89	0,38	0,36	0,84	0,02	0,10	0,02	2,14	2,72	0,04	99,45
379	54,76	0,31	16,79	12,65	5,00	8,21	0,60	0,04	0,22	0,19	0,11	0,15	0,05	1,12	0,62	0,06	100,64
274	52,40	-	15,00	14,44	5,70	8,42	0,45	0,75	0,20	0,26	-	0,15	-	1,84	1,00	0,06	100,62

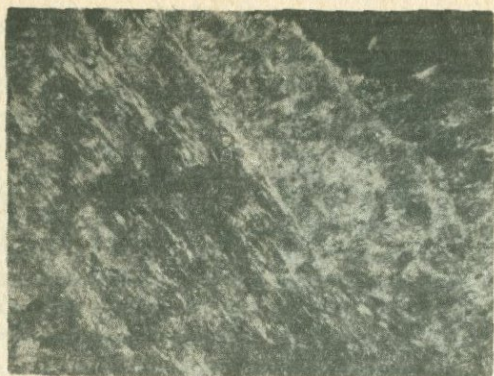
Аналитик В.А.Бабаян.

№ 75 (Ca_{2,19}Na_{0,26}K_{0,08})_{2,53} (Mg_{3,52}Fe⁺²_{0,83}Fe⁺³_{0,46}Ti_{0,09}Mn_{0,04})_{4,74} (Si_{7,47}Al_{0,55})_{7,8} O₂₂ [(OH)_{1,06}F_{0,05}O_{0,89}]₂.
 № 379 (Ca_{1,93}Na_{0,05}K_{0,10})_{2,08} (Mg_{3,55}Fe⁺²_{0,90}Fe⁺³_{0,52}Ti_{0,02}Mn_{0,03})_{5,02} (Si_{7,80}Al_{0,05})_{7,85} O₂₂ [(OH)_{0,55}F_{0,07}O_{1,40}]₂.
 № 274 (Ca_{2,26}Na_{0,13}K_{0,16})_{2,55} (Mg_{3,26}Fe⁺²_{1,03}Fe⁺³_{0,62}Ti_{0,02}Mn_{0,02})_{4,96} Si_{7,66} O₂₂ [(OH)_{0,9}F_{0,07}O_{1,03}]₂.

Таблица 23

Оптическая характеристика актинолита из различных типов руд и пород

№ проб	Тип руды и порода	Ng	Np	Ng-Np	№ проб	Тип руды и по- рода	Ng	Np	Ng-Np
75	Прожилковый	1,683	1,667	0,014	727	Брекчиевидный	1,680	1,660	0,020
379	"	1,671	1,652	0,019	357	"	1,680	1,660	0,020
274	"	1,684	1,665	0,019	447	"	1,685	1,667	0,018
479	"	1,689	1,671	0,018	500	Вкрапленный	1,654	1,635	0,019
					384	"	1,676	1,660	0,016
					774	"	1,690	1,670	0,020



Фиг. 63. Псевдоморфоза актинолита по пироксену. Шлиф 16I /скв.95, глуб.294 м/. Увел. 72. Ник. х.



Фиг. 64. Развитие актинолита по диопсиду с сохранением реликтов последнего. Шлиф 4II /скв. 67, глуб.152 м/. Увел. 30. Без анализатора.

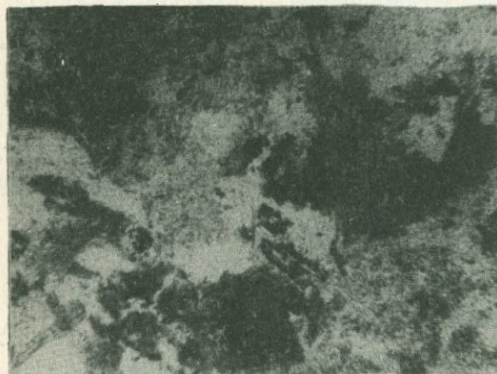
Из элементов-примесей в актинолите постоянными являются, по данным 8 спектральных анализов /фиг. 67/, Mn до 2 %; Ti, Na /0,6 %/; Zn /0,1 %/; V, Cu /до 0,03 %/; Pb, Ni /до 0,02 %/; Co, Li /до 0,01 %/; Zr, Yb /0,006 %/; в единичных пробах определены: Sc /0,03 %/; Ga /0,002 %/; в двух пробах установ-

Пересчеты химанализов показали /табл. 22/ близкие к теоретическим коэффициенты катионов и анионов в формуле. В катионной части расчетной формулы актинолита отмечается замещение кальция натрием и калием, а в анионной части - замещение

(ОН)анионом F /0,1% и в двух пробах - F 0,15%. Такое количество F не связано с включениями апатита, так как содержание P_2O_5 , по данным химанализов, отмечается только в двух пробах /0,02 и 0,1%, а в третьей вообще отсутствует. Эти содержания P_2O_5 намного меньше, чем соответствующие им содержания F в составе апатита. По данным химанализов, актинолиты отличаются и повышенным содержанием TiO_2 .



Фиг. 65. Игольчатый актинолит в кварце. Шлиф 396 /скв.88, глуб.200 м/. Увел. 30. Без анализатора.



Фиг. 66. Радиально-лучистый актинолит, по которому развит магнетит. Шлиф 737 /скв. 85, глуб.238 м/. Увел.30. Без анализатора.

диопсид и гиперстен главным образом изменены, причем по ним образуются тремолит, актинолит с сохранением реликтов диопсида /фиг. 64/, карбонаты.

В ассоциации с пироксеном отмечаются апатит, скаполит, магне-

лен Ge /0,0001 %/ и в одной - Ag /0,001 %/.

Показатели преломления исследованных актинолитов: $N_p = 1,635-1,660$ и $N_g = 1,654-1,676 \pm 0,002$, $N_g - N_p = 0,016-0,020$ /табл. 23/.

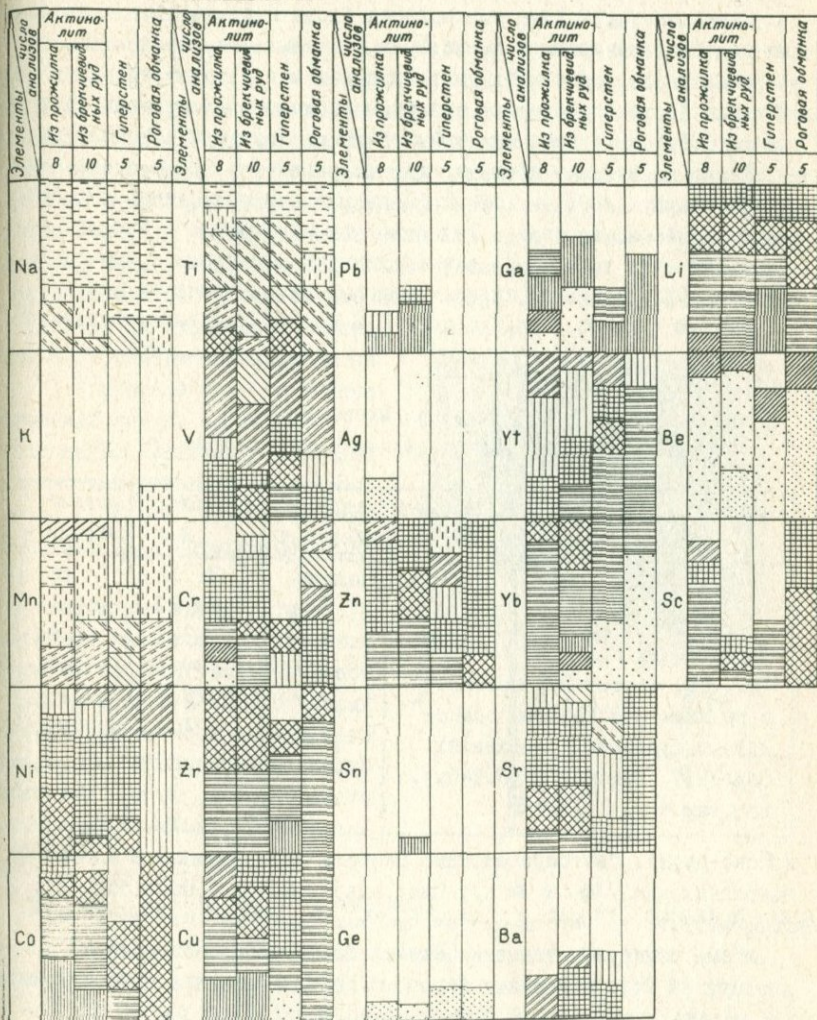
Из других минералов группы амфиболов развит тремолит, который макроскопически отличен от актинолита лишь более светло-зеленоватым цветом; менее распространены розовые обманки. Показатели преломления тремолита $N_g = 1,680-1,690$, $N_p = 1,665-1,671$; $N_g - N_p = 0,014-0,020$ /ферротремолит/.

П и р о к с е н ы.

Минералы группы пироксена представлены главным образом геденбергитом, гиперстеном, редко встречается и диопсид /фиг. 64/. Лишь совместно с апатитом и арагонитом отмечаются хорошо образованные кристаллы геденбергита, удлиненные по вертикали, темно-зеленого цвета, неизменные. А

тит, биотит и т.д. Произведены замеры показателей преломления геденбергита $n_g = 1,754$ и $n_p = 1,735 \pm 0,002$.

По содержанию элементов-примесей пироксены почти не отличаются от актинолита /фиг.67/.



Фиг. 67. Распределение элементов-примесей в актинолите, гиперстене и роговой обманке из различных типов руд по данным полуквантитативного спектрального анализа. /Условные обозначения см. фиг. 33-а/.

Биотит широко развит в рудах месторождения. Как породообразующий минерал он встречается крайне редко в андезито-дацитах; образование биотита здесь связано с процессами рудообразования, и он встречается совместно с магнетитом, актинолитом, кальцитом, доломитом, апатитом и т.д.

Как самостоятельные образования биотиты отмечаются в скаполит-карбонатных прожилках, которые, как было отмечено и выше, встречаются на самых различных глубинах и в довольно больших количествах. Часто встречаются собственно биотитовые прожилки мощностью до 0,8-1 см с незначительным количеством карбоната и скаполита. Такие биотитовые прожилки широко развиты в сарматских глинистых песчаниках и глинах. Как правило, контакт прожилка с вмещающими породами постепенный и осветленные зоны выражены довольно четко. Наиболее четко они выражены у зальбандов мономинеральных биотитовых прожилков /фиг.68/. Характерно отсутствие в биотитовых про-

жилках первичного магнетита, редко наблюдается магнетит, образованный за счет биотита.

Отмечаются случаи замещения биотита магнетитом, образование биотита на контакте доломита и магнетита /фиг. 16, 30/. Биотит часто образуется и за счет актинолита.

Биотит имеет вид хорошо образованных кристаллов таблитчатого габитуса. Размеры их не превышают 0,5 см в поперечнике. Цвет обычно коричневый, иногда буровато-коричневый; плеохроизм очень сильный, по N_p желтовато-коричневый, по $N_m = N_g$ темно-

красно-бурый. Светопреломление биотита определялось в плоскости базопинакоида $N_p = N_m$ /. Оно равно $1,602 \pm 0,002$ /обр. 71, 275, 362, 455/.

Нами обнаружен также и зеленый биотит, образовавшийся, по видимому, за счет изменения бурого биотита и имеющий на месторождении весьма ограниченное распространение.

По данным химанализа /табл.24/, в биотите установлено неко-

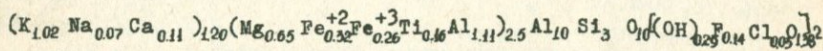
торое количество Na и Ca, которые, как принято считать, изоморфно замещают К; то же самое можно сказать относительно F, который изоморфно замещает (ОН). У.А.Дир, Р.А.Хауи и Дж.Зусман /1965/ появление фтора вызывают с повышенным содержанием Ti /2,9 %/ в биотите; геохимической особенностью изученных биотитов является наличие Cl в количестве 0,28 %. Такое количество хлора в биотите интересно и с той точки зрения, что наиболее высокое содержание Cl в количестве I, II % установлено в биотите из гранат-мусковит-кварцевого кристаллического сланца, округ Лем-хай, Айдахо, США /Lee, 1958/. Высокое содержание Cl установлено и в биотите из оторочки эпидотового прожилка в алогобров-вой скаполит-биотитовой породе /Д.И.Павлов, 1964/. Наличие хлора не связано с включениями апатита, так как содержание F_2O_5 в них, по данным химанализов, не установлено. К Корренс считает, что несмотря на значительные различия ионных радиусов (ОН) и Cl соответственно 1,33 и 1,81 Å /хлор входит в решетку биотита, замещая (ОН) .

Таблица 24

Химический состав биотита
из биотитового прожилка в глинистых отложениях

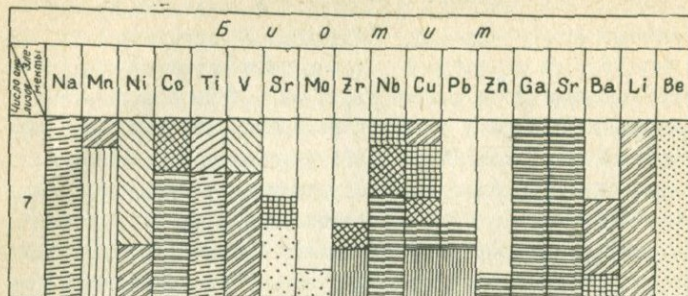
Элементы и окислы	Содержание в %	Элементы и окислы	Содержание в %	Элементы и окислы	Содержание в %
Si	41,87	Na ₂ O	0,55	Cl	0,28
Al ₂ O ₃	25,05	K ₂ O	10,00	F	0,70
MgO	6,12	MnO	0,04	S	-
CaO	1,44	TiO ₂	2,90	H ₂ O	1,24
Fe ₂ O ₃	4,75	V ₂ O ₅	-	n.n.n.	0,24
FeO	5,31	P ₂ O ₅	-		
				$F_2 + Cl_2 \rightarrow O$	0,35
				$F \rightarrow (F_2 + Cl_2 \rightarrow O)$	100,14

Аналитик В.А.Бабаян.



Из элементов-примесей постоянно присутствуют /фиг.69/: Na до 1 %; Ni, V до 0,06 %; Mn, Li, Cu до 0,03 %; Nb до 0,01 %; Co до 0,006 %; Sr, Ga 0,003 %; В до 0,0001 %; в

единичных пробах: Cr - 0,01 %; Pb, Zn - 0,003 %; Mo - 0,0003 % /только в одной пробе/.



Фиг. 69. Распределение элементов-примесей в биотите по данным полуколичественного спектрального анализа. /Условные обозначения см. фиг. 33-а/.

Кварц, халцедон, тридимит.

Кварц не образует крупных скоплений в рудах месторождения,



но все же встречается относительно часто. Он встречается совместно почти со всеми установленными на месторождении минералами, но, как правило, образуется на последних стадиях минералообразования.

В пустотах

встречаются друзы кварца. Размеры кристаллов небольшие /не более 0,2-

Фиг. 70. Кварц, переходящий в зонально развитый халцедон. Шлиф 46 /скв.92, глуб.210 м/. Увел. 72. Ник. х.

- 0,5 см/, прозрачные, бесцветные. Хорошо развиты грани призмы /1010/, ромбоэдров /1011/, остальные выражены не четко. Наиболее часто кварц зафиксирован при микроскопических исследованиях в виде зерен с неправильными очертаниями.

Наибольшее развитие имеет скрытокристаллический, колломорф-

ный кварц-халцедон, который образует корки, почковидные образования, сферолиты радиально-лучистого строения, волокнистые сростки, выполняющие пустоты в массивной магнетитовой руде и прожилки; отмечается очень часто переход кварца в халцедон /фиг. 70/.



Фиг. 71. Апатитовые зерна /темно-серое/ окаймляются тридимитом волокнистого строения, который переходит в кварц. Шлиф 455 /скв. 69, глуб. 251 м/. Увел. 160. Ник. х.

В одной пробе выявлены образования шаровидной формы бледно-сиреневого цвета с голубоватым оттенком /фиг. 71/; они состоят из тридимита $N_g = 1,44$ и апатита, что подтверждается данными спектрального и рентгенометрического анализов /табл. 25, 26/

Кварц и халцедон, по данным спектрального анализа, характеризуются наличием одинаковых микроэлементов /табл. 26/.

Таблица 25

Рентгенографическая характеристика тридимита с примесью апатита из апатит-магнетитового прожилка.
/Условия съемки: Fe_{β} -излучение; экспозиция - 9 ч.;
 $D = 57,3$ мм, $d = 0,5$ мм/

Образец 455		Эталон /Мо -ан- тикатод/		Образец 455		Эталон /Мо - антикатод/	
I	$\frac{d_{\lambda}}{n}$	I	$\frac{d_{\lambda}}{n}$	I	$\frac{d_{\lambda}}{n}$	I	$\frac{d_{\lambda}}{n}$
1	2	3	4	5	6	7	8
9	4,35	10	4,30			2	1,69
10	4,03	6	4,08	3ш	1,629	1	1,635
		9	3,81			1	1,598
		1	3,43	2ш	1,526	2	1,530

1	2	3	4	5	6	7	8
		1	3,21	3	1,444	1	1,439
8	2,99	3	2,96	1	1,429		
		1	2,80			3	1,392
9	2,50	4	2,49			2	1,360
4	2,27	2	2,305			2	1,305
5ш	2,07	1	2,08	1	1,242	2	1,244
3	1,90			2	1,200	3	1,192
2	1,863	1	1,84	1	1,140	2	1,153
				1	1,049	1	1,047

Аналитик Н.В.Ревазова.

Таблица 26

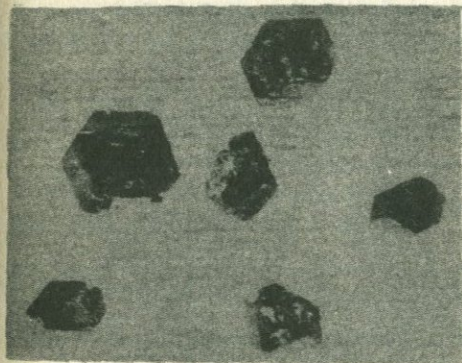
Состав кварца, халцедона, тридимита
по данным спектрального анализа

Элемент- ты	Х а л ц е д о н		К в а р ц	Тридимит
	479	442	671	455
1	2	3	4	5
Si	≥10	≥10	~10	≥10
Al	~0,3	0,1-0,3	1-3	≥0,03
Mg	0,1-0,3	≥0,1	0,3-1	≥0,03
Ca	≥1	≥1	0,1-0,3	~3
Fe	≤0,3	0,3-1	0,3-1	~0,3
Na	0,1-0,3	~0,1	~0,1	~0,03
Mn	≤0,03	0,03-0,1	0,0003-0,001	~0,1
Ni	0,0003-0,001	0,0003-0,001	0,001-0,003	-
Co	-	-	≤0,001	-
Ti	≥0,01	≤0,01	0,1-0,3	≤0,01
V	-	-	≤0,001	-
Cr	-	-	~0,003	≥0,001
Zr	-	-	0,001-0,003	-
Cu	~0,0003	0,0003-0,001	~0,003	~0,003
Sb	-	~0,01	-	-
Zn	≥0,01	≥0,003	-	≥0,01
Ga	-	-	≥0,0003	-

I	2	3	4	5
Y	0,001-0,003	~0,001	-	-
La	~0,003	~0,01	-	-
Ce	0,03-0,1	-	-	-
Sr	~0,003	~0,003	0,003-0,01	~0,02
Ba	~0,03	~0,03	≥0,01	~0,01
Li	0,0006-0,001	0,001-0,003	0,0006-0,001	-
Be	~0,0003	~0,001	-	~0,0001

Аналитик Р.О.Маякян.

Г р а н а т в пределах рудного поля имеет очень ограниченное распространение. Он образует маломощные прожилки /не более 1 см/ в метасоматически измененных андезито-дацитах, обнажающихся в сухом ручье в 200 м к востоку, юго-востоку от траншеи.



Фиг. 72. Кристаллы граната из гранатового прожилка в андезито-даците.

Прожилки прослеживаются всего на 0,6 м. Контакт гранатовых прожилков с вмещающими породами осуществляется через лимонитизированную полоску, связанную, по всей вероятности, с интенсивным выветриванием гранатов. Прожилки выполнены почти мономинеральным гранатом ромбододекаэдрического габитуса. Размеры кристаллов не более 2 мм в поперечнике. Они темного бурого и коричневого цветов /фиг. 72/. В прожилке

в незначительном количестве отмечаются магнетит, кальцит, пироксен. По химанализам в этих гранатах установлены до 2,3 % Na и 0,6 % Ti /табл. 27/.

Судя по химанализу, рентгенометрическому /табл. 28/, спектральному анализам /табл. 29/ и показателям преломления / $n_D^{20} > 1,840$ / гранаты в прожилках представлены андрадитом.

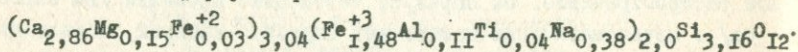
Таблица 27

Химический состав граната из прожилка
в метасоматически измененных андезито-дацитах

Элементы и окислы	Содержание в %	Элементы и окислы	Содержание в %	Элементы и окислы	Содержание в %
SiO ₂	37,20	FeO	0,34	S	н.о.
Al ₂ O ₃	1,15	Na ₂ O	2,30	H ₂ O	0,10
MgO	1,18	K ₂ O	0,18	п.п.н.	2,00
CaO	37,37	MnO	0,04	Σ	99,58
Fe ₂ O ₃	23,12	TiO ₂	0,60		

Аналитик А.Г.Петросян.

Расчетная формула граната:



Единичные кристаллы граната аналогичного облика и состава /табл.29/ выявлены в брекчиевидной руде в апатит-магнетитовом прожилке в ассоциации с актинолитом, доломитом, апатитом, магнетитом и т.д.

Таблица 28

Рентгенографическая характеристика граната
из прожилка в андезито-дацитах.

/Условия съемки: Fe_{α,β} - излучение; экспозиция - 17 ч.;
D = 57,3 мм, d = 0,45 мм/

Образец 68I			Эталон /Cu- антикатод/		Образец 68I		Эталон /Cu - антикатод/	
I	$\frac{d_\alpha}{n}$	$\frac{d_\beta}{n}$	I	$\frac{d_\alpha}{n}$	I	$\frac{d_\alpha}{n}$	I	$\frac{d_\alpha}{n}$
			3	4,27				
3	(3,35)	3,08	3	(3,337)	6	I,118	7	I,119
7	(3,09)	2,76	8	3,026	6	I,098	7	I,099
10	2,71	2,457	10	2,707		0,995	3	(I,082)
			3	2,567			7	I,065
8	2,474	2,243	7	2,462			I	I,031
3	2,375	2,153	4	2,378			5	I,004
3	2,202	I,995	3	2,210			5	0,990
7	I,956	I,773	5	I,962			8	0,978

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
			4	1,912				1	(0,962)
I	1,904	1,726						2	0,934
I	1,844	1,672	2	1,857				2	(0,915)
4	1,775	1,609	4	1,789				3	0,907
			3	1,738				6	0,898
			1	1,702				5	0,888
7	1,673	1,516	7	1,659				5	0,870
			2	1,644				1	0,860
10	1,611	1,461	10	1,611				2	0,853
3	1,506	1,365	4	1,509				1	0,847
			2	(1,458)				4	0,835
			3	1,425				5	0,8264
5	1,348	1,222	6	1,348				9	0,8190
5	1,311	1,188	6	1,315				4	0,8184
5	1,281	1,161	6	1,284				2	0,8143
			1	1,242				3	0,8087
			4	1,219				2	0,8026
			2	1,182				2	0,7974
			1	1,152				1	0,7937
			1	1,130					

Аналитик Н.В.Ревазова.

Таблица 29

Состав граната по данным полуколичественного
спектрального анализа

Эле- мен- ты	С о д е р ж а н и е в %		Эле- мен- ты	С о д е р ж а н и е в %	
	из гранат- тового прожилка	из брекчиевидной руды		из гранато- вого про- жилка	из брекчие- видной руды
I	2	3	4	5	6
Si	≥10	3-10	Cr	~0,01	~0,001
Al	3-10	3-10	Zr	0,003-0,01	0,001-0,003
Mg	0,3-1	~1	Cu	~0,003	~0,001
Ca	≥10	3-10	Zn	0,003-0,001	0,003-0,01

1	2	3	4	5	6
Na	I-3	≥ I	Ga	0,00I-0,003	~0,0003
K	~0,I		Y	≥0,003	≤0,00I
Mn	0,03-0,I	≥0,03	La	0,0I-0,03	≤0,0I
Ni	~0,00I	≥0,003	Sr	~0,03	~0,0I
Co	~0,00I	-	Sc	~0,003	≤0,003
Ti	0,3-I	0,I-0,3	Ag	~0,0003	-
V	~0,05	0,0I-0,03	Ba	0,0I-0,03	≥0,003

Аналитик Р.О.Манукян.

Турмалин относится к числу редких минералов. Он присутствует в измененных глинах. Представлен турмалин мелко-кристаллическим /0,5 мм/, радиально-лучистым агрегатом черного цвета. Встречается турмалин в ассоциации с актинолитом, пиритом, скаполитом и т.д. К сожалению, судить об условиях образования этого минерала только на основании имеющегося материала не представляется возможным. У.А.Дир, Р.А.Хауи и Дж.Зусман говорят о вероятном наличии бора как в самих глинистых отложениях, так и о вероятной его мобилизации из боратов соленосной толщи.

Спектральные /табл. 30/ и рентгенометрические анализы /табл. 3I/, а также замеры показателей преломления / $n_g = 1,664$ / говорят о принадлежности данного турмалина к железистым разновидностям.

Таблица 30

Состав турмалина из глинистых отложений,
по данным полуколичественного спектрального анализа

Элементы	Содержание в %	Элементы	Содержание в %	Элементы	Содержание в %
Si	3-10	Ti	0,03-0,I	Yb	0,00I-0,003
Al	3-10	V	0,03-0,I	La	~0,003
Mg	≥3	Cr	~0,0I	Li	≤0,003
Ca	0,3-I	Zr	~0,00I	Sr	0,03-0,I
Fe	3-10	Cu	0,0003-0,00I	Ba	0,03-0,I
Na	I-3	Zn	≥0,003	Be	0,000I-0,003
Mn	≥0,0I	Sn	0,003-0,0I	Se	0,03-0,I
Ni	0,0I-0,03	Ga	~0,003	B	≥I
Co	≥0,0I	Y	≥0,0I		

Рентгенографическая характеристика турмалина.

/Условия съемки: Fe_{β} - излучение; экспозиция - 27 ч.; $D = 57,3 \text{ мм}$, $d = 0,5 \text{ мм}$ /

Образец 746			Эталон			Образец 746			Эталон	
I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	$\frac{d_{\beta}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	$\frac{d_{\beta}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	$\frac{d_{\beta}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
I	4,63	4,22	8	6,5		6	I,588	I,440	7	I,598
			2	5,7		2	I,527	I,384	2	I,532
			2	5,1		5	I,504	I,364	6	I,510
			2	4,6					4	I,487
			6	4,29		6	I,458	I,321	7	I,459
2	4,14	3,75							4	I,433
4	3,96	3,56	7	3,99		6	I,407	I,276	7	I,414
4	3,46	3,13	8	3,48		5	I,357	I,230	6	I,362
3	(3,25)	2,92	4	(3,29)	2,98	5	I,332	I,207	7	I,333
7	2,96	(2,68)	8	2,98		5	I,310	I,188	7	I,315
3	(2,83)	2,56	4	(2,85)	2,58	6	I,280	I,160	6	I,279
10	2,574	(2,32)	10	2,59					4	I,244
5ш	2,373	2,151	4	2,39		2ш	I,238	I,122	4	I,233
			4	2,35		4	I,184	I,073	5	I,187
3	2,254	2,044	2	2,26		4	I,163	I,062	2	I,179
3	2,179	I,975	4	2,19		4	I,153	I,045	4	I,164
2-4	2,108	I,911	4	2,12		2	I,140	I,033	6	I,154
8ш	2,033	I,843	6	2,05		2	I,128	I,023	5	I,131
			6	I,93					4	I,116
7ш	I,908	I,729	4	I,90		2	I,099	0,996	4	I,101
			4	I,86		I	I,085	0,984	4	I,088
I	(I,83)	I,669	4	(I,83)	I,66				2	I,082
			2	I,81		2	I,068	0,968	2	I,067
			2	I,77					4	I,057
I	I,745	I,582	2	I,74		2	I,043	0,945	2	I,046
			2	I,70		3ш	I,033	0,936	8	I,033
5	I,669	(I,50)	8	I,66					8	I,022
3	I,637	(I,48)	2	I,65					5	I,007

Аналитик Э.Х.Хуршудян.

Пироморфит, как и браунит, обнаружен только в шлихе /одно зерно/ и представлен кристаллом с хорошо образованными призматическими гранями /10 $\bar{1}$ 0/, темно-серого цвета. Пироморфит установлен рентгенометрическим анализом /табл. 32/.

Таблица 32

Рентгенографическая характеристика пироморфита.

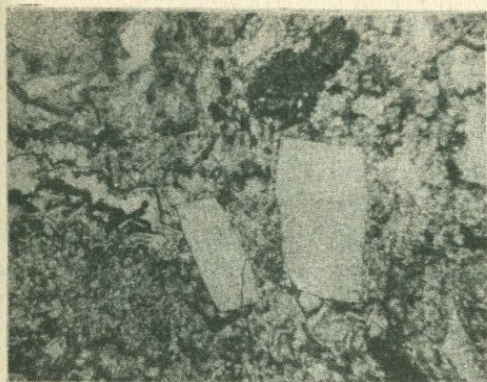
/Условия съемки: Fe α_{β} -излучение; экспозиция - 40 ч;

D = 57,3 мм; d = 0,5 мм/

Шлих № I			Эталон / Cu - антикатод /			Шлих № I			Эталон / Cu - антикатод /	
I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	$\frac{d_{\beta}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	$\frac{d_{\beta}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	$\frac{d_{\beta}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
			7	3,95		2	1,497	(1,356)	9	1,486
			5	3,65		3	1,469	1,332		
2	3,29	2,98				2	1,435	1,301		
3	3,13	2,84	7	(3,19)	2,88	5	1,406	1,274		
10	2,92	2,64	10	2,92		3	1,396	1,265		
7	2,77	2,51	5	2,78		1	1,364	1,236	2	1,373
2	2,62	2,41				2	1,323	1,196		
1	2,55	2,31				3	1,312	1,189	7	1,318
6дв.	2,51	2,28				4	1,282	1,153	9	1,292
6	2,46	2,23				3	1,239	1,123		
			5	2,34		4	1,227	1,112	7	1,227
2	(2,26)	2,05							2	1,202
2	2,179	1,975	6ш	2,14		2ш	1,171	1,061	2	1,184
3	2,094	1,898				2ш	1,147	1,039	5дв.	1,158
3	1,998	1,811	7	2,01		2	1,127	1,021	5	1,126
			6	1,963		2	1,109	1,005		
2-3	1,925	1,745	7	1,913		2	1,100	0,997		
2	1,864	1,689	7	1,877		2-3	1,080	0,979	5	1,082
4	1,817	1,647	7	1,814		4ш	1,070	0,970		
4	1,723	1,561				2ш	1,059	0,959	6	1,060
2	1,694	1,536				2	1,049	0,951	6	1,046
2	(1,651)	1,497	2	1,643		2	1,043	0,945		
5ш	1,607	1,456	5	1,600		2	1,036	0,939	6	1,032
			5	1,563		2	1,022	0,931	7	1,015
			9	1,520						

Аналитик Н.В.Ревазова.

Б а р и т представлен кристаллами таблитчатого габитуса молочно-белого цвета с желтоватым оттенком /фиг. 73/. Кристал-



Фиг. 73. Таблитчатые кристаллы барита /светлое/ цементируются коллоидным кальцитом. Шлиф 450 /скв.69,глуб. 197 м/. Увел.30. Ник. х.

лический барит развивается в пустотах в метасоматически измененном, лимонитизированном андезито-даците. Наиболее четко развиты грани /001/. Отличаются эти бариты почти полным отсутствием элементов, обычно замещающих барий: Са, Sr и т.д./табл. 33/. Показатели преломления также соответствуют чистому бариту / $n_g = 1,648$, $n_p = 1,636$, $n_g - n_p = 0,012$, точность определения $\pm 0,002/$.

Таблица 33

Элементы	С о д е р ж а н и е в %		
	443	692	213
Si	0,3-1	0,03-0,1	$\leq 0,1$
Al	0,03-0,1	0,03-0,1	0,03-0,1
Mg	~1	$\leq 0,1$	$\geq 0,01$
Ca	~10	1-3	0,1-0,3
Fe	1-3	~0,3	$\geq 0,3$
Na	$\geq 0,03$	0,01-0,03	$\geq 0,01$
Mn	0,3-1	~0,03	$\leq 0,03$
Ni	0,001-0,003	-	-
Co	-	~ 0,001	-
Pb	~0,001	-	-
Ti	0,01-0,03	$\geq 0,03$	~0,03
Zr	~0,001	0,001-0,003	0,001-0,003
Cu	~0,003	0,0001	~0,0001
Y	0,001-0,003	0,01-0,03	-

I	2	3	4
La	0,03-0,1	$\leq 0,1$	$\leq 0,1$
Ce	0,03-0,1	$\sim 0,1$	0,03-0,1
Str	≥ 1	~ 3	0,3-1
Ba	≥ 10	≥ 10	≥ 10
Be	$< 0,0001$	-	-

Аналитик Р.О. Манукян.

Барит из апатитовой жилы /обр. 692/ и прожилков состава апатит-магнетит /обр. 443/ отличается высоким содержанием Sr 1-3 %; Ca до 10 % /табл. 33/ и меньшим показателем преломления / $N_g = 1,644$, $N_p = 1,634$, $N_g - N_p = 0,010$, точность определения $\pm 0,002$ /.

Барит в прожилках ассоциирует с кальцитом, доломитом, пиритом, магнетитом, кварцем и т.д. По времени образования барит опережает карбонаты. Последние цементируют зерна барита и кристаллизуются вокруг него, давая колломорфные ритмично-зональные образования /фиг. 73/.

Флюорит имеет весьма ограниченное распространение и

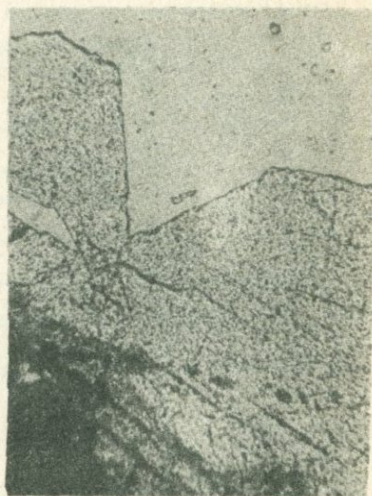


Фиг. 74. Псевдоморфоза флюорита по радиально-лучистому актинолиту. Шлиф 450 /скв. 69, глуб. 197 м/. Увел. 30. Без анализатора.

представлен зернистым агрегатом, бледно-фиолетового цвета. Микроскопические исследования показывают, что флюорит встречается в ассоциации с апатитом, кварцем, магнетитом, кальцитом, актинолитом, биотитом и т.д.

Флюорит замещает актинолит с сохранением радиально-лучистой кристаллической формы и плагиоклаз - с образованием псевдоморфоз по призматическим кристаллам.

Как самостоятельное образование флюорит встречается совместно с апатитом и кварцем, где он характеризуется квадратным сечением кристаллов /фиг. 76/.



Фиг. 75. Развитие флюорита по плагиоклазу. Шлиф 327 /скв.91, глуб. 302 м/. Увел. 72. Ник.х.

Фиг. 76. Флюорит /светлое/ выделяется позже апатита /серое/. Шлиф 45 /скв. 92, глуб. 177 м/. Увел. 30. Без анализатора.

Содержание элементов-примесей приводится в таблице 34

Таблица 34

Состав флюорита из апатит-магнетитового прожилка по данным полуколичественного спектрального анализа

Элементы	Содержание в %	Элементы	Содержание в %	Элементы	Содержание в %
Si	0,1-0,3	Mn	0,003-0,01	La	0,03-0,1
Al	0,1-0,3	Ti	0,03-0,1	Sr	0,003-0,01
Mg	~1	Cr	~0,001	Li	~0,003
Ca	≥10	Cu	~0,0003	P	≤0,3
Fe	~0,3	Na	≥0,01	CaF	0,3-1

А л у н и т установлен лишь в единичных пробах совместно с кальцитом, сидеритом, доломитом, актинолитом, биотитом, пиритом, скаполитом и т.д. в апатит-магнетитовом прожилке среди метасоматически измененных андезитов-дацитов. Представлен алуни-тонкозернистыми образованиями белого цвета с желтоватым оттенком. Показатели преломления алуни-та - $n_g = 1,590$; $n_p = 1,574 \pm 0,002$. Спектральные анализы показали, что из элементов, замещающих К, в небольшом количестве отмечается Na до 1 % /табл. 35/.

Таблица 35

Состав алуни-та по данным полуколичес-
венного спектрального анализа

эле- мен- ты	Содержание в %		эле- мен- ты	Содержание в %	
	метасоматич. изм. анд.-дац.	Апатит- магнетит. прожилок		метасоматич. изм. анд.-дац.	Апатит-магне- тит. прожилок
Si	≥ 1	1-3	Cr	$\geq 0,01$	$\geq 0,01$
Al	~ 10	3-10	Ga	$\geq 0,003$	0,003-0,01
Mg	$\sim 0,1$	$\leq 0,1$	La	$\sim 0,1$	0,003-0,01
Ca	0,1-0,3	0,1-0,3	Zr	$\geq 0,001$	0,001-0,003
Fe	$\sim 0,3$	$\geq 0,3$	Sr	0,1-0,3	0,1-0,3
Na	~ 1	~ 1	Ba	0,03-0,1	0,03-0,1
K	3-10	3-10	Li	$\sim 0,003$	$\sim 0,003$
Mn	0,001-0,003	$\sim 0,01$	Cu	$\geq 0,001$	$\geq 0,001$
Ni	$\geq 0,0003$	0,001-0,003	Pb	0,001-0,003	$\leq 0,003$
Co		$\sim 0,001$	P	0,1-0,3	0,1-0,3
Ti	$\geq 0,1$	0,1-0,3	Be	$\sim 0,0001$	$\sim 0,0001$
V	$\geq 0,03$	$\geq 0,03$			

Аналитик Р.О.Манукян.

Алуни-т образуется в результате переработки полевых шпатов сернокислыми гидротермальными растворами, обогащенными калием. Алуни-т был определен и рентгенометрическим анализом •/табл.36/.

Таблица 36

Рентгенографическая характеристика алуни-
из апатит-магнетитового прожилка.

/Условия съемки $\text{Cu}_{\alpha, \beta}$ - излучение; экспозиция - 9ч.;

$D = 57,3 \text{ мм}$, $d = 0,5 \text{ мм/}$

Образец 802		Эталон		Образец 802		Эталон	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
6	4,94	3	5,68	9	1,488	7	1,501
		1	(5,37)			9	1,489
		7	4,91			1	1,454
		1	4,30			6	1,418
4	3,47	2	(3,82)	4	1,381	8	1,382
		8	3,48	2	1,367	6	1,366
5	3,25	2	3,326	2	1,330	1	1,327
		7	3,270	3	1,318	3	1,314
10	2,96	1	3,121	8	1,283	2	1,291
		10	2,970			10	1,283
1	2,86	3	2,838	6	1,206	2	1,254
3	2,50	4	(2,502)			10	1,205
7	2,258	2	2,455	2	1,198	3	1,197
		9	2,267	6	1,165	2	1,181
2	2,201	5	2,199			1	1,167
4	2,097	7	2,088	5	1,145	7	1,162
9	1,987	1	2,007			6	1,146
		3	(1,913)	4	1,104	6	1,135
		10	1,891			1	1,200
		2	1,812	5	1,083	7	1,103
10	1,741	10	1,738	2	1,051	8	1,084
5	1,644	1	1,659			1	1,079
		8	1,639	4	1,037	5	1,053
3	1,566	4	1,561			2	1,041
		1	1,534	3	1,008	8	1,037
		1	1,518				

Аналитик Э.Х.Хуршудян.

Т а л ь к встречен только в апатит-магнетитовом прожилке в ассоциации с апатитом, франколитом, магнетитом, доломитом, кальцитом, в меньшей степени кварцем и т.д. Макроскопически - это мелкочешуйчатый агрегат салатого цвета, отдельные чешуйки которого имеют буроватый оттенок. Под микроскопом выявлен



мелкочешуйчатый агрегат талька, по контурам ожелезненный, вследствие чего даже в шлифе ощущим желтоватый оттенок /фиг. 77/. Показатели преломления талька: $n_g = 1,583$; $n_p = 1,542 \pm 0,002$.

По данным спектрального анализа, из элементов-примесей в тальке установлены до десятых и сотых долей процента Mn, Ni, Ti /табл. 37/.

Фиг. 77. Развитие талька в кальцит-магнетитовом прожилке. Шлиф 40 /скв.92, глуб. 161 м/. Увел. 30. Без анализатора.

Таблица 37

Состав талька из апатит-магнетитового прожилка, по данным полуколичественного спектрального анализа

Элементы	Содержание в %	Элементы	Содержание в %	Элементы	Содержание в %
Si	≥ 10	Mn	0,3-1	Cu	0,003-0,01
Al	$\geq 0,1$	Ni	$\sim 0,01$	Zn	$\geq 0,003$
Mg	≤ 10	Co	0,001-0,003	Y	$\sim 0,001$
Ca	1-3	Ti	$\geq 0,03$	Sr	0,003-0,01
Fe	≥ 3	V	$\sim 0,003$	Li	0,001-0,003
Na	0,1-0,3	Cr	$\geq 0,003$	Be	$\leq 0,0003$

Аналитик Р.О. Манукян.

Из многочисленных способов образования талька наиболее приемлемым для Абовянского месторождения является образование его в

результате замещения актинолита в условиях углекислого метасоматоза и при низкой температуре.

Гидрослюды в рудах месторождения имеют небольшое распространение. Они наблюдаются в виде чешуйчатого агрегата, белого, бледно-зеленого цветов, под микроскопом иногда заметен буроватый оттенок. Гидрослюды встречаются совместно с апатитом, кальцитом, доломитом, сидеритом, магнезитом, пироксеном, актинолитом, магнетитом, пиритом, биотитом и т.д. Гидрослюды присутствуют в прожилках состава апатит-магнетит, пирита, в интенсивно измененных андезито-дацитах, глинистых песчаниках, глинах, туфобрекчиях и туфоконгломератах.

Гидрослюды образуют мелкочешуйчатый агрегат, что затрудняет определение их оптических констант, и поэтому произведены замеры показателей преломления только для трех проб /табл.38/.

Таблица 38

Оптическая характеристика гидрослюд

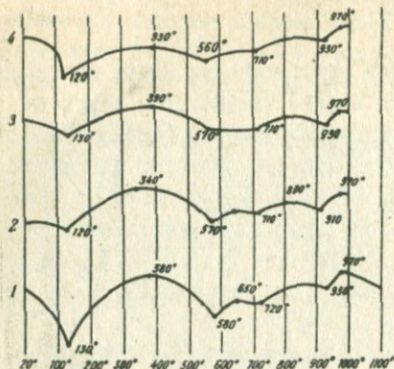
№ проб	Ng	Np	Ng - Np	Змещающие породы
834	I,571	I,544	0,027	Метасоматически измененные андезито-дациты
422	I,572	I,549	0,023	"
357	I,574	I,549	0,025	Туфобрекчии

Точность определения $\pm 0,002$.

Из элементов-примесей в гидрослюдах постоянно присутствуют Zr , Cu , Ga , Ba , Li , а также в двух пробах установлено Ag 0,0001 %, Mo 0,0003 %, Sn 0,0003 % /табл. 39/.

Экспериментально установлено, что для образования гидрослюд как гидротермальным путем, так и осадочным благоприятна щелочная среда и высокая концентрация Al и K /У.А.Дир, Р.А.Хауи и Дж. Зусман, 1965/. По нашим представлениям, источником обогащения гидротермального раствора калием можно считать соли калия в соленосной толще. Гидрослюды и каолиниты установлены и термическим анализом /фиг. 78/.

Каолинит не отличается широким развитием. Он пред-



Фиг. 78. Кривые нагревания каолинита и гидрослюд. 1/ Обр. 322 из метасоматически измененных андезито-дацитов, нагретых в течение 50 мин. до 1000° . 2/ Обр. 391 из оруденелых туфобрекчий и туфоконгломератов, нагретый в течение 20 мин. до 970° . 3/ Обр. 772 из сульфидного прожилка, нагретый в течение 10 мин. до 970° . 4/ Обр. 766 из апатит-магнетитового прожилка, нагретый в течение 20 мин. до 970° .

$=1,558$ и $N_g = 1,562 \pm 0,002$.

Из элементов-примесей наибольшее содержание отмечено для K /1-3 %/, меньше- Fe /0,3-3 %/; Na , Ca , Mg /0,3-1 %/, аналогично гидрослюдам, но в отличие от многих других минералов месторождения отмечается Mo в количестве 0,0003 %.

IV. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ РУД И МИНЕРАЛОВ

Установление закономерностей распределения элементов-примесей в рудах имеет большое практическое значение. Полученные дан-

ставлен тонкочешуйчатым агрегатом, макроскопически молочно-белого, бледно-желтоватого цветов. Каолинит встречается совместно со скаполитом, пиритом, магнетитом, апатитом, актинолитом, кальцитом, доломитом, сидеритом и т.д. в прожилках и метасоматически измененных андезито-дацитах, туфобрекчиях и туфоконгломератах, где, как предполагают многие исследователи, он может образоваться за счет цементирующего материала. Наиболее часто каолинит образуется по скаполиту и основным плагиоклазам.

Каолинизация рассматривается как завершающий этап гидротермального процесса. Она происходит в условиях низких температур при воздействии кислых вод, содержащих главным образом CO_2 , на алюмосиликаты и силикаты алюминия.

Показатели преломления каолинита следующие: $N_p =$

ные могут помочь при решении вопросов, касающихся генетической связи оруденения с тем или иным комплексом изверженных пород и особенностями генезиса минералов. Особый интерес представляют элементы-примеси, используемые в качестве элементов-индикаторов для петрогенетических и геохимических целей.

Исследования основывались на большом числе химических, количественных и полуколичественных спектральных анализов. Использовано значительное число анализов из работы М.А.Аракеяна, Ш.А.Арутюняна, К.Г.Саркисяна. Количество установленных элементов-примесей /не считая кальция, магния, железа, кремния, алюминия, которые часто также являются примесями/ составляет 28 /табл. 39/. Подробная характеристика их приводится ниже. В этой главе рассматриваются не только элементы-примеси, но и основные рудообразующие элементы, а также элементы, которые играли важную роль в процессе рудообразования. Изучение последних основано на данных химических анализов. Результаты химанализов подвергнуты обработке методом математической статистики: а/ рассчитаны средние арифметические логарифмов содержаний основных окислов / CaO , P_2O_5 , FeO и из элементов-примесей - TiO_2 / по формуле:

$$\lg \bar{X} = \frac{\lg X_1}{N}$$

где $\lg X_1$ - значения содержаний окислов,

N - число определений;

б/ рассчитаны коэффициенты корреляции между окислами Fe_2O_3 - P_2O_5 , Fe_2O_3 - CaO , Fe_2O_3 - FeO , Fe_2O_3 - TiO_2 , CaO - P_2O_5 по формуле/Фиг. 79-А и Б/:

$$r^{\%} = \frac{XY \times X \times Y}{Sx \times Sy} .$$

Ж е л е з о входит в состав очень многих минералов, выявленных в рудах месторождения /актинолит, биотит, гидрослюда, карбонаты, гематит, магнетит, пирит и т.д./.

Железо, как элемент-примесь, спектрографически установлено во всех проанализированных 224 тщательно отобранных пробах почти в одинаковых количествах /0,3-1 %/, с очень редким отклонением в ту или иную сторону /табл. 39/. Во всех карбонатах, кроме каль-

х/

Подробное объяснение расчета коэффициента корреляции приводится в разделе "Геохимия редкоземельных элементов".

Таблица 39

Распределение элементов-примесей в различных минералах,
по данным полуколичественного спектрального анализа

№ п.п.	Минералы	Текстура	Число анализов	S1	Al
1		Прожилковая	9	0,06-1/9	0,003-0,06/9
2		Брекчиевидная	12	0,06-1/12	0,01-0,2/12
3		Жильная	6	0,06-1/6	0,02-0,6/6
4		Массивная	8	0,3-1/8	0,01-1/8
5	Франколит		8	0,3-2/8	0,06-0,6/8
6	Кальцит		10	0,02-1/10	0,1-1/10
7	Сидерит		7	0,02-1/7	0,1-1/7
8	Доломит		5	0,6-1/5	0,6-0,3/5
9	Родохрозит		3	0,3-1/3	0,2-1/3
10	Магнезит		3т	0,6-2/3	0,06-0,3/3
11	Скаполит		11		
12	Каолинит		5		
13	Кварц		4		0,03-0,1/4
14	Барит		4	0,2-1/4	0,06-0,2/4
15	Гидрослюда		9		
16	Актинолит	Прожилковая	8		0,2-1/8
17		Брекчиевидная	10		0,6-2/10
18	Биотит		7		
19	Пирит		14	0,6-2/14	0,2-0,3/14
20	Гематит		6	0,06-2/6	0,03-0,3/6
21		Вкрапленная	6	0,6/6	0,1-0,6/6
22		Жильная	4	0,6-1/4	0,2-0,3/4
23		Массивная	14	0,6-1/14	0,06-0,2/14
24		Прожилково- брекчиевидная	35	0,6-1/35	0,06-0,3/35

Числитель - колебание содержаний элементов; знаменатель - число проб, в которых установлены эти элементы.

№ П.П.	Mg	Ca	Fe	Na	K
I	0,6-I/9		0,06-I/9	0,03-I/9	-
2	0,06-2/I2		0,1-2/I2	0,02-0,6/I2	-
3	0,6-I/6		0,1-I/6	0,3-I/6	-
4	0,02-2/8		0,6-I/8	0,3-I/8	-
5	0,6-2/8		0,6-I/8	0,6-I/8	-
6	0,3-3/I0		0,3-I/I0	0,02-I/I0	-
7	0,3-3/7		0,3-I/7	0,02-I/7	-
8				0,003-0,3/5	-
9				0,1-0,6/3	-
I0				0,06-0,1/3	-
II	0,6-I/II		0,6-2/II		0,3-3/9
I2	0,3-I/5		0,6-I/5	0,6-3/5	-
I3	0,06-0,6/4	0,03-I/4	0,1-0,6/4	0,001-0,1/4	-
I4	0,3-0,6/4	I-3/4	0,1-0,6/4	0,001-0,03/4	-
I5	0,6-2/9	0,6-2/9		I/9	-
I6				0,2-0,6/8	-
I7				0,2-0,6/I0	-
I8		0,1-I/7		I/7	-
I9	0,06-I/I4		0,06-0,6/I4	0,06-0,6/I4	-
20	0,3-2/6			0,1-0,3/6	-
2I	0,02-0,6/6	0,03-0,2/6		0,06-0,1/6	-
22	0,03-0,6/4	0,06-0,6/4		-	-
23	0,006-I/I4	0,06-0,6/I4		0,003-0,2/I4	-
24	0,02-0,6/35	0,03-0,6/35		0,02-0,3/35	-

№ п.п.	Mn	Ni	Co	Ti
I	0,02-0,6/9	0,0003/5	0,001-0,002/2	0,001-0,06/8
2	0,02-1/12	0,0003-0,002/2	0,001-0,002/2	0,001-0,03/12
3	0,01-0,6/6	0,0003-0,002/6	0,002/1	0,006-0,1/6
4	0,01-0,3/8	-	-	0,006-0,01/8
5	0,1-0,6/8	0,0003-0,002/8	0,001-0,003/3	0,02-0,03/8
6	3/10	0,0003-0,002/9	0,001/3	0,01-0,06/10
7	3/7	0,006-0,01/6	0,001-0,01/2	0,003-0,06/7
8	3/5	0,002-0,006/4	-	0,006-0,1/5
9		0,003-0,01/3	0,001/1	0,006-0,03/5
10		0,003-0,03/3	0,001-0,006/2	0,006-0,2/3
II	0,006-0,1/11	0,003-0,006/9	0,001/5	0,01-0,6/11
12	0,0001-0,01/5	0,002-0,01/5	0,001-0,003/5	0,06-0,3/5
13	0,006-0,6/4	0,0003-0,001/3	0,001/2	0,006-0,06/4
14	0,03-0,6/4	0,002-0,02/2	0,001-0,003/2	0,02-0,03/4
15	0,002-0,6/9	0,0003-0,01/9	0,001-0,002/7	0,1-0,6/9
16	0,1-2/8	0,006-0,02/8	0,001-0,01/8	0,06-0,6/8
17	0,1-2/10	0,006-0,03/10	0,001-0,006/9	0,1-0,3/10
18	0,02-0,03/7	0,03-0,06/7	0,003-0,006/7	1-2/7
19	0,006-0,06/14	0,01-0,06/14	0,006-3/14	0,006-0,2/14
20	0,002-0,1/6	0,002-0,006/6	0,006/1	0,003-0,03/6
21	0,02-0,2/6	0,03-0,06/6	0,003-0,02/6	0,2-0,6/6
22	0,06-0,3/4	0,02-0,1/4	0,006-0,02/4	0,3-3/4
23	0,03-0,2/14	0,03-0,6/14	0,003-0,2/14	0,06-0,6/14
24	0,01-0,2/35	0,006-0,06/35	0,003-0,03/35	0,01-1/35

№ п.п.	V	Cr	Zr	Cu
I	0,003-0,03/3	-	0,00I/4	0,000I-0,03/9
2	0,003-0,0I/5	-	0,00I/3	0,0006-0,0003/3
3	-	-	0,00I/3	0,000I-0,02/6
4	0,003/3	-	-	0,000I-0,003/8
5	0,003/2	-	0,00I/5	0,0003-0,003/8
6	-	-	0,00I/3	0,000I-0,002/I0
7	0,003-0,03/3	0,00I/2	0,000I-0,00I/4	0,000I-0,0I/7
8	-	-	0,00I/I	0,000I-0,003/5
9	0,003-0,03/3	0,006/I	0,00I/I	0,000I-0,03/5
IO	0,003/2	0,003/I	0,00I/I	0,00I/3
II	0,0003-0,03/8	0,0003-0,0I/II	0,00I-0,02/II	0,00I-0,02/II
I2	0,003-0,02/5	0,0003-0,0I/5	0,006-0,02/5	-
I3	0,00I-0,003/2	-	-	0,000I-0,0003/4
I4	-	-	0,00I-0,0I/4	0,00I/0,0I/4
I5	0,003-0,03/9	0,0003-0,03/9	0,00I-0,02/9	0,0006-0,02/9
I6	0,0I-0,03/8	0,0003-0,0I/8	0,003-0,006/8	0,00I-0,03/8
I7	0,006-0,06/I0	0,002-0,03/I0	0,003-0,006/I0	0,00I-0,0I/I0
I8	0,03-0,06/7	0,0003-0,0I/4	0,00I-0,006/3	0,00I-0,03/7
I9	-	-	0,00I/2	0,003-0,3/I4
20	0,003-0,02/3	0,003/I	0,00I-0,003/2	0,00I-0,0I/6
2I	0,1-0,2/6	0,003-0,0I/2	-	0,00I-0,006/6
22	0,2-0,6/4	-	-	0,003-0,0I/4
23	0,03-0,3/I4	-	-	0,0003-0,003/I4
24	0,006-0,6/35	0,0003-0,03/5	0,00I/I	0,0006-0,0I/30

№ п.п.	Pb	Zn	Sr	Ba
I	0,006-0,02/2	0,06/I	0,03-0,3/9	0,003-0,01/6
2	-	-	0,06-0,6/II	0,003-0,06/4
3	0,001-0,02/3	0,003-0,06/2	0,1-0,3/6	-
4	0,03/I	0,01/I	0,06-0,3/8	-
5	0,001-0,006/6	0,003-0,01/2	0,06-0,3/8	0,01-0,06/4
6	0,003/3	0,003-0,01/4	0,006-0,06/10	0,03-0,1/4
7	0,001/5	0,006-0,06/4	0,003-0,06/7	0,2-3/3
8	0,001/I	0,006/I	0,006-0,06/6	0,03/I
9	0,001/I	0,003/I	0,006-0,03/5	0,03/I
10	0,001/I	0,003/I	0,006-0,01/2	0,1-0,6/3
11	0,001-0,003/6	0,003/8	0,06-0,3/II	0,02-0,2/II
12	0,003/I	0,003-0,01/4	0,06-0,2/5	0,1-0,3/5
13	-	0,003/3	0,003-0,01/2	0,03/2
14	0,001/I	-	0,03-3/4	-
15	0,001-0,003/6	0,003/4	0,006-0,06/9	0,01-0,2/9
16	0,001-0,02/2	0,003-0,1/8	0,003-0,02/8	0,03/2
17	0,001-0,01/4	0,003-0,01/10	0,003-0,06/7	0,01-0,03/10
18	0,001-0,003/3	0,003/I	0,003-0,03/7	0,01-0,03/4
19	-	0,003-0,3/I4	-	-
20	0,001-0,01/3	0,003/5	0,03/I	-
21	-	0,003-0,006/4	-	-
22	-	0,006-0,02/3	-	-
23	-	0,003-0,01/9	-	-
24	0,001/I	0,0003-0,003/I7	-	0,01- 0,03/4

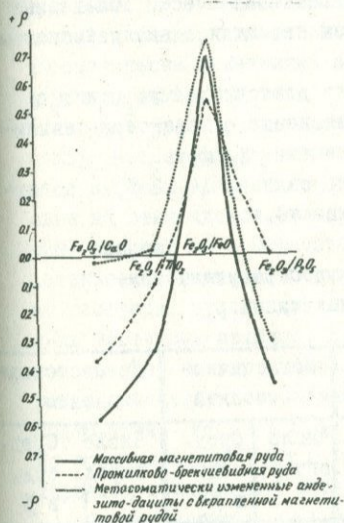
№ п.п.	Li	Mo	Ag	Ge	Ga
I	0,0003-0,01/6	-	0,0001/I	-	-
2	0,0006-0,0003/7	-	-	-	-
3	0,0006-0,002/2	-	-	-	-
4	-	0,01/I	0,001/I	-	-
5	0,0006-0,003/8	-	-	-	-
6	0,0003-0,003/6	-	0,001/I	-	-
7	0,0006-0,003/5	0,0003/I	-	-	-
8	0,0003-0,001/5	-	0,0003/I	-	-
9	0,001-0,003/5	-	-	-	-
10	0,0006-0,003/2	-	-	-	-
II	0,0006-0,01/II	0,0006/3	0,0003/I	-	0,001-0,006/II
12	0,003-0,01/5	0,0003/4	0,0001/I	-	0,002-0,003/5
13	0,0001-0,002/4	0,0006/I	0,001/I	-	0,001/I
14	0,0008/I	-	0,001/I	-	-
15	0,003-0,03/9	-	0,0001/2	-	0,001-0,006/9
16	0,0006-0,01/8	-	0,0001/2	0,0001/I	0,0003-0,002/5
17	0,002-0,01/10	-	-	0,0003/I	0,0003-0,001/7
18	0,03/7	-	-	-	0,003/7
19	0,0003-0,003/14	-	-	-	-
20	0,0003-0,0008/5	-	-	-	0,001/3
21	0,0006-0,002/6	-	-	-	-
22	0,0006-0,002/3	-	0,0003/I	-	0,002/I
23	0,0006-0,002/II	-	-	-	0,003/I
24	0,0003-0,003/32	-	-	-	-

№ п.п.	Be	Sc	Nb	Sn	Cd
I	0,000I/2	-	-	-	-
2	0,000I/I	-	-	-	-
3	0,000I-0,0003/2	-	-	-	-
4	0,000I/I	-	-	-	-
5	0,000I/4	0,006/I	-	-	0,003/I
6	0,000I/6	0,006/I	-	-	-
7	0,000I-0,00I/6	0,0I/I	-	-	-
8	0,000I-0,0003/4	-	-	-	-
9	0,000I-0,0006/5	0,0I/I	-	-	-
10	0,000I-0,0003/3	-	-	-	-
II	0,0003-0,0006/II	-	0,003/I	-	-
12	0,000I-0,0006/5	-	-	-	-
13	0,000I-0,002/4	-	-	-	-
14	0,000I-0,0006/2	0,003/I	-	-	-
15	0,000I-0,0003/9	-	-	0,003/I	-
16	0,0003-0,0006/8	0,003-0,03/7	-	-	-
17	0,000I-0,0006/9	0,003-0,0I/3	-	0,00I/I	-
18	0,000I/7	-	0,003-0,0I/7	-	-
19	-	-	-	-	-
20	-	0,003/I	-	0,002-0,0I/2	-
21	-	-	-	-	-
22	-	-	-	-	-
23	0,000I-0,0006/4	-	-	-	-
24	0,000I-0,00I/10	-	-	-	-

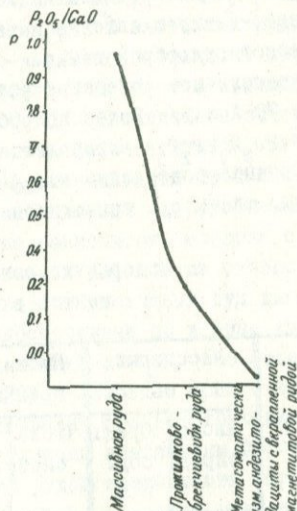
As в пирите 0,0I-0,6/10.

цита, содержание железа достигает 3-10 %. Содержание железа в апатите, франколите, кварце, скаполите, по всей вероятности, связано с механической примесью в них магнетита, образование которого происходило на всех стадиях рудного процесса.

Имеющиеся многочисленные анализы по содержанию P_2O_5 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , TiO_2 в руде позволили произвести расчеты коэффициента корреляции. Взаимоотношения окислов в различных типах руд представлены на фиг. 79-А и Б. На первый взгляд кажется странным изучение зависимости между Fe_2O_3 и FeO , в то время как основным рудным компонентом является магнетит / $FeO \cdot Fe_2O_3$ / , но нами преследуется при этом цель контроля расчета корреляционной зависимости между Fe_2O_3 и отмеченными окислами.



А



Б

Фиг. 79. График корреляционной зависимости между основными рудообразующими окислами в различных минералах.

Четкая прямая корреляционная зависимость отмечается между окислами $Fe_2O_3 - FeO$ во всех типах руд. Так, в метасоматически измененных андезиты-дацитах коэффициент корреляции достигает 0,74, а в массивной магнетитовой руде - 0,68; в прожилково-брекчиевидных рудах - 0,54. Такая зависимость свидетельствует об одновременном

участии FeO и Fe_2O_3 в процессе рудообразования.

Иная картина наблюдается во взаимоотношении CaO и FeO : зависимость здесь обратная, причем отмечается уменьшение степени обратной корреляционной зависимости от массивной магнетитовой руды / $\rho = -0,57$ /, брекчиевидной-прожилковой / $\rho = -0,37$ / до метасоматически измененных андезитов-дацитов, где коэффициент корреляции почти равен нулю / $\rho = -0,03$ /. Эти данные позволяют предполагать, что если в массивной магнетитовой руде большая роль принадлежит привносу катионов кальция и железа рудоносными растворами в различные стадии гидротермального процесса и последовательным отложением соответствующих минералов, то в прожилково-брекчиевидных рудах возрастает роль метасоматических процессов при уменьшении привноса катионов, в метасоматически измененных андезитах явления метасоматоза являются одним из основных процессов рудообразования.

Аналогичное поведение наблюдается для окислов Fe_2O_3 и P_2O_5 /фиг. 79-А и Б/. Более подробное объяснение о характере зависимости Fe_2O_3 и P_2O_5 приводится при описании фосфора.

Среднее содержание $\text{Fe}(\text{p})$ по месторождению I4,22 %, а по отдельным типам руд приводится в таблице 40.

Таблица 40

Содержание основных рудобразующих элементов в различных типах руд

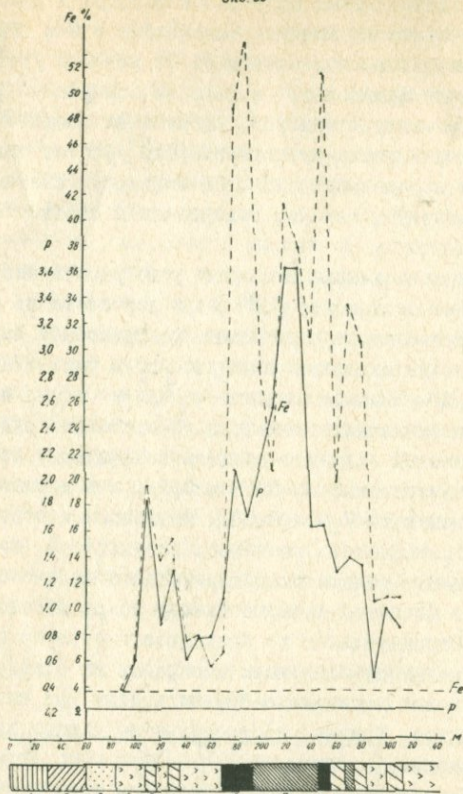
Окислы и элементы	Массивный		Прожилково-брекчиевидный		Метасоматический		По месторождению	
	Число опред.	Сред. сод. в %	Число опред.	Сред. сод. в %	Число опред.	Сред. сод. в %	Число опред.	Сред. сод. в %
P_2O_5	97	0,80	514	0,79	263	0,55	874	0,71
P		0,36		0,36		0,25		0,32
$\text{Fe}(\text{p})$	127	51,71	585	16,71	273	6,00	985	14,22
Fe_2O_3	16	47,08	68	20,32	29	7,28	113	17,53
FeO	16	14,41	67	5,00	29	2,02	112	4,60
CaO	16	2,18	66	5,23	29	4,74	111	4,49
Ca		1,56		3,73		3,39		3,20
TiO_2	13	0,52	69	0,67	29	0,52	111	0,60
Ti		0,42		0,54		0,42		0,48

• Ф о с ф о р . Единственным источником фосфора в рудах Абовянского месторождения является апатит. Содержание в нем P_2O_5 , по данным химических анализов, колеблется от 35 до 42 % /табл.9/. Меншее развитие имеет франколит, в котором содержание фосфора несколько уступает апатиту /табл.12/. Кроме этих фосфатов, в шлихе в виде единичного зерна установлен пироморфит /фосфат свинца/. Присутствие фосфора в ряде минералов, по-видимому, связано с механической примесью апатита, так как отмечается и соответствующее количество кальция.

На основании многочисленных анализов руды рассчитано среднее содержание P_2O_5 . Оно составляет 0,71 %, в пересчете на фосфор — 0,32 % /табл.40/. Кроме этого, рассчитаны коэффициенты корреляции между P_2O_5 и основными окислами CaO , Fe_2O_3 в различных типах руд /фиг. 79 — А и Б/. Взаимоотношение P_2O_5 и Fe_2O_3 имеет разный характер для различных типов руд. В массивных рудах и метасоматически измененных андезито-дацитах коэффициент корреляции отрицательный /соответственно -0,45 и 0,3/, а в прожилково-брекчиевидных рудах равен нулю / $\rho = 0,00$ /. Независимое отношение между P_2O_5 и Fe_2O_3 является, возможно, результатом либо привноса Р и Fe в различные стадии гидротермального процесса, либо один из этих членов является заимствованным из рудовмещающих пород, скорее Fe. Отрицательная же зависимость говорит о последовательном образовании соответствующих минералов из одного и того же раствора, причем для прожилково-брекчиевидных руд имеет место лишь частичный привнос. Кривые, построенные по данным химанализов для изучения взаимоотношения $Fe(p)$ и P_2O_5 по отдельным буровым скважинам показывают /фиг.80/ в основном прямую зависимость содержания $Fe(p)$ и P_2O_5 в интервалах, соответствующих прожилково-брекчиевидной руде и метасоматически измененным породам, в интервалах с массивной магнетитовой рудой зависимость обратная.

По отношению к CaO поведение P_2O_5 совсем другое. Четкая прямая зависимость между ними наблюдается для массивной магнетитовой руды / $\rho = 0,96$ /, менее четкая для прожилково-брекчиевидной руды, а в андезито-дацитах подобная зависимость отсутствует: коэффициент корреляции равен 0,03. В массивных рудах CaO и

P_2O_5 привнесены рудоносными растворами. В прожилково-брекчиевидных рудах образование апатита частично имело место вследствие метасоматического замещения кальциевых минералов.



Фиг. 80. Распределение железа и фосфора по глубине.

1. Базальты, андезиты-базальты и их шлаки.
2. Долеритовые базальты, гиалоандезиты.
3. Валуно-галечниковая толща.
4. Андезиты-дациты, слабо метасоматически измененные.
5. Вкрапленная магнетитовая руда с редкими прожилками магнетитового и апатит-магнетитового составов.
6. Массивная магнетитовая руда.
7. Брекчиевидно-прожилковая руда.

К а л ь ц и й не только входит в минералы как главная составная часть /актинолит, скаполит, апатит, франколит, карбонаты и т.д./, но и как элемент-примесь. Среднее содержание кальция на месторождении достигает 3,2 % /табл.40/.

Распределение кальция как элемента-примеси неравномерное и колеблется в очень широких пределах – от 0,03 до 3 %, наименьшее содержание кальция установлено в пирите /0,03–0,3 %/. Неравномерное распределение кальция характерно и для сидерита, где содержание его колеблется в очень больших пределах /0,03–10%/, в магнетите /0,3–10 %/, меньшее колебание отмечается в доломите, родохрозите /3–10 %/. Как видим, содержание кальция особенно изменчиво в тех карбонатах, для которых характерно сильное колебание содержания марганца /табл.39/. Такое поведение объясняется, по Гольдшмидту /1952/, тем, что марганец по величине ионного радиуса /0,91 Å/ занимает промежуточное положение между Mg /0,78 Å/ и Ca /1,06 Å/, поэтому изоморфно замещает как Mg, так и Ca.

Корреляционная зависимость между $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5$ и $\text{CaO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$ подробно рассматривается при описании фосфора и железа.

Х л о р , ф т о р . Геохимической особенностью руд Абовянского месторождения является наличие в рудообразующих минералах повышенного содержания хлора и фтора /табл.41/.

Таблица 41
Содержание хлора и фтора в различных минералах

Эле- менты	№ проб	А п а т и т										
		384	447	79I	770	483	455	736	4I9	7I	5I	I44
Cl		2,20	2,70	3,00	I,62	I,74	I,42	2,05	2,20	2,35	I,75	I,77
F		0,72	I,24	I,08	I,35	2,16	I,50	I,62	0,36	I,0I	0,50	I,20
Эле- менты	№ проб	А п а т и т						Ф р а н к о л и т				
		697	854	60I	782	500	479	274	8I2	45	770	379
Cl		2,30	I,40	I,24	I,95	2,25	I,67	I,63	2,35	0,65	I,72	I,60
F		I,26	I,62	I,04	I,08	I,80	н.о.	0,64	I,08	0,45	0,85	0,98

Бле- № менты проб	Эллес- тадит	С к а п о л и т		Биотит	А к т и н о л и т		
	697	880	362	455	75	379	274
сI	2,15	2,85	3,20	0,28	н.о.	н.о.	н.о.
F	0,44	0,20	0,12	0,70	0,10	0,15	0,15

Наибольшее количество хлора в количестве 3,2 % отмечается в скаполите при содержании фтора 0,20 %. М.Новгородова отмечает скаполит с содержанием хлора до 5,4 %.

В апатите содержание хлора преобладает над фтором. Отношение содержания хлора /вес. %/ к фтору в апатите, по данным химанализов, колеблется от 0,8 до 3, больше в 1,5 раза. Вычисленное значение кристаллохимического коэффициента характеризуется обратной зависимостью: фтор преобладает над хлором в 1,5 раза. На основании этих данных апатит можно отнести к хлор-фтор-apatиту.

Хлор и фтор установлены также в биотите /в вес. %/ соответственно 0,28 и 0,70. Присутствие хлора и фтора в биотите отмечают многие исследователи. И.А.Островский и В.П.Петров /1940/ описывают биотит с содержанием фтора до 5,41 %. Содержание хлора в биотите из магматических пород достигает 0,38 %. Как и многие другие исследователи, они считают, что хлор и фтор входят в группу гидроокисла.

Повышенное содержание хлора в скаполите, апатите и в биотите свидетельствует о весьма важной роли хлора в процессе рудообразования.

Фтор по сравнению с хлором имеет меньшее распространение. Он в основном концентрируется в апатите, в котором, как и было отмечено выше, в количественном отношении уступает хлору. Других фторсодержащих минералов на месторождении не установлено, кроме флюорита, имеющего очень ограниченное развитие. Из других минералов фтор химически установлен и в актинолите в количестве 0,1 и 0,15 %.

Е.В.Костецкая, В.И.Мордвинова /1965/ связывают увеличение активности хлора и фтора с возрастанием потенциала натрия, что вполне соответствует условиям минералообразования на Абовянском месторождении.

Магний, алюминий, кремний в данном разделе рассматриваются не как минералообразующие компоненты, а как элементы-примеси. Эти три элемента установлены химическими и спектральными анализами во всех проанализированных пробах /табл. 39/.

Магний распределен равномерно, его содержание колеблется от 0,3 до 1 %, наименьшее содержание магния отмечается в пирите 0,03-0,6 %. В наибольшей концентрации он встречается в карбонате /магнезит в этом случае не рассматривается/, причем в сидерите содержание его колеблется в очень больших пределах от 0,01 до 10 %, характерно преобладание максимально высокого содержания.

Алюминий и кремний присутствуют почти в одинаковых количествах /табл. 39/. Содержание алюминия варьирует в основном в пределах 0,1-0,3 %, наименьшее содержание фиксируется в пирите, барите, кварце, магнетите, франколите. Наиболее резкие колебания характерны для карбонатов / в сидерите - от десятых долей процента до 3% /.

Из указанных элементов наиболее равномерное распределение характерно для кремния /0,3-1/. Сравнительно высокое содержание отмечено в пирите поздней генерации. Наиболее резкие и высокие содержания кремния отмечаются в апатите от 0,03 % до 10% и более. Исследования последних лет привели к выводу о возможном изоморфном замещении фосфора кремнием по схеме, предложенной И.Д. Борнеман-Старынкевич /1964/.

Содержание алюминия, магния и кремния в минералах, по всей вероятности, частично связано с механической примесью ферромагнетических силикатов и алюмосиликатов.

Натрий - распространенный элемент в минералах месторождения. Натрий - составная часть сложного катиона скаполита, широко развитого в пределах рудного поля. Содержание натрия в скаполите, по данным химанализов, достигает 8-9 % /табл. 16/. Других собственно натриевых минералов в рудах не зафиксировано, спектрографически натрий установлен во всех проанализированных минералах /от 0,03 % до 1% с преобладанием десятых долей процента/. Все полученные данные говорят о весьма существенной роли, которую в процессе рудообразования вместе с хлором сыграл натрий.

Наибольшее распространение натрий имеет как элемент-примесь в силикатах /табл. 39/ в количестве 0,1-1 %, а также в кальцийсодержащих минералах в количестве 0,01-1 %; наименьшее его содержание отмечается в магнетите, еще меньше - в барите, кварце. Особенности замещения натрием других катионов /Ca, Mn, Ba/, по-види-

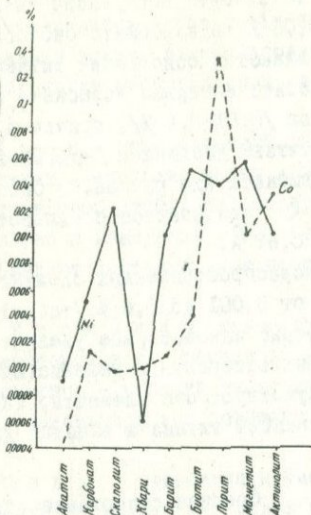
мому, определяются величинами ионных радиусов / Ca^{+2} - 1,06 Å; Mn^{+2} - 0,91 Å; Na^{+1} 0,98 Å/.

К а л и й . Собственно калиевые минералы на месторождении представлены биотитом, алунином /табл.39/. Содержание калия в биотите, по данным химанализов, достигает 10 % /табл.24/, в гидрослюдах спектрографически установлен калий в количестве 3-10 % /табл.39/. Калий образует высокие концентрации и в скаполите, где из 11 проанализированных проб калий установлен в 9 в количестве 0,6-3 %. Основными катионами скаполитов, как известно, являются Na и Ca , отсюда калий должен был изоморфно замещать натрий и кальций. Разница между ионными радиусами этих элементов большая, но Гольдшмидт /1952/ считает возможным изоморфное замещение натрия калием при высоких температурах минералообразования. В остальных минералах калий вообще не установлен.

М а р г а н е ц частично обособлен в виде самостоятельных марганцевых минералов - родохрозита, псиломелана, браунита /одно зерно/. Однако основная масса концентрируется в кальците, доломите, сидерите, магнезите в виде элемента, замещающего Ca , Mg , Fe . В меньшей степени марганец зафиксирован в актинолите в количестве 0,1-2 %; в апатите его содержание достигает 0,6 %; в магнетите - 0,2 %; в остальных минералах - сотых долей процента /табл.39/. Отсюда видно, что марганец концентрируется в кальциевых минералах поздней стадии гидротермального процесса. По всей вероятности, поведение марганца обусловлено тем, что карбонаты характеризуются высоким содержанием кальция, магния, железа - элементов, легко подвергающихся замещению марганцем по близости ионного радиуса.

Н и к е л ь, к о б а л ь т не относятся к минералообразующим элементам. Характерно относительное преобладание никеля над кобальтом.

Содержание никеля варьирует от десятитысячных до сотых долей процента, причем содержание никеля уменьшается от магнетита из массивных руд /0,1 %/ к железо-магнезиальным силикатам /0,006-0,03 %/ и сульфидам /0,01-0,06 %/ (табл. 39). Максимальное содержание никеля установлено в магнетите из апатитовой жилы - до 0,6 %. Количество никеля закономерно увеличивается от кальциевых к желе-



Фиг. 81. График вариаций содержания никеля и кобальта в различных минералах.

Если для апатита, карбоната, барита, биотита, в меньшей степени кварца отмечается прямая зависимость между содержанием никеля и кобальта в них, то в пирите, магнетите, актинолите, в меньшей степени в скаполите, отмечается обратная зависимость /фиг. 81/. Таким образом, в карбонатах/сюда входят кальцит, сидерит, доломит, магнезит, родохрозит/ с увеличением содержания никеля увеличивается содержание кобальта, а в железистых — зависимость обратная. Кроме того, отмечается тенденция накопления кобальта в пирите, а никеля — в магнетите. Концентрацию кобальта в пирите Сахама /1952/ объясняет близостью ионного радиуса Co^{+2} и Fe^{+2} .

Т и т а н , в а н а д и й . Титановые минералы на месторождении представлены ильменитом, рутилом, которые в рудах месторождения имеют очень ограниченное развитие, а ванадиевые минералы вовсе не установлены.

Титан, как элемент-примесь, относится к широко распространенным элементам и спектрографически установлен, иногда в ничтожных

зистым минералам.

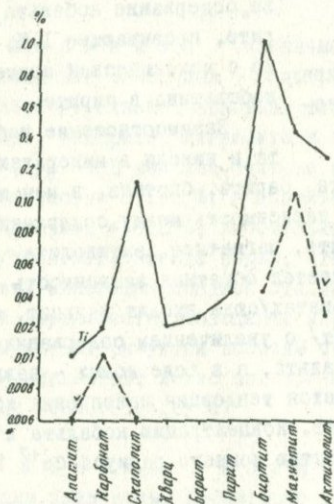
Содержание кобальта в основном варьирует от 0,001 до 0,006 %, лишь в единичных пробах актинолита оно достигает 0,01 %, в магнетите — 0,003–0,02 % /табл.39/. Повышенным содержанием кобальта характеризуется пирит. Из 14 проанализированных проб пирита содержание кобальта в 10 пробах варьирует в пределах 0,006–0,06 %, в 3 пробах — 0,1–1 %. В одной пробе содержание кобальта достигает 3 %. По данным Хегемана, содержание кобальта в пирите, превышающее 1 %, связано с механической примесью кобальтина в пирите.

Взаимоотношение кобальта и никеля в минералах раз-

количествах, во всех минералах /табл.39/. Содержание титана в апатите колеблется от 0,001 до 0,06 %, в карбонате оно более постоянно и в железомagneзиальных силикатах содержание титана изменяется от 0,006 до 0,6 %, в магнетите интервал колебания минимальный, а содержание максимальное /0,01-0,6 %/, причем в единичных пробах магнетита содержание титана достигает 1-3%. По-видимому, это связано с включениями ильменита или рутила. В биотите содержание титана достигает 1-2 %, что связывается с близостью ионного радиуса Ti^{+4} 0,69 Å и Fe^{+3} 0,67 Å.

Ванадий относится к числу малораспространенных элементов, причем содержание его колеблется от 0,001 до 0,6 % /табл.39/. Как и для титана, для него характерно закономерное увеличение содержания в направлении от кальциевых минералов к железистым.

Для минералов, в которых присутствуют оба элемента, характерна прямая зависимость между содержанием титана и ванадия /фиг.82/, кроме биотита и скаполита.



Фиг. 82. График вариации содержания титана и ванадия в различных минералах.

Среднее содержание TiO_2 по месторождению /табл.40/ составляет 0,6 %.

Используя многочисленные химические анализы на руды месторождения, были рассчитаны коэффициенты корреляции между TiO_2 и Fe_2O_3 . Зависимость между коррелируемыми окислами TiO_2 и Fe_2O_3 в массивной магнетитовой руде обратная / $\rho = -0,33$ /, очень слабая обратная зависимость характерна для прожилково-брекчиевидных руд / $\rho = -0,10$ / и отсутствие какой-либо связи в метасоматически измененных андезито-дацитах / $\rho = 0,02$ / (фиг. 79-А и Б). Такие данные говорят о том, что если в массивной магнетитовой руде какая-то часть титана привнесена рудонесными растворами, то количество его уменьшается до минимального

в прожилково-брекчиевидных рудах, а в метасоматически измененных андезито-дацитах - полностью заимствуется из рудовмещающих пород. Эти данные также свидетельствуют о том, что промышленные концентрации титана на месторождении, по-видимому, невозможны.

Х р о м - нехарактерный для руд месторождения элемент и присутствует в ничтожно малых количествах и в очень ограниченном количестве проб /табл.39/. Содержание хрома спектрографически установлено в минералах в количестве от 0,0001 до 0,02 %, причем преобладают тысячные доли процента.

Ц и р к о н и й, также относится к числу нехарактерных для руд месторождения элементов. Распределение его в минералах почти равномерное - порядка тысячных долей процента, в некоторых силикатах содержание его повышается до 0,02 % /табл.39/.

М е д ь относится к числу рассеянных элементов. На месторождении из медных минералов можно отметить мелкую вкрапленность халькопирита и единичное зерно самородной меди. Самое высокое содержание меди, как элемента-примеси, установлено в пирите в количестве до 0,3 % /табл.39/, что, возможно, связано с включениями халькопирита. Медь спектрографически установлена почти во всех минералах, но характеризуется низким содержанием 0,0001-0,03 %.

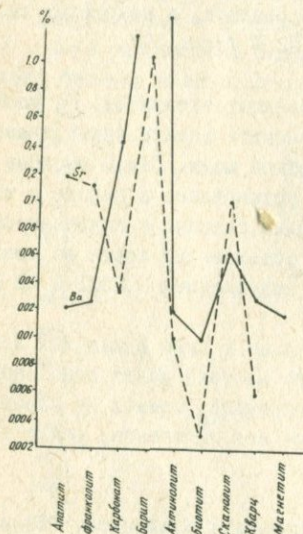
С в и н е ц. Минерал свинца выявлен в виде единичных зерен пироморфита в шлихах, а в рудах самого месторождения свинцовых минералов не установлено. Как элемент-примесь, свинец не характерен для руд месторождения и содержание его ничтожное, редко достигает 0,02 % /табл.39/.

Ц и н к принадлежит к числу рассеянных элементов. Основным концентратором цинка в рудах месторождения является сфалерит, который имеет ограниченное развитие и отмечается только в одном из сульфидных прожилков. В основном содержания цинка очень низкие, ближе к кларковым 0,0003-0,06 % /табл.39/, причем отмечается закономерное увеличение относительного содержания его в кальциевых минералах - до 0,06 %.

К а д м и й для руд месторождения представляет очень редкий

элемент / в количестве 0,3–1 % и в одной пробе франколита – 0,003% (табл.39). Обычно содержание кадмия связывается в минералах, в первую очередь, с цинксодержащими минералами, а затем и РЬ, Fe, Си, Mg – содержащими минералами. Катионы эти являются кристаллохимически наиболее близкими элементами. Во франколите наличие цинка, по всей вероятности, связано с механическими примесями кадмиеносного сфалерита.

Б а р и й , с т р о н ц и й. Стронций, как известно из литературы, концентрируется в основном в кальциевых и бариевых минералах, так как эти элементы имеют наиболее близкие к Sr ионные радиусы / соответственно 1,04 Å; 1,38 Å; 1,20 Å/. Стронций



Фиг. 83. График вариации содержания стронция и бария в различных минералах.

спектрографически установлен в очень многих минералах, что обусловлено широким развитием катиона кальция. Стронций не дает концентраций, а скорее рассеивается в минералах. Наибольшие скопления стронция зафиксированы в арагоните /редко встречающийся минерал/ с содержанием до 10 %. Высокое содержание стронция установлено и в барите в количестве до 3%. В апатите содержание стронция не превышает 0,6 % /табл.39/.

Барий встречается реже, чем стронций /табл.39/, но в отличие от стронция образует собственно бариевый минерал – барит. Содержание бария в минералах колеблется в основном от 0,01 до 0,3 % с небольшим отклонением от этих значений. Максимальное содержание бария установлено в карбонатах, где в единичных пробах оно достигает 3 %. Малые содержания бария

отмечаются для железомagneзиальных минералов, а в магнетите из 59 проб установлены только в 4. Таким образом, максимальное содержание бария отмечается в кальциевых минералах поздней стадии гидротермального процесса.

Изучение зависимости распространения бария и стронция в различных минералах /фиг. 83/ показывает в основном прямую зависи-

мость между ними; резкая обратная зависимость отмечается только в карбонате, меньше в франколите, что, вероятно, связано с тенденцией накопления стронция в кальциевых минералах более ранних стадий минерализации.

Серебро, молибден, германий, ниобий выявлены спектрографически в очень малом числе проб и в незначительных количествах /табл.39/.

Серебро установлено лишь в 10 пробах и содержание его колеблется от 0,0001 % в апатите, гидрослюдах, актинолите; 0,0003 % - в магнетите, скаполите, доломите и до 0,001 % - в апатите мелкозернистого агрегата, кальците, барите, кварце. Таким образом, сравнительно высокое содержание серебра установлено в минералах поздней стадии минералообразования.

Молибден также установлен в 10 пробах. Содержание молибдена колеблется в основном в пределах 0,0003-0,0006 %, лишь в одной пробе апатита из "сахаровидного" агрегата оно достигает 0,01 %. Молибден - один из самых нехарактерных элементов для руд месторождения. Хотя ионные радиусы молибдена $0,68 \text{ \AA}$ и $\text{Fe}^{+3}/0,67 \text{ \AA}$ очень близки, изоморфные замещения отсутствуют.

Германий, как принято считать, относится к числу малораспространенных элементов. Из 224 проб германий спектрографически установлен лишь в 4 пробах /актинолит, пироксен/. Концентрация германия в силикатах связывается не только с близостью ионного радиуса Ge и Si, но и потенциала ионизации, электроотрицательности, параметров кристаллической решетки /"Геохимия редких элементов", 1964; В.А.Вахрушев, Н.В.Арнаутов, 1963/.

Ниобий также относится к нехарактерным для руд месторождения элементам. Ниобий фиксируется только в биотите /табл.39/ в количестве от 0,0003 до 0,01 % и в одной пробе скаполита из II проб в количестве 0,003 %. Присутствие ниобия в биотите связывается обычно с близостью ионного радиуса Nb $0,69 \text{ \AA}$ и $\text{Fe}^{+3}/0,67 \text{ \AA}$.

Литий относится к числу рассеянных элементов. Спектрографически литий отмечается почти во всех минералах /табл.39/, но концентрации его небольшие /от 0,0001 до 0,001 %/, только в ферромагнезиальных силикатах достигают сотых долей процента /0,03%/.

что связывается с близостью ионного радиуса $Li - 0,78 \text{ \AA}$, $Mg - 0,78 \text{ \AA}$, $Fe^{+2} - 0,83 \text{ \AA}$ /А.И.Гинзбург, 1957/. В скаполите содержание лития достигает сотых долей процента. В последнее время некоторыми исследователями допускается в ограниченных пределах изоморфное замещение натрия литием „Геохимия редких элементов“, 1964/.

Б е р и л л и й относится к числу типичных рассеянных элементов. Наличие его спектрографически установлено во всех пробах /табл.39/, но в очень малых количествах – от 0,0001 до 0,0006 %, очень редко в единичных пробах – до 0,001 %.

Г а л л и й – типичный рассеянный элемент. Содержания галлия колеблются от 0,0003 до 0,006 % /табл.39/, причем в кальциевых минералах он вовсе отсутствует. Присутствие галлия отмечается в алюмосиликатах, железомagneзиальных силикатах и железистых минералах. Этому способствует близость ионных радиусов Fe^{+3} , $Al - 0,57 \text{ \AA}$ и $Ga - 0,62 \text{ \AA}$, особенно легко имеет место изоморфное замещение алюминия галлием.

О л о в о , с к а н д и й , м ы ш ь я к – очень редкие элементы, спектрографически зафиксированы в очень ограниченном количестве мономинеральных проб /табл. 39/. Из 224 проб олово установлено только в 4, скандий в 19 и мышьяк – в 10 пробах.

Содержание олова колеблется в пределах 0,0003–0,01 %, причем сотые доли процента установлены в гематите.

Скандий присутствует в карбонатах в количестве 0,006–0,01 % и в железо-магнезиальных силикатах с большими пределами колебания от 0,0003 до 0,01 % /табл.39/. По Л.Ф.Борисенко, изоморфное замещение происходит по схеме Fe^{+2} , Mg^{+2} , $Si^{+4} \longrightarrow Sc^{+3}.. + Al$. Характерной особенностью скандия является отсутствие существенных концентраций в месторождениях гидротермального типа „Геохимия редких элементов“, 1964/.

Мышьяк установлен только в 10 пробах из 14 проб в количестве 0,01–0,6 %.

Р е д к о з е м е л ь н ы е э л е м е н т ы

Редкоземельные элементы входят в решетку апатита, изоморфно замещая другие катионы / Ca , Na и т.д. /. Поэтому детальное изучение поведения индивидуальных редкоземельных элементов, их взаи-

соотношений и количественных соотношений представляют дополнительные данные, имеющие немаловажное значение при выяснении геологических особенностей месторождения и восстановления геохимической истории редкоземельных элементов. Рассмотрение их в качестве геохимических индикаторов основывается большинством исследователей на закономерном уменьшении степени основности от La, Ce к Lu, что находится в тесной зависимости от условий кристаллизации /щелочности минералообразующей среды/ и от исходной концентрации редкоземельных элементов в растворах /А.И.Гинзбург, 1958; Т.Н.Иванова, 1963/.

Систематическое изучение состава трехвалентных редкоземельных элементов в апатите различного генезиса было начато еще В.М.Голдшмидтом и Л.Томасеном /1924/. Исследования эти носили качественный характер. В дальнейшем полные количественные данные приводятся Э.Е.Вайнштейн, А.И.Тугариновым /1956, 1957, 1959/, Л.С.Бородиным /1960, 1962, 1965/, А.И.Гинзбургом /1958/, В.И.Семеновым /1958/, И.В.Швеем /1962/, Р.Л.Баринским /1958/ и многими другими.

В основу деления редкоземельных элементов положен кристаллохимический /дифференциация по ионному радиусу/ и геохимический /по степени основности/ принципы /Д.А.Минеев, 1963/. Наиболее принято геохимическое деление редкоземельных элементов на две подгруппы: цериевая - La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd и иттриевая - Dy, Er, Tb, Ho, Tm, Yb, Lu, Y.

Нами совместно с Г.М.Мкртчяном /1968/ в 130 пробах апатита из различных типов руд различной окраски и агрегатного состояния прямым количественным спектрографическим методом определены индивидуальные редкоземельные элементы /Г.М.Мкртчян, Л.Б.Саруханян, 1968/. Изучение большого числа проб апатита дает такое число сопоставимых данных, которые представляют большой геохимический интерес.

Характерной особенностью апатита данного месторождения является присутствие почти всех редкоземельных элементов в виде акцессорных элементов. Полный состав лантанидов в апатите В.И.Семенов /1957/ связывает не с проявлением "замечательных способностей эндокриптии", а с общей близостью их химических свойств. Это свойство редкоземельных элементов, по Л.С.Бородину /1961/, является причиной того, что выделение только одного какого-либо редкоземельного элемента невозможно не только при образовании минералов, но также "лабораторными методами, базирующимися на различии в ос-

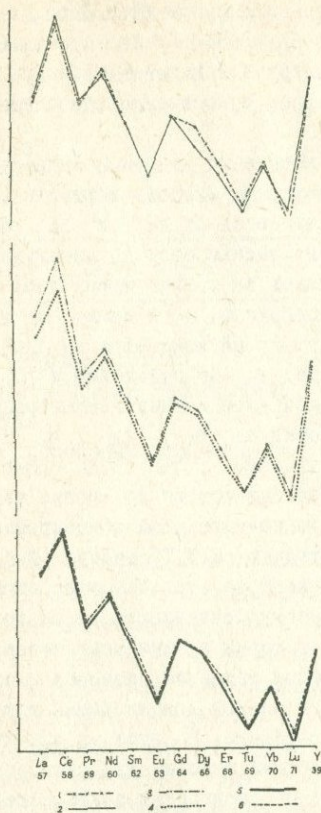
новности редкоземельных элементов".

Для изученных апатитов характерно отсутствие резкого колебания в содержании редкоземельных элементов в каждом отдельном типе руды. Эта особенность позволяет при построении графиков рассчитывать среднеарифметическое содержание индивидуальных редкоземельных элементов для каждого типа руды, исключая несколько проб резко различных по содержанию редких земель/фиг.84-а/.

Замечено, что $\text{Ce} + \text{La} + \text{Nd}$ в исследуемых апатитах составляют 80-90 % от суммы редкоземельных элементов почти для всех проб. Только на $\text{Ce} + \text{La}$ приходится 60-70 % от суммы редких земель. Апатит проявляет малую изоморфную емкость в отношении иттриевых земель, что подчеркивает более тесную геохимическую связь Ce и Ca , чем Y и Ca , несмотря на одинаковый ионный радиус последних /1,06 Å/. А.И.Хомяков /1963/ объясняет это тем, что минералы с высоким координационным числом атомов /9-12/, например Ca , в апатите обладают повышенной емкостью в отношении Ce .

Особенно высокое содержание Ce и La при максимальном содержании остальных редкоземельных элементов, как явствует и из графика вариации /фиг.84-а/, отмечается в апатите из массивной магнетитовой руды. Экспериментальными данными И.П.Алимарина и Ф.И.Павлючко /1958/ доказывается, что при $\text{Ce}:\text{Fe} \approx 1:4000$ сложные, слабо диссоциирующие редкоземельные соединения не образуются. При действии HF на этот раствор церий полностью выпадает в осадок в виде фторидов. Если же величина $\text{Ce}:\text{Fe} = 1:2000$, церий полностью остается в растворе. В подтверждение этого приводится высокое содержание редкоземельных элементов /4,28-32,4 %/ во фтор-apatite из рудника Олд Бед Майнвилл /рудные тела сложены в основном магнетитом с небольшим количеством роговой обманки, авгита, кварца и полевого шпата/. Исходя из этих соображений, предполагается, что образование апатита имело место одновременно с кристаллизацией массивной магнетитовой руды, или последние опережают несколько во времени, когда концентрация Fe^{+3} уменьшилась, а среда была сильно щелочной и растворы были обогащены P , Si и F . Повышенную концентрацию La и Ce , по А.С.Павленко и другим /1966/, можно объяснить высокой степенью щелочности минералообразующего раствора.

Преобладание элементов цериевой подгруппы над элементами иттриевой подгруппы позволяет относить данные апатиты к минералам с



Фиг. 84-а. Распределение редкоземельных элементов в апатите из различных типов руд:

1. Метасоматически измененные андезито-дациты.
2. Апатитовая жила.
3. Массивная магнетитовая руда.
4. Брекчированные андезито-дациты, оруденелые.
5. Туфобрекчии, туфоконгломераты, метасоматически измененные.
6. Прожилки апатит-магнетита.

селективно цериевым составом, при котором не исключается и наличие элементов иттриевой подгруппы /Л.С.Бородин, 1961; А.И.Гинзбург и др., 1959; Е.И.Семенов, 1963/. Такое соотношение лантанидов иттриевой и цериевой подгрупп доказывает высокую щелочность минералообразующего раствора, существенно обогащенного цериевыми землями.

Не совсем обычно поведение иттрия и элементов иттриевой подгруппы в изучаемых апатитах. Степень вариации содержания редкоземельных элементов уменьшается от La к Lu, причем у элементов иттриевой подгруппы она уменьшается до минимума /фиг.84-а/. Но содержание иттрия превышает не только сумму всех редкоземельных элементов иттриевой подгруппы, но и сумму Sm и Gd — элементов цериевой подгруппы и по своей концентрации следует за Nd. Поведение Dy аналогично Y по отношению к лантанидам иттриевой подгруппы. Таким образом, при данных концентрациях элементы распределяются в таком порядке: Ce, La, Nd, Y, Pr, Gd, Sm, Dy, Er, Yb, Eu, Tb, Lu /фиг.84-а/.

Об аномальном поведении иттрия во многих минералах селективно цериевого состава и предпочтительной концентрации Y одновременно с цериевыми землями отмечают Н.В.Туранская, Ю.А.Балашов /1960/ и Л.С.Бородин /1961/, которые это объясняют способностью иттрия проявлять аномально высокую основность. В то же время, Л.С.Бородин предполагает, что с точки зрения магматического генезиса трудно представить себе такой механизм, который в одинаковой мере способствовал бы относительной концентрации иттрия в первичном селективном цериевом расплаве. По этой же причине он предполагает принять метасоматический генезис для ряда редкоземельных минералов. В пользу мнения об увеличении подвижности иттрия при метасоматических процессах высказываются также А.И.Тугаринов и Э.Е.Вайнштейн /1959/. Кроме того, ионный радиус r_{Sm}, Eu и r_{Y} , по Белову Н.В. и Бокию Г.Б. /1962/, равен 0,97 Å, Nd — 0,99 Å. Следовательно, если исходить из того, что степень основности находится в прямой зависимости от величины ионного радиуса /А.И.Гинзбург и др., 1959/, то иттрий по основности должен следовать за Nd.

В последнее время рядом исследователей особенно большое внимание уделяется на отношения ΣCe к ΣY и ΣLa к ΣNd , рассматриваемых как важный индикаторный коэффициент, служащий дополнительным фактором для восстановления условий среды минералообразования, причем ΣCe содержит элементы La — Eu включительно, а ΣY — Gd, Lu и Y, как группы редкоземельных элементов,

проявляющих противоположные геохимические тенденции /Е.И.Алексеев, 1965/. Кроме этого, индикаторный коэффициент позволяет, по А.И.Гинзбургу и др. /1958/, установить последовательность выделения минералов, т.е. использовать " в качестве индикаторов стадийности геологических процессов".

Таблица 42

Соотношение $\Sigma \text{Ce} / \Sigma \text{Y}$, $\Sigma \text{Ce} / \Sigma \text{La}$,
 $\Sigma \text{La} / \Sigma \text{Nd}$ в различных типах руд

Типы руд и породы	$\Sigma \text{Ce} / \Sigma \text{Y}$	$\Sigma \text{Ce} / \Sigma \text{La}$	$\Sigma \text{La} / \Sigma \text{Nd}$
Прожилковый	6,4	2,3	2,2
Брекчированные андезито-дациты	6,5	2,4	2,28
Метасоматически измененные туфобрекчии и туфоконгломераты.	6,6	2,3	2,3
Метасоматически измененные андезито-дациты	6,7	2,1	2,3
Зильный	8,4	1,8	3,0
Массивный	8,0	2,1	2,5

Из таблицы 42 следует, что степень щелочности выше для апатитов из массивной магнетитовой руды и апатитовой жилы /соответственно 8 и 8,4/, а для апатита из метасоматически измененных андезито-дацитов, туфобрекчий, брекчиевидных руд и прожилков в андезито-дацитах колеблется в пределах 6,4-6,7. Эти коэффициенты дают возможность выделить две генерации: а) апатит из массивной магнетитовой руды и апатитовой жилы и б) апатит из остальных типов руд. Полученные коэффициенты еще раз подтверждают положение об образовании исследуемых апатитов из растворов высокой щелочности, а также об изменении щелочности среды по мере кристаллизации раствора.

Беличина отношения $\Sigma \text{La} / \Sigma \text{Nd}$ и $\Sigma \text{Ce} / \Sigma \text{La}$ остается одинаковой для апатита из всех типов руд, т.е. меняется лишь процентное содержание редкоземельных элементов при сохранении их соотношений.

Изучение лантанидов в составе апатитов, так же как и особенностей в распределении редкоземельных элементов, производится в основном по лантановому графику. Выше было отмечено, что наивысшей основностью в ряду лантанидов обладает La , а наименьшей Yb и Lu , и, естественно, изменение щелочности среды в первую оче-

редь, сказывается на относительной концентрации этих элементов /Л.С.Бородин, 1961/. Для изучаемых апатитов наиболее целесообразно использование лантанового графика, в связи с тем, что иттрий имеет почти постоянную концентрацию, независимо от содержания остальных редкоземельных элементов.

Лантановый корреляционный график составлен по содержанию индивидуальных редкоземельных элементов и лантана в апатите из различных типов руд. Точки, соответствующих определенному содержанию лантанидов, мысленно охватываются в эллипс, длинная ось которого и является графиком корреляции /фиг.84, 85, 86, 87, 88, 89/.

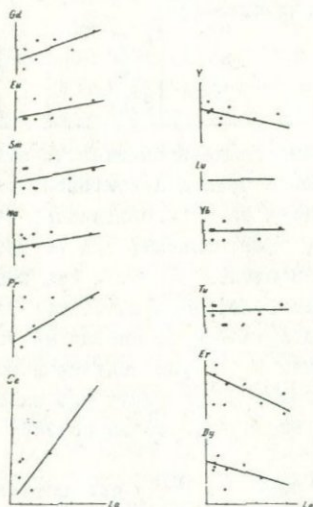
Рассматривая графики корреляции отдельно для каждого типа, можно отметить следующее:

I. Лантаниды цериевой подгруппы в апатите из массивной магнетитовой руды /фиг. 84/ проявляют четко выраженную корреляционную

зависимость в отношении La, особенно Ce. Для остальных лантанидов цериевой подгруппы тангенс угла наклона графика корреляции уменьшается, но сохраняется тенденция к прямой зависимости.

Для элементов иттриевой подгруппы четко выраженная обратная зависимость отмечается у Dy, Er, Y, а тангенс угла наклона графика остальных элементов иттриевой подгруппы / Tu, Yb, Lu / приближается к нулю, т.е. как "промежуточные" элементы концентрации их не зависят от содержания лантана /Л.С.Бородин, 1962/.

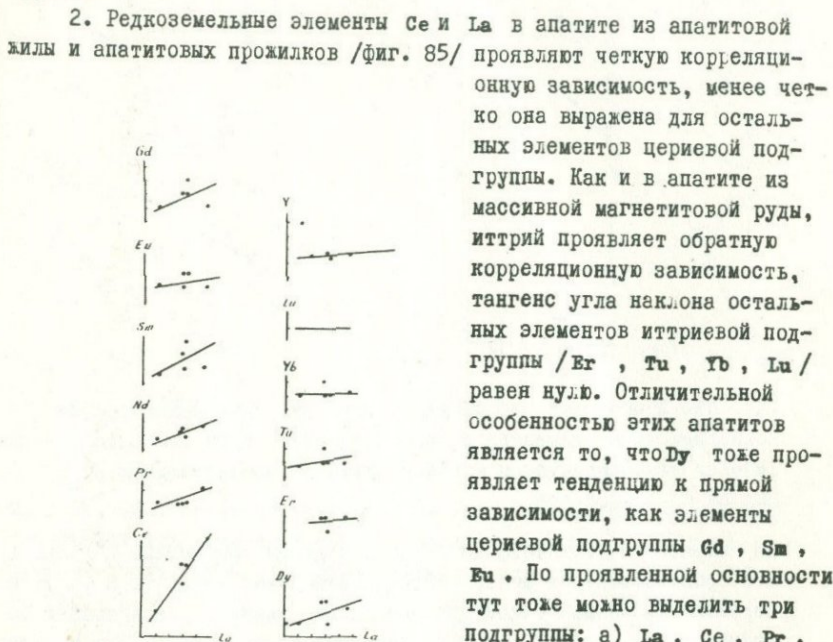
Фиг. 84. Лантановый график для редкоземельных элементов в апатите из массивной магнетитовой руды.



Таким образом, в массивной магнетитовой руде наблюдается резко выраженная дифференциация редкоземельных элементов по основности и среди них

можно выделить три подгруппы элементов: а) La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, Eu; б) Dy, Er, Y; в) промежуточные — Tb, Yb, Lu.

Для апатита из массивной магнетитовой руды выпадение редкоземельных элементов цериевой подгруппы имело место в условиях сильно щелочной среды, дальнейшее уменьшение щелочности которой привело к повышению роли иттрия и некоторых элементов иттриевой подгруппы.

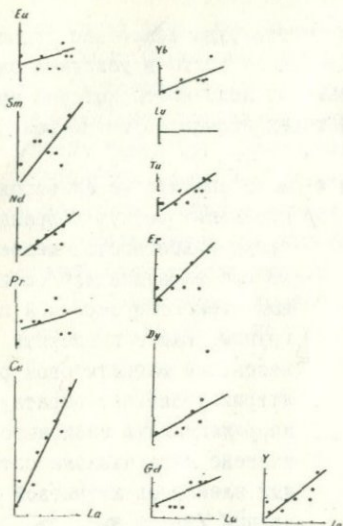


Фиг. 85. Лантанийский график для редкоземельных элементов в апатите из апатитовой жилы.

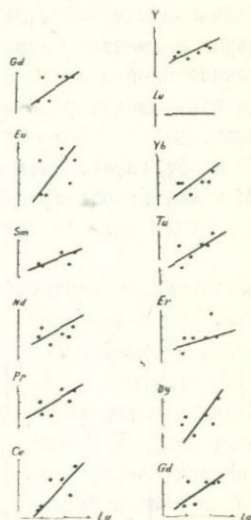
в апатите из метасоматически измененных андезит-дацитов /фиг. 86/, брекчиевидных руд /фиг. 87/, прожилков апатит-магнетита и сарматской глины /фиг. 88, 89/ характеризуются прямой корреляционной зависимостью, кроме Lu и Yb, тангенс угла наклона которых приближается к нулю.

Интересно отметить аномальное поведение элементов иттриевой

подгруппы. Их поведение аномально не только по отношению до сих



Фиг. 86. Лантановый график для редкоземельных элементов в апатите из метасоматически измененных андезитов-дацитов.



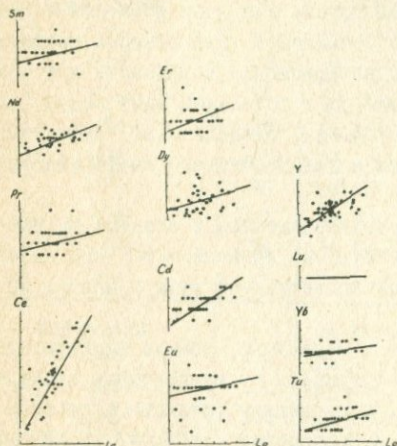
Фиг. 87. Лантановый график для редкоземельных элементов в апатите из брекчиевидных руд.

пор изученных апатитов, но и для поведения лантанидов в большинстве редкоземельных минералов. Редкоземельные элементы в апатите из всех отмеченных типов руд проявляют прямую корреляционную зависимость по отношению к La . Меняется лишь тангенс угла наклона графика корреляции. La , так же как и в остальных типах руд, ведет себя как промежуточный элемент. Провести какую-то определенную границу между элементами иттриевой и цериевой подгрупп не представляется возможным.

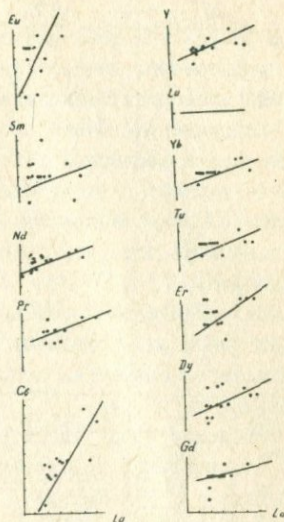
Идентичность поведения всех лантанидов в вышеотмеченных типах руд, возможно, является результатом одинакового изменения щелочности растворов при образовании всех типов рудопроявлений /Л.С.Бородин, 1962/.

Проявление прямой корреляционной зависимости между La и элементами иттриевой подгруппы и Y можно объяснить, как было отме-

чено выше, способностью иттрия проявлять аномально высокую основность при метасоматических процессах и, если учесть большую сходимость химических свойств элементов редкоземельной группы, то становится понятным и поведение остальных элементов иттриевой подгруппы.



Фиг. 88. Лантановый график для редкоземельных элементов в апатите из прожилков апатит-магнетита.



Фиг. 89. Лантановый график для редкоземельных элементов из метасоматически измененных туфобрекчий и туфоконгломератов.

Кроме графического изображения корреляционной зависимости между La и остальными элементами редкоземельной группы, были произведены расчеты коэффициента корреляции методом математической статистики /таб.43/. Расчеты велись по формуле /А.А.Беус, С.В.Григорян, 1965/:

$$r = \frac{\sum x \cdot y}{\sum x \cdot \sum y},$$

где x и y - случайные величины содержаний исследуемых редкоземельных элементов;

$\bar{x}$ и $\bar{y}$ - среднеарифметические содержания индивидуальных редкоземельных элементов;

$x \times y$ - произведение случайных величин содержаний;
 $\bar{x} \times \bar{y}$ - произведение среднеарифметических содержаний отдельных элементов;

S_x , S_y - средние квадратические отклонения, вычисленные соответственно по формулам:

$$S_x = \sqrt{\bar{x}^2 - (\bar{x})^2}, \quad S_y = \sqrt{\bar{y}^2 - (\bar{y})^2}.$$

В результате всех расчетов установлена полная сходимость данных графического изображения и расчетных данных зависимости к остальным элементам редкоземельной группы для всех выделенных типов руд. Различие отмечается только в тангенсе угла наклона графика корреляции и расчетной величины коэффициента корреляции при сохранении характера взаимоотношения La и остальных лантанидов. Следовательно, можно заключить, что выводы, сделанные по графическому изображению, в основном приемлемы и для расчетного коэффициента корреляции.

Анализ поведения редкоземельных элементов в апатите из различных типов руд позволяет выделить, по крайней мере, две генерации апатита: апатит из массивной магнетитовой руды и апатит из остальных типов руд.

Выделение среди апатитов двух генераций, помимо вышеприведенного обоснования, подтверждается также и по вычисленным критериям Стьюдента / t / и Фишера / F /, позволяющим установить степень различия в средних содержаниях и дисперсиях /табл.44/. Сравнение было проведено между редкоземельными элементами /Ce, La, Nd, Y/ в апатите из прожилков, метасоматически измененных туфобрекчий и туфоконгломератов, массивной магнетитовой руды. К сожалению, отсутствие достаточного количества определений /5 анализов/ редкоземельных элементов в апатите из апатитовой шпаты не дало возможности провести сравнение этих апатитов с отмеченными типами руд. Расчеты t и F велись при 5% уровне значимости по формулам:

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{s_1^2 + s_2^2}{n_1 + n_2}}}, \quad F = \frac{s_1^2}{s_2^2},$$

причем в числителе берется большая дисперсия.

В результате расчетов также оказалось, что различие между поведением редкоземельных элементов в апатите из массивной магнетитовой руды, с одной стороны, прожилков и метасоматически изме-

Корреляционная зависимость / ρ / между La
/ X / и некоторыми лантаноидами / Y /

№ п.п.	Типы руд и породы	Число проб	Эле- мен- ты	ΣX	$\bar{X}$	ΣY	$\bar{Y}$	ΣX^2
1	2	3	4	5	6	7	8	9
I	Прожилковый	38	Ce	26,39	0,69	61,58	1,62	19,565
	"	"	Pr	"	"	2,91	0,08	"
	"	"	Nd	"	"	12,22	0,32	"
	"	34	Sm	23,17	0,68	0,98	0,029	16,886
	"	38	Eu	26,39	0,69	0,0426	0,0011	19,565
	"	"	Gd	"	"	1,30	0,034	"
	"	36	Dy	25,25	0,70	0,472	0,013	18,908
	"	37	Er	25,39	0,69	0,1044	0,0028	18,565
	"	38	Yb	26,39	0,69	0,122	0,0031	19,565
	"	"	Y	"	"	4,74	0,12	"
2	Массивный	8	Ce	8,84	1,10	18,43	2,30	10,2263
	"	"	Pr	"	"	0,78	0,097	"
	"	"	Nd	"	"	3,57	0,44	"
	"	"	Sm	"	"	0,26	0,0325	"
	"	"	Eu	"	"	0,014	0,00175	"
	"	"	Gd	"	"	0,34	0,0425	"
	"	"	Dy	"	"	0,139	0,0174	"
	"	"	Er	"	"	0,028	0,0035	"
	"	"	Yb	"	"	0,029	0,0036	"
	"	"	Y	"	"	1,15	0,144	"
3	Апатитовая жила	5	Ce	3,46	0,69	6,82	1,36	2,4671
	"	"	Pr	"	"	0,31	0,062	"
	"	"	Nd	"	"	1,07	0,21	"
	"	"	Eu	"	"	0,007	0,0014	"
	"	"	Gd	"	"	0,14	0,028	"
	"	"	Yb	"	"	0,011	0,0022	"
	"	"	Y	"	"	0,52	0,104	"

Продолжение таблицы 43

№ п.п.	Элементы	x^2	Σy^2	y^2	Σxy	xy	Sx	Sy	ρ
		I0	II	I2	I3	I4	I5	I6	I7
1	Ce	0,51	102,475	2,69	43,83	1,16	0,17	0,27	0,90
	Pr	"	0,238	0,0066	2,0034	0,056	"	0,014	0,43
	Nd	"	4,0498	0,11	8,595	0,224	"	0,088	0,42
	Sm	0,50	0,0322	0,0009	0,6758	0,0199	0,18	0,0078	0,14
	Eu	0,51	0,0000569	0,0000015	0,0296	0,0008	0,17	0,0005	0,46
	Gd	"	0,0468	0,0012	0,9249	0,0243	"	0,0066	0,70
	Dy	0,52	0,006994	0,000194	0,4199	0,0116	0,17	0,005	0,30
	Er	0,51	0,000338	0,000009	0,0735	0,00191	0,21	0,0011	0,41
	Yb	0,51	0,000415	0,000011	0,0859	0,00226	0,17	0,001	0,30
	Y	"	0,6356	0,017	3,3931	0,089	"	0,05	0,70
2	Ce	1,28	43,062	5,38	20,755	2,59	0,26	0,30	0,77
	Pr	"	0,0796	0,0099	0,8691	0,1086	"	0,024	0,30
	Nd	"	1,6499	0,206	3,9649	0,495	"	0,11	0,39
	Sm	"	0,0094	0,00117	0,2939	0,0367	"	0,01	0,38
	Eu	"	0,000032	0,000004	0,0167	0,00209	"	0,001	0,61
	Gd	"	0,0156	0,00195	0,3887	0,0486	"	0,012	0,60
	Dy	"	0,002525	0,000315	0,1512	0,019	"	0,0028	-0,14
	Er	"	0,000114	0,000014	0,0299	0,0037	"	0,0014	-0,36
	Yb	"	0,000111	0,000014	0,0318	0,004	"	0,001	0,00
	Y	"	0,1753	0,022	1,2517	0,1564	"	0,036	-0,21
3	Ce	0,49	9,4454	1,89	4,72	0,944	0,013	0,20	0,61
	Pr	"	0,0193	0,0039	0,2127	0,0425	"	0,017	0,41
	Nd	"	0,2439	0,049	0,7628	0,1526	"	0,07	0,84
	Eu	"	0,000011	0,0000022	0,0049	0,00098	"	0,0005	0,15
	Gd	"	0,0042	0,00084	0,0977	0,01195	"	0,008	0,21
	Yb	"	0,000025	0,000005	0,0076	0,00153	"	0,0004	0,23
	Y	"	0,0658	0,013	0,3386	0,0677	"	0,05	-0,32

I	2	3	4	5	6	7	8	9
4	Брекчиевидный	6	Ce	3,98	0,66	9,85	1,64	2,6598
	/андезито-дациты/	—	Pr	—	—	0,42	0,07	—
	—	—	Nd	—	—	1,80	0,30	—
	—	—	Sm	—	—	0,13	0,021	—
	—	—	Eu	—	—	0,0062	0,001	—
	—	—	Gd	—	—	0,19	0,031	—
	—	—	Dy	—	—	0,072	0,012	—
	—	—	Yb	—	—	0,018	0,003	—
	—	—	Y	—	—	0,66	0,11	—
5	Брекчиевидный	I5	Ce	10,61	0,71	23,22	1,54	7,775
	/туфобрекчии, ту-	I4	Pr	9,66	0,69	1,07	1,07	0,076
	фоконгломераты/	I5	Nd	10,61	0,71	4,56	0,30	7,775
	—	I3	Sm	9,07	0,698	0,30	0,023	6,424
	—	I5	Eu	10,61	0,71	0,0164	0,0011	7,775
	—	—	Gd	—	—	0,46	0,03	—
	—	I3	Dy	9,43	0,725	0,161	0,0124	7,078
	—	I5	Er	10,61	0,71	0,0427	0,0029	7,775
6	Вкрапленный /ме-	8	Ce	5,34	0,67	11,59	1,45	3,691
	тасоматически	—	Pr	—	—	0,50	0,062	—
	измененные ан-	—	Nd	—	—	2,40	0,30	—
	дезито-дациты/	—	Sm	—	—	0,21	0,026	—
	—	—	Eu	—	—	0,0101	0,00126	—
	—	—	Gd	—	—	0,23	0,029	—
	—	6	Dy	4,76	0,79	0,099	0,017	3,763
	—	8	Er	5,34	0,67	0,025	0,003	3,691
	—	—	Yb	—	—	0,026	0,003	—
	—	—	Y	—	—	0,87	0,11	—

№ п.п.	Эле- менты	I0	II	I2	I3	I4	I5	I6	I7
4	Ce	0,443	16,279I	2,7I3	6,5682	I,0944	0,08	0,25	0,6I
	Pr	—"	0,298	0,0497	0,2805	0,0467	—"	0,025	0,25
	Nd	—"	0,5548	0,0925	I,197I	0,1996	—"	0,05	0,40
	Sm	—"	0,003I	0,0005I	0,0879	0,0I465	—"	0,005	0,32
	Eu	—"	0,0000076	0,00000I3	0,00409	0,00068	—"	0,0005	0,55
	Gd	—"	0,0065	0,00I08	0,1482	0,0247	—"	0,0I2	0,43
	Dy	—"	0,00I022	0,000I7	0,048I6	0,00803	—"	0,005	0,28
	Yb	—"	0,000056	0,0000093	0,0I204	0,002	—"	0,0005	0,50
	Y	—"	0,0752	0,0I25	0,4432	0,0739	—"	0,02	0,8I
5	Ce	0,52	37,09I	2,47	I7,0043	I,134	0,17	0,447	0,73
	Pr	6,873	0,49I	0,083I	0,0059	0,0535	0,12	0,0II	0,77
	Nd	0,52	I,4268	0,095	3,2887	0,2I6	0,17	0,07	0,50
	Sm	0,494	0,0082	0,00063	0,2I03	0,0I62	0,07	0,003	0,72
	Eu	0,52	0,00002I3	0,00000I4	0,0I2I3	0,0008	0,17	0,0004	0,40
	Gd	—"	0,0I0	0,00I	0,3I4	0,022	—"	0,0I	0,59
	Dy	0,545	0,002207	0,000I7	0,120I7	0,00924	0,14	0,004	0,44
	Er	0,52	0,000I335	0,0000089	0,03I78	0,002I2	0,17	0,0007	0,35
	Yb	—"	0,000I45	0,0000096	0,03209	0,002I4	—"	0,0008	0,32
	Y	—"	0,2065	0,0I37	I,2433	0,083	—"	0,026	0,72
6	Ce	0,46I	I,7329	2,166	7,9794	0,999	0,12	0,26	0,90
	Pr	—"	0,032	0,004	0,3362	—"	—"	0,0I2	0,35
	Nd	—"	0,7798	0,0974	I,6973	—"	—"	0,085	0,89
	Sm	—"	0,0069	0,00086	0,1468	0,0I84	—"	0,0I3	0,64
	Eu	—"	0,0000I84	0,0000023	0,00689	0,00086	—"	0,0008	0,18
	Gd	—"	0,0073	0,0009	0,16I3	0,02	—"	0,008	0,12
	Dy	0,627	0,002277	0,00038	0,08087	0,0I35	0,05	0,009	0,25
	Er	0,46I	0,000083	0,0000I	0,0I634	0,00204	0,12	0,00I	0,25
	Yb	—"	0,000069	0,0000086	0,0I586	0,00I97	—"	0,00	0,00
	Y	—"	0,1I55	0,0I4	0,6259	0,078	—"	0,04	0,93

ненных туфобрекчий, с другой стороны, в главных параметрах элементов La, Ce и Nd очень существенны. В отличие от них расхождение между поведением редкоземельных элементов в апатите из прожилков магнетит-apatита и метасоматически измененных туфобрекчий не существенно. Отсюда выделение последних основано только на их морфологическом различии, но в геохимическом отношении названные образования представляют результат отложения из одного и того же рудоносного раствора.

Таблица 44

Расчет критериев Стьюдента / t / и Фишера / F /
по различным типам руд

Группы	Типы руд	Число проб	$\bar{X}$	s^2	t_q	F_q	Степень различия			
							t		F	
							I-II	I-III	I-II	I-III
I	Вкрапленный	38	0,69	0,0167	2,009	2,19	0,19	4,40	1,95	3,90
			1,62	0,061			1,20	6,07	1,41	1,40
			0,32	0,0033			1,20	3,80	1,14	2,48
			0,12	0,0012			1,10	1,38	1,50	1,20
II	Брекчие-видный	15	0,70	0,0327						
			1,54	0,0431						
			0,30	0,0029						
			0,11	0,0008						
III	Массивный	8	1,10	0,0655						
			2,30	0,0862						
			0,44	0,0082						
			0,14	0,0015						

Вопрос выноса и переноса редкоземельных элементов до сих пор остается открытым. Большинство исследователей считает, что выделенные из магмы редкоземельные элементы в виде фторидов легко гидролизуются и поэтому теряют подвижность. Отсюда понятно, что миграция редкоземельных элементов в виде простых фторидов невозможна. Поэтому почти все исследователи сходятся на том предположении, что перенос лантанидов осуществляется в виде комплексных

соединений. Последнее способствует не только повышению миграционной способности элементов /И.К.Баженов, 1964/, но и обуславливает высокую степень разделения редкоземельных элементов в геохимических процессах, так как "свойства комплексных соединений отдельных редкоземельных элементов различаются сильнее, чем свойства их ионных соединений" /Д.А.Минеев, 1963/. Но противоречия возникают в вопросах анионной и катионной частей комплексных соединений. И.П.Алимарин и Ф.И.Павлоцкая /1958/ считают, что редкоземельные элементы с F при наличии высокой концентрации Fe образуют легкорастворимые, малодиссоциирующие комплексные соединения типа TRFeF_6 . По А.В.Костерину /1959/, наиболее часто встречающейся формой переноса редкоземельных элементов может быть комплексное соединение $\text{TR}(\text{CO}_3)_3$. А.И.Тугаринов, Э.Е.Вайнштейн /1960/ и И.К.Баженов /1964/ в отличие от отмеченных исследователей заметную роль отводят в комплексообразовании катиону $\text{Na} / \text{Na}(\text{TRCO}_3)_3 /$. При этом степень комплексообразования и разрушения его находится в прямой зависимости от щелочности минералообразующего раствора. Экспериментальные исследования А.И.Тугаринова и Э.Е.Вайнштейн устанавливают, что при характерных для гидротермальных процессов условиях /температуре и давлении/ в щелочно-карбонатных растворах по мере нейтрализации его происходит преимущественное осаждение Ce и далее La, Pr, до Lu, Y. А.А.Беус /1961/ считает, что Ce способен давать с лантанидами растворимые галлоидные комплексы.

У. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ АПАТИТ-МАГНЕТИТОВЫХ РУД

Абовянское апатит-магнетитовое месторождение по характеру оруденения, возрасту и геологическим условиям залегания является уникальным среди железорудных месторождений Армянской ССР и занимает обособленное положение среди апатит-магнетитовых месторождений Советского Союза.

Имеющиеся на данном этапе представления о генезисе Абовянского месторождения сводились в основном к установлению генетической связи оруденения с предполагаемыми интрузиями, залегающими на большой глубине и не вскрытыми ни эрозией, ни буровыми скважинами /И.Г.Магакян, 1947; Э.А.Хачатурян, Г.О.Пиджян, 1947; М.А.Аракелян, Ш.А.Арутюнян, К.Г.Саркисян; Э.Х.Гулян, А.Р.Арутюнян, Г.Б.Межлумян/.

Пространственная связь оруденения с широко развитыми на месторождении андезито-дацитами рассматривалась лишь с точки зрения общности их структурного положения. Однако некоторые исследователи в последнее время склонны видеть в пространственной связи также и генетическую связь. Так, Г.О.Григорян /1964/ связывает оруденение с липарито-дацитами, а Ш.А.Арутюнян, М.А.Аракелян, К.Г.Саркисян высказываются за возможную связь оруденения с магматическим очагом андезитовых лав.

Как известно, в свете последних данных рядом исследователей, детально изучавших Алтае-Саянские, Кустанайские, Западно-Сибирские и другие железорудные месторождения, оруденение этих месторождений связывается с экструзиями и ассоциированными с ними дайками и широко распространенными в этих районах эффузивными породами основного состава.

Процесс формирования Абовянского апатит-магнетитового месторождения представляется очень сложным.

Рудовмещающими породами являются туфобрекчии, туфоконгломераты, глинистые песчаники, глины и прорывающие их экструзии андезито-дацитов. Все отмеченные породы трещиноваты в различной степени. Интенсивность оруденения находится в прямой зависимости от характера трещиноватости и степени раздробленности рудовмещающих пород. Оруденение буровыми скважинами установлено до глубины 600 м, причем все пробуренные скважины приостановлены в метасоматически измененных рудовмещающих породах с бедными прожилковыми и вкрапленными рудами. Учитывая неравномерный характер распределения оруденения и наличие метасоматически измененных туфоконгломератов, туфобрекчий, глинистых песчаников, глин, андезито-дацитов на глубине более 600 м при закономерной пространственной сопряженности оруденения к рудовмещающим породам, мы вправе предполагать присутствие оруденения и на больших глубинах. Характерным для рудовмещающих пород является осветление, что связано с выщелачиванием темноцветных минералов, в основном представленных железистыми минералами. Площадь распространения осветленных, метасоматически измененных пород занимает относительно оруденелых зон большую площадь и контролирует рудные участки.

Возраст оруденения, как было отмечено выше, по промежуточному положению между фаунистически охарактеризованными верхнесарматскими глинистыми песчаниками, глинами и оруденением /понт-киммерий/ определен как постсарматский-допонтийский. Отсюда разрыв во времени

между формированием андезито-дацитов и рудообразованием небольшой, т.е. оруденение следует непосредственно за внедрением андезитодацитов.

Одной из особенностей эффузивного вулканизма, по экспериментальным исследованиям Н.В.Хитарова /1959/, является быстрое, по сравнению с интрузивным ходом развития, отделение главного летучего, способствующего образованию кислот - водорода. А это, возможно, способствует тому, что и эволюция рудоносного раствора происходит за короткий промежуток времени.

Такие факторы, как пространственная сопряженность оруденения и андезитодацитов, совпадение глубины формирования их, общность структурного контроля, высокая железистость всего рудовмещающего комплекса, отсутствие выходов интрузивных пород соответствующего возраста и отсутствие существенного перерыва между внедрением экструзии андезитодацитов и рудообразованием, - все это говорит в пользу предположения о единстве магматического очага рудовмещающих пород и оруденения.

В результате детального изучения ряда месторождений, закономерно приуроченных к эффузивным формациям и эффузивно-интрузивным комплексам, В.Н.Котляр /1960/ пришел к выводу, что " в редких случаях оруденение заимствуется из тех же магм, которые дали эффузивы и экструзивы, а в основном рудоносные растворы отделяются от тех же близповерхностных очагов, от которых по третицам изливались лавы и внедрились субвулканические интрузии". То же говорят Г.С.Дзюценидзе /1960/, В.Л.Баналдин, Г.А.Твалчрелидзе/1962/, рассматривающие гидротермальные растворы как продукт послевулканической деятельности глубинного очага. М.А.Фаворская /1958/ считает, что после обособления рудного раствора, магматический очаг сохраняет способность к дальнейшей эволюции. Относительно времени рудообразования многие исследователи /В.И.Смирнов, М.А.Фаворская, В.Н.Котляр и другие/ высказывают предположение, что процессы рудообразования являются результатом длительной эволюции определенных магматических очагов, а рудные тела образуются на поздних стадиях эволюции, причем рудоотложение по времени нередко переплетается с формированием наиболее поздних и, как правило, наиболее кислых магматических дифференциатов. Ф.К.Шипулин /1965/, принимая отставание процессов рудообразования во времени от внедрения самостоятельных малых интрузий, подчеркивает неизменную пространственную приуроченность рудных тел и малых интрузий к одним и тем же

тектоническим структурам.

Детальное изучение гидротермальных растворов в областях новейшего вулканизма дали основание С.И.Набоко /1961/ предполагать, что наиболее интенсивные гидротермальные процессы связаны с извержением кислых лав андезитового и андезито-дацитового составов.

На основании химических и спектральных анализов установлено, что ведущими рудообразующими элементами для формирования Абовьянского апатит-магнетитового месторождения являются главным образом петрогенные элементы /табл.39/: Ca , Si />до 10%/; Na , Mg , Al /до 10%/; K /до 3%, очень редко до 10%/; P />10%/; Cl , F , CO_2 /до 3%/; промежуточные элементы: Fe />10%/; Mn /до 10%/; S /от 0,01 до 10%/; а металлогенные элементы /до 2,2%/, наравне с промежуточными элементами: Ti , V /0,01-1%/; Ni , Co /0,03-0,1%/; Pb , Zn , Cu /0,003-0,01%/, выступают в основном в качестве элементов-примесей в различных минералах. Металлогенные элементы ни в одном минерале не являются основными составляющими и в процессе рудообразования никакой роли не играют. Такое соотношение металлогенных и петрогенных элементов, по В.И.Смирнову /1965/, характерно для гидротермальных растворов.

Для выяснения генетических вопросов немаловажное значение имеет установление источника ведущих рудообразующих элементов:

Fe , Na , Ca , Cl , P .

Минеральный состав руд Абовьянского месторождения характеризуется широким развитием не только минералов железа /магнетита, меньше гематита/, но и железосодержащих минералов /карбонаты, амфиболы, пироксены, сульфиды и т.д./. Кроме того, спектрографически и химически железо установлено почти во всех проанализированных минералах, что, по всей вероятности, связано с механической примесью магнетита в них. Весь эффузивный комплекс района месторождения отличается высокой концентрацией железа. Об этом свидетельствуют данные сплошного опробования скважин, пройденных в перекрывающих рудовмещающие андезито-дациты эффузивных породах и наличие аномальных участков, выделенных магнитометрическими исследованиями, но не содержащих скоплений магнетита, кроме аксессуарных. Такие данные позволяют предполагать, что высокая концентрация железа в рудообразующем растворе связана с повышенным содержанием его в магматическом очаге.

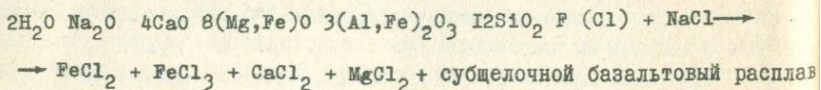
При рассмотрении особенностей формирования Абовьянского апатит-магнетитового месторождения особое внимание уделяется возможности

выноса железа из рудовмещающих андезито-дацитов. Как указывалось, в пределах развития оруденения имеет место осветление андезито-дацитов и обломков в брекчиевидных рудах /туфобрекчии, туфоконгломераты, брекчированные андезито-дациты/, которые являются результатом выщелачивания темноцветных минералов.

Выносу железа способствовал анион Cl^- , который широко развит в скаполите маршалитового состава и во фтор-хлор-апатите и меньше в других минералах /табл.44/. Источником его могли быть соленосные отложения, о наличии которых в пределах Абовянского месторождения говорит ряд факторов:

а) Абовянский район входит в пределы оконтуренного А.А.Габриеляном возможного распространения соленосной толщи; б) наибольшая мощность /более 1000 м/ соленосной толщи вскрыта на участке между селами Аван-Элар-Арамус, последнее из которых расположено всего в 4-5 км к юго-западу от с.Капутан; в) соленосная толща стратиграфически залегает под фаунистически охарактеризованными сарматскими отложениями, а эти последние вскрыты буровыми скважинами и в пределах месторождения /фиг. 2/. Выше приводятся и другие геологические факторы.

Роль соленосной толщи в формировании железорудных месторождений рассматривается рядом авторов. Содержание железа в породах базальтовой магмы Сибирской платформы, по подсчетам Н.В.Павлова /1961/, в пересчете на металл, составляет 11-12 %. Практически это количество при соответствующих условиях может служить неисчерпаемым источником железа. Самым благоприятным для этого условием, по экспериментальным данным и геологическим исследованиям ряда авторов, является наличие в районе рудного поля соленосной толщи. Необходимо отметить, что до сих пор неизвестны эпигенетические скопления руды в соленосной толще, зато рядом исследователей /Н.В.Павлов, Г.А.Соколов и многие другие/ принимается мобилизационная роль ее в извлечении рудных компонентов из магмы по следующей схеме: базальтическая магма, принятая ими как идеальный расплав состава базальтической роговой обманки, находящегося в ионно-молекулярном состоянии, входит во взаимодействие с каменной солью, и в результате реакции выделяются хлориды железа:



Образование крупных контактово-метасоматических и гидротермальных магнетитовых месторождений в Западной Сибири /Ангаро-Илимская группа/ связывается с ассимиляцией трапповой магмой соленосных отложений, так как вулканическое тело залегает на глубине 1,5-2 км, на уровне развития соленосных отложений, мощностью до 700 м, причем в результате взаимодействия магматического тела и NaCl образовались хлориды железа /Н.В.Павлов, 1960, 1961; Г.А.Соколов, 1958; И.К.Баженов, 1964/. Указывается на возможное участие галоидной формации в формировании Кустанайских /Кахарское, Соколовское, Сарбайское и т.д. месторождения/ магнетитовых месторождений.

Активная роль соленосной толщи в формировании магнетитовых месторождений Сибирской платформы подтверждается тем, что в других платформенных областях, где также широко развит трапповый магматизм, но не известны соленосные отложения, магнетитовое оруденение не отмечается, кроме Ковдорского апатит-магнетитового месторождения /Кольский п-ов/, где оруденение связывается с породами щелочного и ультраосновного состава /М.О.Римская-Корсакова, 1963/. Экспериментально доказано, что количество извлеченного Fe прямо пропорционально содержанию щелочных металлов в растворе /Л.Н.Овчинников, В.Г.Максенков, 1952/. Так, в присутствии хлористого натрия в растворе степень выноса Fe возрастает в 5-20 раз.

Добавочным источником железа для образования руд Абовянского месторождения могли также послужить и более древние интрузивные породы, о ксенолитах которых упоминалось выше. Микроскопические исследования показали, что при проникновении андезито-дацитов в виде нитевидного прожилка в ксенолит основной интрузивной породы на контакте с амфиболами образуются скопления магнетита.

В.А.Вахрушев /1965/ считает, что "общее количество железа, находящегося в рассредоточенном виде в обычных горных породах больше, чем в возможных древних залежах". Такой вывод подтверждается предварительными расчетами по акцессорному магнетиту, которые показали, что для образования железорудного месторождения с запасом в 150 млн.т /соответствующим запасам Анзасского месторождения/ достаточен вынос железа в 1,5 объемного процента акцессорного магнетита из интрузивных пород объемом в 1 км³.

Таким образом, источником концентрации железа на Абовянском месторождении являются: железосодержащий рудоносный раствор, непосредственно связанный с очагом; железо, выщелоченное из рудовме-

жающих андезит-дацитов, туфобрекчий, туфоконгломератов и т.д. под влиянием хлоридных растворов из соленосных отложений; железо, содержащееся в ксенолитах, ассимилированных андезит-дацитами. Этим решается количественная сторона вопроса об источнике железа.

Непрерывное опробование скважин по всему интервалу бурения показало в основном вышекларковое содержание Р /фиг. 80/, даже сравнительно с кларковым содержанием Р в средних интрузивных породах - 0,36 /А.П.Виноградов, 1962/, лишь в редких случаях близкларковое, но оставаясь вышекларковым по сравнению с эффузивными породами /0,235/. Близкларковому содержанию Р соответствует интервал с богатой или массивной магнетитовой рудой. Большие затруднения возникают при выяснении возможных источников такого количества фосфора и при попытке объяснения условий образования собственно апатитовой жилы.

Высокая концентрация апатита в рудах и рудовмещающих породах, по всей вероятности, связана со специализацией магматического очага, но при этом не исключается наличие и дополнительного источника фосфора. Вероятнее всего, это те основные породы, ксенолиты которых выявлены в андезит-дацитах и в дайке роговообманкового андезитового порфирита. Заимствование фосфора из вмещающих пород принимается и Грейтоном /1946/, который считает, что Si , F , а также P , содержащиеся в рудообразующем растворе, в тот момент, когда достигают поверхности земли, не представляют эманации из действующего магматического очага, а выщелочены из боковых "мертвых" пород, прилегающих к подводящему каналу. И.Н.Ситковский /1961/ повышенные содержания P_2O_5 в малых интрузиях Малого Кавказа связывает с явлениями гибридизма. Аналогичные представления имеются и относительно малых интрузий Кольского полуострова, Дальнего Востока, Алтая.

Обычно источником фосфора рассматриваются также осадочные породы, содержащие прослойки фосфорита. В районе Абовянского месторождения, как известно, широкое развитие имеют верхнесарматские глинистые песчаники и глины, но на данном этапе мы не располагаем данными о фосфоритовосности этих отложений.

Геохимической особенностью Абовянского апатит-магнетитового месторождения, как указывалось, является наличие высокой концентрации хлора не только в скаполит-дипире, но и в хлор-фтор-apatите и в десятых долях процента в биотите /табл.41/. Все эти три минерала имеют очень широкое развитие в пределах рудного поля место-

рождения.

Содержание хлора в скаполите достигает 3 %, а в биотите, к сожалению, только по одному химанализу - 0,28 %. В последнем содержании хлора не связано с включениями апатита, так как P_2O_5 химанализом не установлено. Для всего месторождения закономерно совместное нахождение скаполита и биотита, особенно в прожилках. Широкое развитие этих минералов, особенно скаполита говорит о среднетемпературных условиях минералообразования.

В апатите содержание хлора в основном превышает содержание фтора /табл. 4I/ и соотношение $Cl:F$ по 25 химическим анализам колеблется в пределах 0,3-2,8, причем в большинстве случаев оно равно 1,2-2,8. Наличие такого количества хлора в апатите может быть объяснено высокой щелочностью минералообразующего раствора, так как в противном случае, в условиях кислой среды, было бы невозможно образование апатита с таким высоким содержанием хлора /Д.И.Павлов, 1964/.

Приблизительные количественные расчеты показали, что для образования 17,5 млн. т апатита необходимо 0,6 млн. т хлора. Источником такого количества хлора не может быть ни один магматический очаг. Учитывая данные Корренса /1958, 1959/, содержание хлора в среднем достигает в андезитах 380 г/т, следовательно указанное количество хлора может содержаться в породах весом в 1 600 000 000 млн. т, т.е. объемом около 700 км³. При этих расчетах не учитывался хлор в скаполите и биотите. Естественно возникает необходимость искать внемагматический источник хлора. Благоприятным источником непрерывного обогащения рудообразующего раствора хлором могли быть упомянутые выше соленосные отложения.

Руды Абовянского апатит-магнетитового месторождения характеризуются не только широким развитием апатита и скаполита, но и карбонатов Ca , Mg , Fe , Mn /кальцит, доломит, сидерит, родохрозит/. Часть Ca , Mg , Fe могла быть заимствована из упомянутых выше оолитовых известняков, известковистых песчаников, ракушечников, присутствующих в толще глин и глинистых песчаников в виде прослоек. При этом не исключается обогащение раствора катионами кальция, освобожденного в виде растворимого соединения $CaCl_2$ при скаполитизации основного плагиоклаза и при разложении кальцитовых минералов. Кроме приведенных источников, отмеченные катионы могли выноситься и из магматического очага в виде фторидов, хлоридов, бикарбонатов и т.д.

В послемагматическую стадию поведение Ca , Mg , Mn , Fe в растворе различно на разных глубинах /В.А.Жариков, 1958/.

Магний по сравнению с кальцием является более подвижным в условиях малых и средних глубин, а кальций – на больших глубинах. Соответственно в условиях малых и средних глубин в послемагматическую стадию образуются кальциевые карбонаты, а в условиях больших и средних глубин – магниевые карбонаты. Учитывая резкое преобладание кальциевых карбонатов над магниевыми, естественно предполагать, что карбонаты, а отсюда и месторождение, образовались в условиях средних и малых глубин.

О форме переноса металлов рудоносными растворами в постмагматическую стадию имеются разные точки зрения. Большинство исследователей являются сторонниками галоидного переноса. Наиболее полного развития гипотеза галоидного переноса элементов в эндогенных процессах в виде простых хлоридов FeCl_3 и FeCl_2 достигла в работах Боуэна, Феннера /1937/, А.Е.Ферсмана /1958/, Гольдшмидта, Е.Штирнемана /1925/, В.В.Щербины /1956, 1962/ и очень многих других исследователей, которые уделяют большое внимание летучести и высокой растворимости хлоридов /частично фторидов/ тяжелых металлов /Г.А.Крутов, 1961; А.Г.Бетехтин, 1955; А.А.Беус, Б.И.Соболев, 1962/.

Экспериментальные исследования показали несостоятельность гипотезы переноса металлов в виде простых хлоридов. В последнее время предпочтение дается комплексным соединениям, как одной из главнейших форм переноса металлов в растворе /А.А.Беус, 1958; Д.В.Калинин, 1961;/. В пользу этого положения говорят не только хорошая растворимость и летучесть, но и большая агрессивность комплексных соединений, а также высокая стойкость их по отношению к гидролизу /Л.Н.Овчинников, В.Г.Максенков, 1962/.

А.А.Беус, Б.И.Соболев считают, что с образованием комплексных соединений концентрация диссоциированных ионов резко уменьшается, становится возможным значительное накопление и перенос больших масс рудного элемента в растворах. Образование рудного минерала при переносе металлов в виде комплексного соединения по данным названных авторов может происходить в результате увеличения степени диссоциации, либо полного распада соответствующего соединения в связи с увеличением щелочности раствора. Важной особенностью комплексных соединений является также и то, что уменьшение давления тоже приводит к их распаду. Этим и объясня-

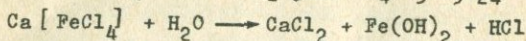
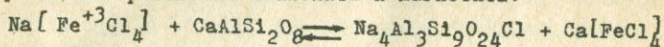
ется приуроченность наиболее высоких концентраций рудных элементов к трещинам, которые являются не только путями свободной циркуляции рудоносных растворов, но и " зонами наименьшего давления".

Большое внимание исследователями уделялось вопросу переноса железа в виде комплексных соединений. Д.В.Калинин в отличие от В.В.Щербины считает, что основными комплексообразовательными анионами являются $[\text{FeCl}_4]^{-1}$, которые при достаточном количестве в растворе Na образуют комплексные соединения типа $\text{Na} [\text{Fe}^{+3}\text{Cl}_4]$ или $\text{Na}_2 [\text{Fe}^{+2}\text{Cl}_4]$, исходя из вероятности совместного нахождения в растворах двух- и трехвалентного железа. В.В.Щербина же считает, что перенос железа может быть осуществлен как в виде комплексных соединений типа $\text{Fe} [\text{Fe}^{+2}\text{Cl}_2]$ или $\text{Fe} [\text{Fe}^{+3}\text{Cl}_3]$, где катионом также является железо, так и в виде $[\text{Na} \text{Fe}^{+3}\text{Cl}_6]$ или $\text{Na} [\text{Fe}^{+2}\text{Cl}_4]$. Эти комплексные соединения рассматриваются как двойные соли NaCl и FeCl_3 и 2NaCl , FeCl_2 . Таким образом, наличие высокой концентрации Na способствует комплексообразованию и выносу наибольшего количества железа. Об этом же говорят экспериментальные исследования Л.Н.Овчинникова, Д.С.Шляпникова и А.С.Шура /1964/, в результате которых установлено, что при наличии Na и K в слабом соляном растворе /0,8-2,6 %/ многократно увеличивается извлечение Fe из минералов и горных пород с обязательным образованием комплексных образований типа $\text{Na} [\text{Fe}^{+3}\text{Cl}_4]$. Таким образом, степень извлечения железа находится в прямой зависимости от содержания щелочных металлов в рудообразующем растворе. Количество Fe, выпавшего в осадок, соответствует той его части, которая в данных условиях оказалась несвязанной в комплексные анионы. Ими же установлено, что при избытке щелочных металлов реакции гидролиза и осаждения железа не происходит, так как в этом случае оно целиком входит в состав комплексного соединения.

В пользу переноса железа в комплексных соединениях при активной роли щелочных металлов высказываются также Г.А.Соколов и Н.В.Павлов. Они считают, что присутствие в растворах анионов серы и кислорода ограничивает возможность одновременного присутствия в растворе простых хлоридов металлов.

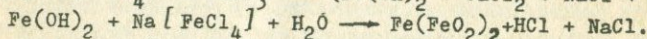
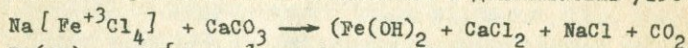
При обменной реакции между натрий-хлорсодержащим комплексным соединением типа $\text{Na} [\text{Fe}^{+3}\text{Cl}_4]$ и основными плагиоклазами, туфовым и глинистым материалом, по мнению ряда исследователей

/Л.И.Солодовникова, 1957; И.Г.Ченцов, 1962; И.Г.Сумин, 1953; Д.И.Павлов, 1963; Д.В.Калинин, 1961; Д.О.Онтоев, 1958 и т.д./, образуется в отложениях скаполит, выпадает магнетит. Для исследованного нами объекта наиболее приемлемыми являются следующие реакции образования скаполита и магнетита:



Выделившиеся при реакции NaCl , HCl , CaCl участвуют в образовании апатита.

В туфобрекчиях и туфоконгломератах, где наряду с туфовым цементирующим материалом присутствует и карбонат, образование магнетита возможно не только по вышеприведенной реакции, но и по реакции, предложенной Г.А.Соколовым и Д.И.Павловым /1964/:



Одной из характерных минералогических особенностей Абовьянского месторождения является весьма ограниченное по сравнению с магнетитом и многими другими минералами распространение гематита. Высокая концентрация их свидетельствует о восстановительных условиях рудообразования. О.А.Богатилов и А.И.Лебедев /1964/ считают, что очень высокое содержание летучих с учетом кислотности рудообразующего раствора "способствует возникновению буферной реакции /реакция окисления $2\text{Cl} - 2\text{e} = \text{Cl}_2$; $2\text{Fe} - 2\text{e} = \text{Fe}_2$ /, в связи с чем резко понижается активность кислорода в расплаве. Это находит отражение в увеличении в породе отношения $\text{FeO} / \text{Fe}_2\text{O}_3$ ".

После образования скаполита имеет место избыток Ca не только за счет растворимого CaCl_2 , выделившегося после скаполитизации, но и за счет непрерывного обогащения рудоносного раствора катионами Ca . По А.А.Беусу и Б.И.Соболеву /1964/, высокая концентрация Ca резко уменьшает кислотность раствора и способствует образованию апатита /И.Г.Ченцов, 1962, 1963; О.Б.Дудкин, Л.В.Козырев, 1964/. О щелочных условиях образования апатита свидетельствует также и селективно-цериевый состав группы редкоземельных элементов в апатите и такое широкое развитие $\text{Ca} - \text{Mg} - \text{Fe} - \text{Mn}$ - карбонатов, образование которых происходит исключительно в условиях высокой щелочности минералообразующего раствора

/А.В.Костерин, 1959; А.И.Тугаринов, В.Б.Наумов, Чжань-ень, 1963/.

О форме выноса фосфора из магмы и переноса рудоносными растворами до настоящего времени не сложилось достаточно ясного представления. Всеми исследователями принимается вынос фосфора из магматического очага в пятивалентном состоянии. В.В.Щербина /1953, 1962/ считает вероятным перенос фосфора в соединении с кислородом, а не галоидами, так как галоиды фосфора легко гидролизуются. Но учитывая, что кислородные соединения фосфора $/P_2O_5$ / не являются легколетучими соединениями, В.В.Щербина считает наиболее вероятным, что при высокой температуре и давлении фосфор образует легколетучие соединения типа галоид-ангидридов $/POCl_3, POBr_3$ /. В этом соединении фосфор летуч.

На основании экспериментальных данных В.И.Герасимовского, В.В.Щербина считает возможным перенос фосфора и в виде "трехзамещенного щелочного фосфата".

Очень интересны в смысле природы образования апатита экспериментальные исследования И.Г.Ченцова /1963/. Раствор $Na_2(HPO_4)$ /слабощелочной/ с добавкой $NaF, NaHCO_3$ с суспензией $CaCO_3$, андезина, андезин-лабрадора и геля кремнекислоты нагревался в автоклаве в течение 10-12 часов до $350-360^{\circ}$. В результате произошло "полное или почти полное осаждение фосфатов в виде апатита..." и наблюдалась альбитизация, апатитизация и карбонатизация плагиоклазов. По мнению И.Г.Ченцова, альбитизация способствовала образованию апатита. Кроме того, он считает возможным миграцию фосфора-иона в гидротермальных растворах в виде сложных комплексных щелочно-углекисло-фосфатных соединений с щелочными и щелочноземельными катионами $/Ca$ и Na / при параллельной миграции Na и Ca в виде карбонатов, бикарбонатов, а элементы-примеси апатитов Th и Ti и т.д. в виде комплексных щелочно-карбонатных соединений.

Обобщая поведение анионов /в зависимости от их активности/ в процессе рудообразования, можно установить следующую последовательность: в начальной стадии - Cl , F , затем - P , в конечной стадии - CO_2 , S , так как активность этих анионов во фторсодержащих средах подавлена /А.А.Беус, Б.И.Соболев, 1962/, при подавляющей роли Cl , F и P .

Исходя из всего вышеизложенного, можно представить себе эволюцию рудоносного раствора в следующем порядке. Выделившиеся из

магматического очага Cl , F , S , CO_2 , дающие начало образованию таким активным кислотам, как HCl , HF , H_2SO_4 , H_2CO_3 , H_2SiF_6 , естественно, придавали раствору очень сильно кислый характер. Последним обусловлено интенсивное выщелачивание и обогащение растворов Si , Al , P , Fe , Ca , Mg , Na , K , Mn , S , Cl , F и т.д. Экспериментальные исследования С.И.Набоко и В.Г.Сильниченко /1960/ показали, что выщелачивание элементов из пород зависит в основном от pH растворов и лишь в меньшей степени от состава пород. Так, при взаимодействии серной кислоты / H_2SO_4 / на лавовые породы Al переходит в раствор при $pH = 2$, Fe - 2, 4, 5, 6; Ca , Mg и щелочные металлы - при всех значениях pH, причем Ca и Mg максимально выщелачиваются при $pH = 2$. В результате взаимодействия с породами и соленосными отложениями растворы нейтрализуются, приобретая натрово-хлоридный характер и дополнительно обогащаются породообразующими и рудообразующими элементами. Железо, интенсивно переходящее в раствор на кислой его стадии, при уменьшении кислотности переходит в осадок /С.И.Набоко, 1963/. К этому времени относится и образование скаполита. В дальнейшем раствор приобретает щелочной характер, который сохраняется до конца. В пользу последнего предположения говорит и интенсивное развитие карбонатных минералов в виде прожилков, как завершающая стадия процесса рудообразования. Необходимо отметить, что в пустотах развиты идиоморфные кристаллы апатита, а в карбонатных прожилках - биотит и скаполит. Это дает основание предполагать, что в рудоносных растворах до конца сохраняются Na , F , Cl , P , но в меньших количествах.

В наших выводах относительно глубинности формирования Абоянского апатит-магнетитового месторождения мы основывались на детальном изучении минерального состава и текстурно-структурных особенностей руд, поскольку для разрешения этого вопроса не располагая прямыми геологическими данными.

В рудах месторождения широкое развитие имеют процессы скаполитизации андезито-дацитов, глинистых песчаников, глин, цементирующего материала туфобрекчий, туфоконгломератов и брекчированных андезито-дацитов при ничтожной роли процессов каолинизации, серицитизации этих же пород. Основными рудообразующими минералами являются главным образом среднетемпературные минералы - скаполит, апатит, актинолит, биотит, магнетит и т.д. /табл. I9/

и низкотемпературные—пирит и карбонат при ограниченном развитии типичных высокотемпературных минералов: граната, пироксена, турмалина. Исходя из процессов изменения рудовмещающих пород, Абовянского месторождение формировалось на глубине более 1 км, т.е. в "гипабиссальных" условиях /Д.С.Коржинский, 1959/, а по температурному режиму месторождение образовалось скорее в среднетемпературных условиях. В пользу такого предположения говорит отсутствие магнетитовых руд колломорфной текстуры при широком развитии магнетита массивной текстуры; преобладание кальциевых карбонатов над остальными; сравнение с другими железорудными месторождениями аналогичного минерального состава /магнетитовые месторождения Кустанайской и Алтае-Саянской области, Тунгусской синеклизы и Западно-Сибирских месторождений/.

На основании всего вышеизложенного Абовянское апатит-магнетитовое месторождение относится к высоко-среднетемпературным гидротермально-метасоматическим месторождениям средних глубин с широким развитием скаполита.

VI. ПЕРСПЕКТИВЫ И ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

На I.I 1967 г. Абовянское апатит-магнетитовое месторождение на данном этапе поисково-разведочных работ характеризуется запасом руды по C_1 и C_2 в 351093 тыс.т. Руды Абовянского месторождения, за исключением массивных магнетитовых руд, характеризуются невысоким содержанием железа /табл.40/. Однако в последнее время большинство вовлекаемых в эксплуатацию месторождений будет представлено относительно бедными железом рудами, требующими применения обогащения с последующей агломерацией полученных концентратов, и в 1970 году средний выход подготовленной руды /концентраты из сырой руды/ снизится до 55 % против 80 % в 1955 году.

Абовянское месторождение расположено в 20 км к югу от важнейшего в практическом отношении Разданского железорудного контактово-метасоматического месторождения и при правильной разведке и освоении приобретет важное народнохозяйственное значение и может служить дополнительной сырьевой базой для проектирующегося Разданского металлургического завода.

Месторождение вскрыто буровыми скважинами в основном до

глубины 350–400 м, а некоторыми – до 600 м, но и на этих глубинах руда полностью не выклинивается. Скважины приостановлены в метасоматически измененных рудовмещающих породах /андезито-дацитах, глинистых песчаниках и т.д./ с вкрапленниками и редкими прожилками магнетита; только в одной скважине, наряду с прожилками магнетита, отмечаются и прожилки скаполит-биотитового состава. Учитывая то обстоятельство, что распределение оруденения на глубину не подчиняется определенной закономерности /массивные руды чередуются то с брекчиевидными, то с осветленными, слабо оруденными андезито-дацитами, то с прожилковыми типами руд/, а оруденение распространяется в пределах андезито-дацитов и в меньшей степени в интродуцированных ими туфобрекчиях, туфоконгломератах, глинистых песчаниках и глинах, – необходимо установить площадь и глубину распространения этих рудовмещающих пород. Все имеющиеся факты и сравнение с другими месторождениями позволяют предполагать возможность увеличения рудных площадей за счет новых тел на глубине, превышающей 600 м, и практически перспективы месторождения связать с возможностью продолжения оруденения на глубину.

В глинистых отложениях зафиксированы вкрапленный и прожилковый типы оруденения. Кроме того, по данным А.А.Габриеляна, глинистые отложения содержат прослойки известняков, которые в результате метасоматического замещения могли дать богатые магнетитовые и магнетит-гематитовые руды.

Так как массивные руды, зоны с брекчиевидным и прожилковым типами руд, а также экструзии андезито-дацитов приурочены к одним и тем же тектоническим структурам, то возникает необходимость прослеживания их как по падению, так и по простиранию. Необходимо отметить, что структура рудного поля и района месторождения изучена очень слабо и необходимо специальное детальное изучение ее.

Выше была отмечена возможность мобилизации железа из основных пород водносоленными растворами и вероятность присутствия соленосных отложений в пределах глубоких горизонтов месторождения. Отсюда понятна важность установления истинных пределов распространения соленосных отложений и их роль в процессе рудообразования. Для поисков слепых рудных тел немаловажную роль может сыграть наличие хлора в качестве поискового критерия.

На данном этапе на Абовянском месторождении магнитометри-

ческой съемкой выявлен ряд аномальных участков. Аномалии в основном характеризуются небольшим превышением общего фона, внутри них наблюдаются высокоинтенсивные аномалии. Во всех случаях проверки интенсивные аномалии соответствуют участкам с повышенной концентрацией магнетита, причем глубина проявления верхних рудных зон не превышает 150-200 м, иногда и меньше. Из выделенных аномалий практический интерес на данном этапе представляют аномалии № 5, 6, 7, наиболее положительные результаты получены по А-7, поэтому разведка в основном концентрировалась в юго-западной части месторождения. Кроме высокоинтенсивных аномалий, в пределах месторождения установлены Джраберский и Кян-Кянский участки, с невысоким магнитным напряжением. Проверка их не дала положительных результатов, показала лишь высокое содержание акцессорного магнетита в андезито-базальтах, причем скважины не пересекали валунно-галечниковую толщу /переходный горизонт между рудовмещающими андезито-дацитами и перекрывающими четвертичными эффузивными породами/. Объяснить отрицательные результаты проверки сравнительно высоких показателей магнитного напряжения можно по-разному: либо в связи с высокой железистостью андезито-базальтов имело место наложение магнитного напряжения на фон, либо рудные тела имеются, но они залегают на большой, практически не доступной глубине. Для проверки необходимо пробурить глубокие скважины, а также усилить поисковые работы на участках со слабым магнитным напряжением.

Возможности обнаружения железных руд не исчерпываются разведкой уже выявленных аномалий, и поэтому необходимо продолжить поисковые и в первую очередь геофизические работы на всем протяжении разрывных нарушений, несмотря на то, что в северо-западном и юго-восточном направлениях мощность покрова больше, чем в северо-восточном и юго-западном. Детальная магниторазведка позволяет с большей достоверностью судить о перспективности месторождения.

Практическая ценность руд Абовянского месторождения возрастает в связи с высоким содержанием в рудах апатита, который может служить источником для получения суперфосфата. Это приводит к необходимости комплексного использования руд Абовянского месторождения. В последнее время работниками Ленинградского филиала Института гидрохимии разработана методика комплексного использования

апатитов /Т.Г.Бегунова и др., 1961/: из апатита получают суперфосфат, а из фторсодержащих газов - фтористые соли. Практически большой интерес представила бы постройка на базе Разданского металлургического завода цеха по производству суперфосфата и фтористых солей из апатита.

УП. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АБОВЯНСКОГО И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Обобщая весь фактический материал, можно провести аналогию с другими железорудными месторождениями Советского Союза и зарубежных стран, исходя из общности геологической позиции, минерального состава, геохимической особенности оруденения, морфологии рудных тел и т.д.

Абовянское апатит-магнетитовое месторождение залегает среди андезит-дацитово-экструзии, прорывающей сарматские осадочные отложения /глинистые песчаники и глины/, туфобрекчии и туфоконгломераты и приурочено к разрывным тектоническим нарушениям. Основными рудообразующими минералами являются магнетит, апатит, второстепенными - карбонаты /кальцит, сидерит, доломит, магнезит, родохрозит/, скаполит, актинолит, биотит, пирит и т.д. Геохимической особенностью руд является высокая концентрация фосфора, хлора, кальция и натрия. В апатите хлор в количественном отношении преобладает над фтором /хлор-фтор-apatит/.

Исходя из высокого содержания апатита, Абовянское апатит-магнетитовое месторождение можно сравнить с Ковдорским месторождением, расположенным в юго-восточной части Кольского полуострова. По данным А.А.Глаголева /1965/, Г.П.Барсанова, Римской-Корсаковой, Ковдорское месторождение приурочено к Ковдорскому массиву центрального типа, палеозойского возраста, зонального строения: внешняя - ийолитовая; центральная - пироксеновая, пироксен-флогопитовая, пироксен-оливиновая породы и оливиниты; внутренняя - мелилитовая. Месторождение приурочено к внешней зоне. Местами рудные зоны контактируют с фенитами, вмещающими этот массив. Рудные залежи прослеживаются в меридиональном направлении на 1300 м при ширине на юге - 800 м, на севере - 400 м. На месторождении широко развиты карбонаты. Главными компонентами руд являются магнетит, форстерит, оливин, шпинель, флогопит. Все отмеченные минералы, на-

ряду с мелкозернистым агрегатом, образуют крупные идиоморфные кристаллы.

Апатит представлен мелкозернистым ("сахаровидным") фтор-апатитом, зеленоватого цвета. Крупные идиоморфные кристаллы очень редки. Римская-Корсакова считает, что месторождение образовалось в постмагматическую стадию формирования Ковдорского массива, а карбонатиты являются наиболее поздними гидротермальными образованиями. Существуют и другие точки зрения относительно вопросов генезиса месторождения. Так, Ц.Г.Златкинд, Д.В.Шифрин, Н.А.Волотаевская относят Ковдорское месторождение к инъекционно-метасоматическому типу, А.А.Кухаренко — весь рудный комплекс считает пневматолито-гидротермальным образованием, не исключая процессы метасоматических замещений.

Наиболее высокое содержание апатита отмечается на месторождении Кирунавара в Северной Швеции в рудном теле "Ректор", где содержание апатита составляет около 20 %. Описание приводится в основном по данным И.Г.Магакьяна /1961/ и Г.А.Соколова /1955/. Оруденение приурочено к контакту сиенитовых порфиров /редко выходы сиенитов интрузивного типа/с кварцевыми порфирами эффузивного характера. Только в рудной залежи "Ректор" отмечаются изменения боксовых пород гидротермального характера, выражающиеся в развитии актинолит-скаполитовых скарнов, серицитизации, окварцевании и карбонатизации. Взаимоотношения апатита и магнетита очень тесные и свидетельствуют о почти одновременном образовании обоих минералов. Содержание апатита неравномерное по простиранию и уменьшается на глубину. Анионная часть апатита представлена в основном фтором /фтор-апатит/. В основном рудообразование считается результатом дифференциации сиенитовой магмы. В последнее время высказывается предположение о вулканогенно-осадочном происхождении месторождения.

По характеру распределения оруденения и минеральному составу руд Абовянское месторождение можно сравнить с Лебяжинским месторождением на Урале, описание которого приводится по материалам Л.Н.Овчинникова /1960/, Г.А.Соколова. В пределах рудного поля выделены Восточный и Западный рудные пояса.

Рудные тела Восточного пояса залегают на контакте осадочно-эффузивной толщи девона, представленной известняками, метаморфическими сланцами, андезитами и андезито-порфирами и их туфами, с

сиенитами Высокогорского интрузива. Рудные тела Западного пояса залегают среди сиенитов. Магнетит-апатитовые руды развиты в Восточном поясе, а в Западном поясе - вкрапленные руды и скарны. Среднее содержание фосфора в Восточном поясе достигает 1 %. Образование рудных тел связывается с метасоматическим замещением осадочно-эффузивных пород. Контактные образования представлены магнетит-кальцитовыми, кальцит-гранатовыми, диопсид-магнетитовыми, диопсид-полевошпатовыми и т.д. породами. Скаполит в рудах не отмечается, а апатит представлен фтор-апатитом. Пластовые рудные тела залегают согласно с породами палеозойской толщи и образовались за счет метасоматического замещения известняков.

Наиболее близкими по типу оруденения, характеру распределения руд, морфологии рудных тел и геохимическим особенностям, сравнимыми с Абовянским месторождением являются нижеприведенные контактные месторождения Алтае-Саянской области, описание которых приводится в работах Д.И.Павлова, Н.В.Павлова, Г.А.Соколова, В.В.Богачко, Ш.Г.Курцерайте /1964/, В.А.Вахрушева /1963^{а,б}/.

Анзасское магнетитовое месторождение Алтае-Саянской области залегает среди габброидов /трахитоидные, меланократовые, оливинные мелкозернистые габбро/ и заключающих их альбитовых и скаполитовых метасоматитов. Габброиды прослеживаются вдоль простирания Анзасской тектонической зоны. В пределах этой зоны габброиды прорывают комплекс вулканогенно-осадочных пород, представленных метаморфическими парасланцами, с подчиненным развитием в них метаморфизованных вулканитов и редкими линзами метаморфизованных известняков. Габбровые породы на месторождении всюду в большей или меньшей степени изменены /альбитизация, скаполитизация/. Подавляющая масса скаполитовых метасоматитов образована по габброидам. Альбититы и породы осадочно-метаморфического комплекса подвержены скаполитизации в значительно меньшей степени.

Рудные тела представлены несколькими крутопадающими линзами, залежами, которые контролируются зонами нарушений. Контакт рудного тела с вмещающими породами постепенный. Магнетит в рудах тесно ассоциирует с актинолитом, биотитом, редко встречается апатит /фтор-апатит/, карбонаты.

Высокое содержание хлора в рудах некоторыми авторами связывается либо с гипотетическими соленосными отложениями, либо с высокоминерализованными подземными водами глубинной циркуляции.

Месторождение образовано при мощном метасоматозе габброидов.

К скаполитовому подтипу относятся и некоторые железорудные месторождения Кустанайской области: Качарское, Северный участок Соколовского месторождения и Восточная и Юго-восточная залежь Сарбайского месторождения.

Качарское, Соколовское и Сарбайское месторождения залегают на контакте палеозойских эффузивно-осадочных пород и интродуцированных их интрузий диоритов.

В эффузивно-осадочном комплексе преобладают эффузивные образования, которые представлены плагиоклазовыми и диабазовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, андезитовыми порфиритами, альбитофирами, ортофирами и их туфами, туффитами, среди которых залегают слои нормально осадочных пород: известняки, глинистые сланцы, аргиллиты и т.д. Интрузивные образования представлены малыми интрузиями и мелкими штоками диоритового состава.

На Сарбайском и Соколовском месторождениях при образовании пластовых рудных тел с массивной магнетитовой рудой имеет место метасоматическое замещение известняков.

В локализации магнетитового оруденения и формировании рудных тел на всех трех месторождениях существенную роль сыграл структурный фактор /дорудные и интарудные тектонические нарушения/.

Характерно исключительно широкое развитие скаполитовых пород, образовавшихся в результате замещения алюмосиликатных пород и тесный парагенезис скаполита и магнетита.

В Качарском месторождении присутствуют типичные скарноые и скарно-рудные минералы. Минеральный состав руд Качарского месторождения представлен в основном магнетитом, скаполитом, пироксенном, актинолитом, пиритом, реже гематитом, сфалеритом, апатитом в виде гнездообразных скоплений и прожилков. В Сарбайском и Соколовском месторождениях, кроме указанных минералов, широко развиты гранат, волластонит, пренит, мартит, эпидот и т.д.

Г.А.Соколовым и Д.И.Павловым /1958, 1964/ предполагается участие галоидных отложений в формировании Кустанайских магнетитовых месторождений.

Ангаро-Илимская группа магнетитовых месторождений, по классификации Г.А.Соколова, относится к гидротермальным месторождениям /описание приводится по материалам Н.В.Павлова, Г.А.Соколова, Г.Ф.Крашениникова/. В геологическом строении Коршуновского и Рудногорского месторождений Ангаро-Илимской группы принимают участие слабо

дислоцированные осадочные породы силура /известняки, песчано-глинистые породы, доломиты, мергели, песчаники, известковистые песчаники/, составляющие основание разреза. Эти отложения перекрываются почти горизонтальными трансгрессивно залегающими терригенно-осадочными породами Тунгусской свиты /возраст карбон-пермь/. Оба эти комплекса прорываются интрузивными телами траппов /габбро-диабазового, диабазового, диабазо-порфиритового составов/.

в форме пластовых интрузий и даек. В отдельных зонах развития траппов на Сибирской платформе наблюдаются специфические тектонические структуры, связанные с вулканическими процессами: жерла вулканов, вулканические трубки взрыва, депрессивные структуры типа кальдер. В подобных наложенных тектонических структурах развиты эксплозионные брекчированные породы, в составе которых наблюдаются траппы, силурийские осадочные породы и породы тунгусской свиты - туфов, туффитов, частично углистых песчаников. Гидротермальному изменению подвергаются не только брекчированные породы, заполняющие указанные вулканические структуры, но и силурийские породы. Рудная зона представлена основным рудным телом и рядом более мелких рудных тел, а также мощными зонами брекчиевидно-прожилковых руд. Содержание железа колеблется от 15 до 62%. Карбонатные прослойки при формировании руд месторождения играли подчиненную роль.

Минеральный состав месторождений Ангара-Илимской группы представлен магнетитом, гематитом, гранатом, пироксеном; в значительном количестве присутствуют хлориты, серпентиниты, кальцит, кварц, апатит, реже амфиболы и весьма редко сульфиды.

Главный рудный минерал - магнетит представлен магномгнетитом, т.е. разностью, содержащей то или иное количество окиси магния /около 10%/. Этот признак для ряда исследователей свидетельствует о геохимической связи оруденения с трапповой магмой.

Апатит постоянно присутствует в магномгнетитовых месторождениях Тунгусской синеклизы. В рудах жильного типа содержание апатита достигает 1-2%, изредка - 5-8%, из коих на хлор-apatит приходится больше 1/2, на фтор-apatит - 1/5 часть и на гидроксил-apatит - 1/4 часть общего количества апатита.

В формировании месторождений Ангара-Илимской группы важная и существенная роль отводится взаимодействию галогенных отложений Усольской свиты кембрия с трапповой магмой. В частности, глубина вулканической трубки, с которой связаны Ангара-Илимские месторождения, колеблется в пределах 1,5-2 км, что отвечает глубине

залегания усольской свиты нижнего кембрия мощностью более 700 м.

Абовянское апатит-магнетитовое месторождение по основным геологическим и геохимическим признакам сопоставимо с железорудными контактово-метасоматическими месторождениями скаполитового подтипа Кустанайской области, Алтае-Саянской области и гидротермальными месторождениями Ангара-Илимской группы. Сходство устанавливается по следующим признакам, являющимися общими для всех отмеченных месторождений:

1. Локализация оруденения контролируется разрывными нарушениями.

2. Минеральный состав руд, за некоторым исключением, один и тот же.

3. Морфология рудных тел и текстурно-структурные особенности аналогичны.

4. В процессах рудообразования значительную роль играют анионы: Cl , F , P , и катионы: Na , Fe .

5. Характер рудообразующего раствора щелочной.

6. Очевидна связь рудовмещающих пород с основным магматизмом.

7. Скаполит по сравнению с магнетитом является в основном более ранним образованием.

8. Предполагается важная роль соленосной толщи в формировании месторождения.

Имеются, однако, и некоторые немаловажные признаки, по которым Абовянское месторождение отличается от вышеотмеченных:

1) высокая концентрация в рудах хлор-фтор-apatита;

2) экструзивный характер рудовмещающих андезито-дацитов;

3) отсутствие роли известняков в образовании массивных магнетитовых руд, но при всем этом высокая концентрация карбонатов в рудах брекчиевидного-прожилкового и вкрапленного типов;

4) наличие наиболее поздних прожилков состава скаполит-карбонат-биотит;

5) небольшое количество собственно скарновых минералов /граната, пироксена/.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Все фактические данные и основанные на них соображения относительно условий образования Абовянского апатит-магнетитового месторождения сводятся к тому, что апатит-магнетитовое оруденение

и андезито-дацитовая экструзия связаны с единым магматическим очагом, о чем свидетельствуют:

а) приуроченность андезито-дацитов и оруденения к одним и тем же тектоническим структурам;

б) пространственная сопряженность оруденения и андезито-дацитов;

в) совпадение глубины формирования андезито-дацитов и оруденения /по пробуренным скважинам/;

г) высокая железищность андезито-дацитов и всех развитых на месторождении эффузивных пород, что может быть свидетельством металлогенической специализации магматического очага в отношении железа;

в) эпигенетичность андезито-дацитов и оруденения, причем с небольшим разрывом во времени их формирования; абсолютный возраст оруденения - понт-киммерийский, а андезито-дацитов /по взаимоотношению их с фаунистически охарактеризованными верхнесарматскими глинистыми отложениями и с процессами рудообразования/ - постсарматский-допонтийский.

2. Возможным источником железа рассматривается железо, вынесенное из магматического очага. Одновременно большое внимание уделяется возможности выноса железа из рудовмещающих пород. Выносу железа из андезито-дацитов и других рудовмещающих пород могли способствовать Na и Cl , которыми непрерывно обогащался гидротермальный раствор. Источником их, по всей вероятности, являются соленосные отложения, о наличии которых на глубине в пределах месторождения говорят следующие геологические и геохимические факторы:

а) Абовянское месторождение расположено в пределах оконтуренного А.А.Габриеляном района возможного распространения соленосной толщи.

б) Наибольшая мощность соленосной толщи /более 1000 м/ зафиксирована в 4-5 км к юго-западу от месторождения /в пределах с.с. Аван-Элар-Арамус/.

в) Соленосная толща стратиграфически залегает под фаунистически охарактеризованными верхнесарматскими отложениями, а последние вскрыты буровыми скважинами и на месторождении.

г) На Абовянском месторождении широко развиты скаполиты мариялитового состава, где Na /до 10,2 %/ и Cl /до 3,2 %/ являются составными частями, и хлор-фтор-апатит. В количественном отношении

в апатите хлор часто преобладает над фтором ($Cl : F = 0,3-3$ раза). Кроме того, Na в количестве 0,06-1 % установлен в большинстве проанализированных проб, Cl же в количестве 0,28 % определен в биотите.

В качестве добавочного источника железа, по нашему мнению, могли служить древние интрузивные породы основного состава, ксенолиты которых развиты в андезито-дацитах и роговообманковых андезитовых порфиритах.

Геохимические особенности руд Абовянского месторождения позволяют в качестве наиболее вероятной формы переноса железа рассматривать комплексные соединения типа $Na_2[Fe^{+2}Cl_4]$ и $Na[Fe^{+3}Cl_4]$.

3. Детальное изучение пересекающихся прожилков различного состава, иногда смещенных относительно друг друга, текстурно-структурных особенностей руд, морфологии рудных тел позволяет считать, что формирование Абовянского месторождения происходило в несколько последовательных стадий: 1/ Магнетит-скаполитовая стадия, когда ведущим рудным процессом является натровый метасоматоз, заключающийся в интенсивной скаполитизации основных плагиоклазов андезито-дацитов, глинистых песчаников и глин, цементирующего туфового материала в туфобрекчиях, туфоконгломератах и цементирующего материала брекчированных андезито-дацитов; 2/ Вторая стадия характеризуется образованием апатитовой, апатит-магнетитовых жил и прожилков, а также участков сплошного магнетита массивной текстуры, брекчиевидной руды. Процессы как метасоматического замещения вмещающих пород, так и выполнения полостей и трещин играют в равной мере важную роль; 3/ В третью стадию минерализации образовались прожилки апатит-карбонат-магнетитового и магнетит-карбонатного составов. Процессы метасоматоза в этой стадии отходят на второй план, возрастает роль выполнения трещин рудоносными растворами. В составе руд, сравнительно с первой и второй стадиями, чаще встречается гематит /обычно имеющий ограниченное развитие в рудах/ и карбонат колломорфной текстуры. 4/ Продукты четвертой стадии минерализации: карбонат-биотит-скаполитовые, карбонатные, мономинеральные биотитовые и сульфидные прожилки образуются уже преимущественно путем заполнения полостей и трещин при почти полном отсутствии околооильных изменений вмещающих пород.

4. Не располагая прямыми геологическими данными, кроме пространственной сопряженности и одинаковых условий глубинности формирования андезито-дацитов и оруденения, наши предположения относи-

тельно глубины формирования месторождения основываются на анализе фактического материала по характеру изменения вмещающих пород, минеральному составу и текстурно-структурным особенностям руд. Такие факты, как: а) широкое развитие процессов скаполитизации; б) высокая концентрация в рудах среднетемпературных минералов /скаполит, апатит, актинолит, биотит и т.д./ и низкотемпературных /пирит, карбонат, кварц/ при ограниченном развитии высокотемпературных /гранат, пироксен, турмалин/; в) широкое развитие магнетита массивной текстуры при отсутствии колломорфной текстуры; д) ограниченное развитие гематита и т.д. - все эти и другие вышеприведенные факты дают основание для предположения о формировании Абовянского месторождения на средних и приповерхностных глубинах, в широком температурном диапазоне: от высокотемпературного до низкотемпературного.

5. Широкое развитие в Абовянских рудах реликтовых структур /андезито-дациты в массивной магнетитовой руде, псевдоморфоз магнетита по апатиту; флюорита по актинолиту, плагиоклазу; скаполита по плагиоклазу; магнетита по актинолиту, биотиту; пирита по магнетиту; прожилки выполения /сульфидные, карбонатные, скаполит-карбонат-биотитовые и т.д./ наряду с прожилками состава апатит-магнетит, апатит, актинолит-магнетит-apatит-биотит и т.д., где отмечается интенсивное околожильное изменение; интенсивная скаполитизация андезит-дацитов с вкрапленным магнетитом; ограниченное развитие скарновых минералов: граната, пироксена; ведущая роль при формировании Абовянского месторождения петрогенных элементов /катионы: Ca, Na, Al и анионы: F, Cl, CO₂ / и промежуточных элементов /катион - Fe и анион - S/ при подчиненной роли металлогенных элементов, выступающих как элементы-примеси /элементы редкоземельной группы, Ba / - все эти факты свидетельствуют о гидротермально-метасоматическом происхождении руд и позволяют вместе с вышеприведенными выводами относить Абовянское апатит-магнетитовое месторождение к высоко-, среднетемпературным гидротермально-метасоматическим месторождениям гипабиссальных глубин с широким развитием скаполита.

6. В составе руд Абовянского месторождения принимают участие 44 минерала, из которых 6 минералов /apatит, магнетит, скаполит, актинолит, карбонаты, сульфиды/ в количественном отношении преобладают, а остальные минералы образуют небольшие скопления в от-

дельных типах руд.

Из 44 минералов впервые для Абовянского месторождения описан 31 минерал. Полными химическими анализами установлено, что наряду с апатитом в рудах развиты минералы группы апатита: франколит и элестадит.

7. Для расчета средних содержаний основных рудообразующих элементов / Fe , Ca , P / и выяснения корреляционной зависимости между окислами этих элементов и TiO_2 применен метод математической статистики /использованы 980 химических анализов руд/. Результаты этих расчетов подтвердили предположения о том, что основная часть железа /особенно в рудах, где роль метасоматоза существенна/ заимствована из рудовмещающих пород. Титан же главным образом заимствован из рудовмещающих пород и не представляет практической ценности из-за низкого содержания.

8. На основании количественных определений индивидуальных редкоземельных элементов в 130 пробах апатита из различных типов руд рассматриваются геохимические особенности распределения и поведения редкоземельных элементов. Содержание элементов цериевой подгруппы в апатите /особенно La + Ce + Nd / почти во всех проанализированных пробах превышает 80 % от общей суммы редкоземельных элементов. Количественное преобладание элементов цериевой подгруппы над элементами иттриевой подгруппы говорит о высокой щелочности минералообразующего раствора. Аномальное поведение иттрия и лантанидов иттриевой подгруппы в апатите из метасоматически измененных андезито-дацитов, туфобрекчий, туфоконгломератов и брекчированных андезито-дацитов связано с процессами щелочного метасоматоза, выражающегося в скаполитизации.

Дифференциация редкоземельных элементов по основности отчетливо наблюдается в апатите из массивной магнетитовой руды, менее в апатите из апатитовой жилы, в остальных типах руд выделение их не представляется возможным. По проявленной дифференциации редкоземельных элементов по основности, по величине $\Sigma Ce / \Sigma Y$, по расчетному коэффициенту корреляции, по существенному расхождению среднеарифметических содержаний и дисперсии La , Ce , Nd , с одной стороны, в апатите из массивной магнетитовой руды — с другой, из прожилков, брекчиевидных руд /туфобрекчий, туфоконгломератов, брекчированные андезито-дациты/ выделены две генерации апатита:

а) апатит из массивной магнетитовой руды; б) апатит из брекчиевид-

ной руды.

9. Перспективы Абовянского апатит-магнетитового месторождения связываются в основном с расширением площади оруденения на глубину и комплексным использованием апатит-магнетитовых руд. Практически большой интерес представляла бы постройка на базе Разданского металлургического завода цеха по производству сульфата и извлечения фтористых солей.

А л е к с е е в Е.И. К вопросу о разделении редкоземельных элементов в магматическом процессе. В сб. "Проблема геохимии". М., изд. "Наука", 1965.

А л и м а р и н И. П., П а в л о ц к а я Ф.И. О выделении редкоземельных элементов в виде оксалатов и фторидов в присутствии большого количества других элементов. В сб. "Редкоземельные элементы", М., 1958.

А с л а н я н А.Т. Стратиграфия и тектоника Приереванского района Армянской ССР. Е., Изд. АН Арм.ССР, 1958.

А с л а н я н А.Т. Новые данные по неогеновой тектонике Армении. ДАН Арм.ССР, т.ХП, 1950, № 2.

Б а ж е н о в И.К. Комплексные соединения и их роль в геохимических процессах. Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Т., Изд. Томского университета, 1964.

Б а л а ш о в Ю.А. Дифференциация редких земель в магматическом процессе. Химия земной коры. М., Изд. АН СССР, 1963.

Б а р и н с к и й Р.Л. О соотношении четных и нечетных редкоземельных элементов в различных минералах. ДАН СССР, т.120, 1958.

Б а р с а н о в Г.П. К минералогии Ениского железорудного месторождения. ДАН СССР, т.31, № 3.

Б а н а л д и н В.Л. О некоторых закономерностях формирования и размещения рудных месторождений в вулканогенных породах /на примере южной Грузии/. Изв. Высш. уч. заведений. Геология и разведка, 1962.

Б е л о в Н.В. Об изоморфных замещениях в группе апатита. ДАН СССР, т.ХХП, № 2, 1952.

Б е т е х т и н А.Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. Изв. АН СССР, 1950, № 5.

Б е т е х т и н А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". М., Изд. АН СССР, 1955.

Б е у с А.А. Режим кислотности-щелочности в процессах метасоматоза, как факторы переноса и концентрации редких земель. В сб. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", т. I, М., Изд. АН СССР, 1961.

Б е у с А.А., Г р и г о р я н С.В. Использование методов математической статистики при геохимических поисках. М., 1965.

Б е у с А.А., С о б о л е в Б.П. О галоидном переносе элементов в эндогенных процессах. В кн. "Экспериментальные исследования в области глубинных процессов". М., 1962.

Б о г а т и к о в О.А., Л е б е д е в А.П. О роли летучих компонентов в формировании апатитсодержащих титано-магнетитовых руд Кизирского габбро-сиенитового плутона /Восточные Саяны/. ДАН СССР, 1964, т. 154, № I.

Б о г а ц к и й В.В. Новый Саянский тип метасоматических магнетитовых месторождений. Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. I, 1961.

Б о г а ц к и й В.В., К у р ц е р а й т е Ш.Д. Условия образования Анзасского железорудного месторождения /Западные Саяны/. Геология и геофизика. Сибирское отделение АН СССР, 1964, № I.

Б о р н е м а н - С т а р ы н к е в и ч И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М., изд. "Наука", 1964.

Б о р и с н к о Л.Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М., изд. "Наука", 1966.

Б о р о д и н Л.С. Корреляционные связи редких земель и некоторые особенности их распределения в цериевых и церийсодержащих минералах. Тр. Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР, вып. 7, 1961.

Б о р о д и н Л.С. Редкие земли как геохимические индикаторы при решении эндогенного минералообразования. Изв. АН СССР, 1965, № 7,

Б о у э н , Ф е н н е р Сб. "Геология рудных месторождений Западных штатов США". Гос. объедин. научн.-технич. изд., 1937.

Б о ш а р и н а Л.А. Вулканические газы на различных стадиях активности вулканов. Тр. Лаборатории вулканологии, вып. 16, 1959.

Б у л а т о в Д.И. О поведении фосфора при контактово-метасоматическом процессе на примере месторождений Малый Кузбасс и г. Магнитной. ДАН СССР, т. 151, 1962, № 6.

В а й н ш т е й н Э.Е., Т у г а р и н о в А.И., Т у р а н - с к а я Н.В. О закономерностях распределения редких земель в некоторых минералах. Геохимия, 1956, № 2.

В а с и л ь е в а З.В. Изоморфное замещение в апатитах различных месторождений Союза. М., 1958.

В а с и л ь е в а З.В. Фтор, хлор и гидроксид в апатитах. Геохимия, 1957, № 8.

В а х р у ш е в В.А. Принципы генетической систематики контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области. Геология рудных месторождений, 1963, № 6.

В а х р у ш е в В.А. Элементы-примеси в магнетите железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Тр. Института геологии и геофизики СО АН СССР, 1963, вып. 15.

В а х р у ш е в В.А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области. М., изд. "Наука", 1965.

В и н о г р а д о в А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, 1962, № 7.

В и н ч е л л А.И. Оптическая минералогия. М., изд. ИЛ, 1949.

Г а б р и е л я н А.А. К вопросу о сармате. Изв. АН Арм. ССР, 1943.

Г а б р и е л я н А.А. История геологического развития Армении в третичное время, 1952.

Г а б р и е л я н А.А. Основные вопросы тектоники Армении. Е., Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Г а б р и е л я н А.А. Связь эффузивного вулканизма с тектоникой. В кн. "Вопросы вулканизма". М., Изд. АН СССР, 1962.

Г а б р и е л я н А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Е., Изд. АН Арм. ССР, 1964.

Г а с п а р я н И.Г. Краткая петрографо-минералогическая характеристика третичных образований Приереванского района. Изв. АН Арм.ССР, сер. геол. и географ. наук, 1958, № II.

Г и н з б у р г А.И. Некоторые особенности геохимии лития. Труды минералогического музея АН СССР, вып. 8, 1957.

Г и н з б у р г А.И. Геология месторождений редких элементов. В кн. "Редкоземельные карбонаты". М., 1958.

Г о л ь д ш м и д т В.М. Геохимические принципы распределения редких элементов. Сб. "Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах". Изд ИЛ, 1952.

Г р е й т о н Л. Природа рудообразующего флюида. М., Госгеолиздат, 1946.

Г р и г о р я н Г.О. Рудоносность экстрозивно-эффузивных комплексов Армянской ССР. В кн. "Закономерности размещения оруденения", т. УП, 1964.

Г у л ь я н Э.Х. Акцессорный апатит одного из железорудных месторождений. Изв. АН Арм.ССР, 1964, № I.

Д з о ц е н и д з е Г.С. О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезного ископаемого. Тр. П-го петрографического совещания, 1960.

Д и р У.А., Х а у и Р.А., З у с м а н Д.ж. Породообразующие минералы. М., изд. "Мир", тт. I-У, 1966.

Д у д к и н О.Б., К о з ы р е в а Л.В. и др. Минералогия апатитового месторождения Хибинских тундр, 1964.

Е л и с е е в Э.Н., В о л к о в а М.И. и др. Влияние изморфных замещений на размеры элементарной ячейки апатита. Вестник Ленинградского университета, сер. геол. и географ., вып. I, 1960, № 6.

Ж а р и к о в В.А. Реакционные явления магматической и послемагматической стадии при формировании скарноворудных месторождений. В кн. "Материалы ко П Всесоюзному петрографическому совещанию". Ташкент, 1958.

И в а н о в а Т.Н. Апатитовые месторождения Хибинских

тундр. М., Госгеолтехиздат, 1963.

И н д у к е е в Ю.В. Скаполит и процесс скаполитизации на Хайлеольском железорудном месторождении в Кузнецком Ала-Тау. Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Изд. Томского университета, 1962.

К а л и н и н Д.В. Химические процессы образования Таятского железорудного месторождения /Восточные Саяны/. Геохимия, 1961, № 7.

К о р ж и н с к и й Д.С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Тр. Лабор. вулканологии, вып. 19, 1961.

К о р р е н с К.О. К геохимии фтора и хлора. Сб. ВСЕГЕИ "Новости зарубежной геологии", вып. 15, 1959.

К о с т е р и н А.В. О возможных формах переноса редкоземельных элементов гидротермами. Геохимия, 1959, № 4.

К о т л я р В.Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение. Изв. высш. учеб. завед., 1960, № 9.

К р а ш е н н и к о в Г.Ф. Геология Ангаро-Илимского железорудного месторождения. Л., 1935.

К р у т о в Г.А. О роли галоидного переноса в образовании контактово-метасоматических месторождений. Вестник МГУ, сер. геол., 1960, № 6.

К у з н е ц о в Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., изд. "Недра", 1964.

М а г а к ъ я н И.Г. Железорудные месторождения Северной Армении. Изв. АН Арм.ССР, сер. естеств. наук, 1947, № 1.

М а г а к ъ я н И.Г. Рудные месторождения. Е., Изд. АН Арм. ССР, 1961.

М е с р о п я н А.И. Крупнейшая залежь каменной соли в Армении. Изв. АН Арм.ССР, сер. геол. и географ. наук, т. XII, 1959, № 1.

М и л а н о в с к и й Е.А. Некоторые закономерности тектоники и магматизма орогенного этапа развития Альпийского геосин-

клинального пояса юго-восточной Европы и юго-западной Азии. В кн. "Тималайский и Альпийский орогенез". Материалы международного геологического конгресса, XII сессия. Доклады советских геологов. М., изд. "Недра", 1964.

М и н е е в Д.А. Геохимическая дифференциация редкоземельных элементов. Геохимия, 1963, № 12.

М и к р т ч я н Г.М., С а р у х а н я н Л.Б. Прямое количественное спектрографическое определение редкоземельных элементов в апатите. Изв. АН Арм. ССР, 1968, № 1-2.

М о в с е с я н М.А. Литологический очерк соленосной толлы Приереванского района. Изв. АН Арм. ССР, геология и географ. наук, XVI, 1963, № 4-5.

Н а б о к о С.И. Вулканические эксталяции и продукты их реакций. Труды Лаборатории вулканологии, вып. 16, 1959.

Н а б о к о С.И., С и л ь н и ч е н к о В.Г. К вопросу о метаморфизме гидротермальных растворов и вулканогенных пород при их взаимодействии. В кн. "Новейший вулканизм и гидротермы". Труды Лаборатории вулканологии, вып. 18, 1960.

О в ч и н н и к о в Л.Н. Контактново-метасоматические месторождения Северного и Среднего Урала. Свердловск, 1960.

О в ч и н н и к о в Л.Н., М а к с е н к о в В.Г. Экспериментальное изучение контактовых процессов. В кн. "Экспериментальные исследования в области глубинных процессов". М., Изд. АН СССР, 1962.

О в ч и н н и к о в Л.Н., Ш л я п н и к о в Д.С., Ш у р А.С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании. В кн. "Проблемы генезиса руд". М., изд. "Недра", 1964.

О н т о е в Д.О. О скаполит-магнетитовых рудах некоторых контактно-метасоматических месторождений железа. Советская геология, сб. 50, 1956.

О н т о е в Д.О. Хлорсодержащие минералы - скаполит и дашкесанит из Хаувакинского месторождения /Тува/. ЗВМО, ч. 87, вып. I,

Островский И.А., Петров В.П. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд. Тр. ИГН АН СССР, вып. 36, 1940.

Остроумова А.С. Включения меланократовых пород в экструзивных дацитах г. Гадис (Армения). Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 2.

Павленко А.С., Балашов Ю.А. и др. Поведение редкоземельных элементов при образовании щелочноземельных и щелочных комагматических базальтоидных пород Центральной Армении. Геохимия, 1966, № 2.

Павленко А.С., Вайнштейн Э.Е., Туранская Н.В. О некоторых закономерностях поведения редких земель и иттрия в магматических и постмагматических процессах. Геохимия, 1959, № 4.

Павлов Д.И. Анзасское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. М., изд. "Недра", 1964.

Павлов Д.И. О распределении хлора в породах и минералах и его роли в образовании эндогенных железных руд. Геология рудных месторождений, т. 5, № 1, 1963.

Павлов Н.В. Геология и происхождение магномагнетитовых месторождений трапповой области Сибирской платформы. В кн. "Генетические проблемы руд", М., 1960.

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

Паффенгольц К.Н. Геологическая характеристика административных районов Армянской ССР, 1937.

Паффенгольц К.Н. Геологический очерк Кавказа. Е., Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Рамдор Пауль Рудные минералы и их сростания. М., изд. ИЛ, 1962.

Римская-Корсакова О.М. К вопросу о генезисе Ковдорского железорудного месторождения. В сб. "Вопросы магматизма и металлогении", т. I, Л., 1963.

Саруханян Л.Б. Некоторые вопросы генезиса Абовянского апатит-магнетитового месторождения. Изв. АН Арм. ССР, На-

ки о Земле, 1969, № 3.

С а р у х а н я н Л.Б., М к р т ч я н Г.М. Распределение редкоземельных элементов в апатите. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1968, № 4.

С е м е н о в Е.И. Минералогия редких земель. М., изд. "Наука", 1963.

С е м е н о в Е.И., Б а р и н с к и й Р.Л. Особенности состава редких земель в минералах. Геохимия, 1958, № 4.

С м и р н о в В.И. Геология полезных ископаемых. М., изд., "Недра", 1965.

С м и р н о в С.С. Ангара-Илимская железная провинция. Разведка недр, 1933, № 2.

С о к о л о в Г.А. Железорудные месторождения мира. Изд. ИЛ, 1955.

С о к о л о в Г.А. Геология, закономерности состава и вопросы генезиса магнетитовых месторождений Тургайского прогиба. Труды Объединенной кустанайской научной сессии, т.2, 1958.

С о к о л о в Г.А., П а в л о в Д.И. К геохимии титана в метасоматическом процессе. ДАН СССР, т. 142, № 2, 1962.

С о к о л о в Г.А., П а в л о в Д.И. Об источниках и роли хлора в магматогенном рудообразовании. Проблемы генезиса руд. Докл. советских геологов на XXII сессии МГК. Гостехиздат, 1964.

С о л о д о в н и к о в а Л.И. К вопросу о генезисе скаполитов. Записки ЛГУ, геол. фак-т, сер. геол. наук, вып. 8, 1957, № 215.

С у м и н Н.Г. О натровом метасоматозе в скарновых железорудных месторождениях. В сб. "Вопросы петрографии и минералогии", т. I, 1953.

Т в а л ч р е л и д з е Г.А. Металлогенические особенности некоторых элементов эвгеосинклинальной области. Изв. АН СССР, 1962, № 3.

Т у г а р и н о в А.И., В а й н ш т е й н Э.Е. Закономерности распределения редких земель, циркония и гафния в изверженных горных породах. Геохимия редких земель в связи с проблемой петрогенезиса, 1959.

Фаворская М.А. К вопросу о взаимоотношении эндогенного оруденения с эффузивными формациями. Материалы к VI Всесоюзному петрографическому совещанию, Ташкент, 1958.

Ферсман А.Е. Геохимические параметры железа. Избр. труды, 1958.

Хачатурян Э.А. Генетические типы железорудных месторождений Армянской ССР и перспективы их освоения. Е., Изд. АН Арм. ССР, 1953.

Хитаров Н.И. Вопросы формирования гидротермальных растворов. Труды Лаборатории вулканологии, вып. 16, 1959.

Хомяков А.П. О взаимосвязи между содержанием и составом редких земель в минералах. Геохимия, 1963, № 2.

Ченцов И.Г. Некоторые минералогическо-геохимические особенности апатитовых проявлений в Северном Казахстане. Тр. Ин-та геологии, рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, вып. 70, 1962.

Ченцов И.Г. О некоторых формах миграции фосфора. Тр. Ин-та геологии, рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 99, 1963.

Швей И.В. Основные вопросы геохимии редкоземельных элементов и иттрия в эндогенных процессах. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Шипулин Ф.К. Самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. Вопросы металлогении. Международный геологический конгресс. XXII сессия. Докл. советских геологов. Изд. "Недра", 1965.

Щербина В.В. Факторы, определяющие геохимическое распределение скандия. Геохимия, 1959, № 8.

Щербина В.В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. В сб. "Вопросы геохимии и минералогии". М., Изд. АН СССР, 1956.

Behne W. Untersuchungen zur Geochemie des Chlor und Brom. Geochem. et cosmochimica, Vol. 3, 1953.

Deans T. Francolite from sedimentary ironstones of

the Coal Measures. Mineral. Mag., 25, 135, 1938.

H a u s e n H. Die apatite, deren chemische Zusammensetzung und ihr Verhältniss zu den physikalischen und morphologischen Eigenschaften. Abo., 1929.

L e e D.A. Chlorine reich biotite from Lemhi-County, Idaho. Amer.Miner., 43, N 1/2, 1958.

O e l s n e r, O s c a r Zur Genese der nord- und mittelschwedischen Eisenerzlagerstätten. Geologie J., H. 6, 1961.

B o r g s t r o m L.H. Die chemische Zusammensetzung der Skapolithe. Zeitschrift f. Krystall., B. 54, I, 1915.

S t i r n e m a n E. Das System Eisenchlorid-Wasser bei hoher Temperatur. N. Jb. Miner., Abt. Au, 1955.

	стр.
В в е д е н и е	5
Общие сведения.....	7
I. Основные моменты истории геологического исследования Абовянского апатит-магнетитового месторождения.....	7
II. Основные черты геологического строения района и мес- торождения.....	9
Морфология рудных тел.....	22
Текстуры и структуры руд.....	24
III. Минеральный состав апатит-магнетитовых руд.....	36
А. Рудные минералы.....	38
Б. Нерудные минералы.....	57
IV. Геохимическая характеристика различных типов руд и минералов.....	108
Редкоземельные элементы.....	130
V. Основные черты условий образования апатит-магнетито- вых руд.....	146
VI. Перспективы и практические рекомендации.....	159
VII. Сравнительная характеристика Абовянского и некото- рых других железорудных месторождений.....	162
З а к л ю ч е н и е.....	167
Л и т е р а т у р а.....	173

ЛЮДВИНА БЕНИАМИНОВНА САРУХАНЫН

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС
АБОВЯНСКОГО АПАТИТ-МАГНЕТИТОВОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

*Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук
АН Армянской ССР*

Редактор издательства С. М. Даниелян



ВФ 03910.

Заказ 821.

Изд. № 3381.

Тираж 350.

Сдано в производство 28/X 1970 г. Подписано к печати 14/V 1970 г.

Печ. 11,5 л. изд. 11,0 л. Бумага № 1, 60×90¹/₁₆. Цена 1 р. 10 к.

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР, г. Эчмиадзин

Цена 1 р. 10 к.

17944