

А. И. Карапетян

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ РАЗДАН-АНКАВАНСКОЙ ЗОНЫ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЕЕ ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Раздан-Анкаванская зона относится к числу наиболее интересных в отношении эндогенного оруденения участков территории Малого Кавказа. К этой зоне, протяженностью 35–40 км приурочены большинство промышленных месторождений Памбак-Цакуняцкой области, представленных Анкаванским медно-молибденовым, Меградзорским золоторудным и Разданским железорудным месторождениями. Кроме них, здесь установлен ряд самых различных по составу проявлений эндогенных руд, которые объединяются в пяти рудных полях, расположенных вдоль Мармарикского разлома близширотного простирания, сочленяющего Арзакан-Апаранский антиклинорий и Памбакский синклинорий. Разлом этот надвигового характера, по нему приведены в соприкосновение мегаморфические породы эопалеозойского возраста с магматическими породами эоцена. Раздан-Анкаванская зона является местом внедрения разновозрастных и различных по составу интрузивных пород, которые расположены на одном направлении, согласно с общим простиранием Мармарикского разлома.

Развитые вдоль Раздан-Анкаванской зоны месторождения и проявления характеризуются многими сходными и отличительными чертами минералого-геохимического состава и условий образования, что позволяет их группировать в семи рудных формациях (табл. 1). Рассматриваемые ниже рудные формации объединяют месторождения и рудопроявления одного и того же генезиса, характеризующиеся сходным вещественным составом слагающих их главнейших парагенетических ассоциаций минералов.

Скарновая железорудная (гранат-магнетитовая формация)

По широте своего проявления и интенсивностью развития скарновая железорудная формация превалирует над всеми другими рудными формациями Раздан-Анкаванской зоны. Представлена она Разданским, Ахавнадзорским, Дамир-Магаринским и Уляшик-Сарыкаинским месторождениями и проявлениями в которых оруденение представлено крупнопластовыми пластообразными залежами, а также гнездообразными, жилкообразными и неправильными по форме скоплениями гранат-магнетитовых руд, развитыми в приконтактной полосе (экзо- и эндокон-

такты) умеренно-кислых интрузий (кварцевые диориты, гранодиориты, монцититы, кварцевые монцититы и т.д.).

Главнейшие парагенетические ассоциации минералов слагают магнетит и гранат, подчиненное значение имеют гематит, мушкетовит, мартит, а также эпидот, актинолит, пироксены. Второстепенное значение имеют апатит-магнетитовая, пирит-халькопиритовая (иногда с молибденитом), полиметаллическая, а также золото-серебро-теллуровая парагенетическая ассоциации минералов. Приведенные в табл. 2 содержания элементов-примесей, входящих в состав руд и мономинеральных фракций главнейших парагенетических ассоциаций минералов железорудных формаций Раздан-Анкаванской зоны, показывают, что руды скарновой формации характеризуются сравнительно повышенным содержанием ряда элементов группы железа и почти всего комплекса металлогенных элементов.

Возраст гранитоидов, к которым приурочиваются скарновые железные руды, разный. Наиболее молодые из них датируются как верхний эоцен-олигоценый. Представлены они монцититами, монцитодиоритами и их переходными разновидностями, развитыми в пределах Ахавнадзорского месторождения. Наиболее древними являются кварцевые диориты Дамир-Магаринского проявления. Возраст их по данным геологических и радиологических исследований определяется как дотуронский (неоком).

Существенно различны по возрасту и породы экзоконтакта скарновых железорудных месторождений. В пределах Дамир-Магаринского проявления они представлены мраморизованными известняками и метаморфическими сланцами докембрий – нижнепалеозойского возраста, в пределах Ахавнадзорского месторождения – мергелистыми известняками мелового (сенонского) возраста, а на Разданском месторождении – известковыми песчаниками сенонского и глинисто-кремнистыми сланцами нижнеэоценового возраста.

Различные месторождения скарновой железорудной формации отличаются друг от друга по ряду своих минералого-геохимических особенностей. Это в частности касается концентрации некоторых элементов-примесей, входящих в состав главнейших рудообразующих минералов (табл. 3), а также парагенетических ассоциаций, имеющих второстепенное значение. Так, например, апатит-магнетитовая ассоциация проявлена в пределах Ахавнадзорского месторождения, швеелитовая и медно-молибденовая в пределах Дамир-Магаринского (Анкаванского), а кобальтин-миллеритовая – Разданского месторождения.

Геохимические различия касаются также набора и степени концентрации ряда элементов. Скарновые железные руды Дамир-Магары характеризуются сравнительно повышенным содержанием W, V, Си, Мо, Ва, Ge; Ахавнадзорского месторождения – Zn, Mn, P, TR; Разданского – Ti, Co, Ag. (табл. 3). Конечно, не все количество отмеченных элементов можно считать синхронным со скарновой минерализацией, но в пользу значительной первичной обогащенности скарнов отмеченными элементами свидетельствует постоянная повышенность содержаний этих элементов в скарнах соответствующих месторождений независимо от наличия наложенной минерализации. Детальные минера-

лого-геохимические исследования показывают, что многие из этих элементов в процессе дальнейшей эволюции рудообразовательного процесса выпадают в виде самостоятельных парагенетических ассоциаций минералов, т.е. главные парагенетические ассоциации минералов скандинавских железорудных месторождений в своих примесях очень часто несут признаки позже выпадающих парагенетических ассоциаций. Более того, в них нередко проявлены признаки таких парагенетических ассоциаций, которые в пределах данного рудного поля образуют самостоятельные проявления или месторождения. В качестве примера можно отметить обогащенность Ахавнадзорских магнетитов цинком с одной стороны и полиметаллическое проявление в пределах одноименного рудного поля, или обогащенность Дамир-Магаринских магнетитов Cu , Mo , Ge и Анкаванское Si-Mo месторождение с обогащенными Ge , Si-As рудами и т.д.

Гидротермальная железорудная (кварц-гематитовая) формация

Гидротермальная железорудная формация в пределах Раздан-Анкаванской зоны имеет небольшое развитие. Представлена небольшими проявлениями (Ахундов и др.), развитыми среди гидротермально-измененных гранитоидных интрузий. Оруденение представлено брекчевидными и невыдержанными разноориентированными маломощными жилами, сопровождающимися окварцеванием, каолинизацией, серицитизацией вмещающих пород.

Главнейшим рудным минералом является гематит. Незначительное развитие имеют магнетит, пирит, халькопирит и другие сульфиды. По сравнению с рудами скарновой железорудной формации характеризуются низким содержанием (или отсутствием) большинства элементов-примесей, входящих в состав минералов главнейшей парагенетической ассоциации (табл. 2).

Формация железистых кварцитов (метаморфогенная железорудная)

Формация железистых кварцитов в пределах Раздан-Анкаванской зоны представлена небольшими рудопоявлениями, развитыми среди метаморфического комплекса докембрий-нижнепалеозойского возраста. Наиболее значительными из них являются Меградзорское, Мармарикское и Макраванское проявления, происхождение которых различными исследователями представляется по-разному. И.Г. Магакян (1954), Э.А. Хачатурян (1953) и др. эти проявления считали гидротермального генезиса, Э.Х. Гуляян и Г.А. Дадаян (1963) условно их относили к метаморфическому типу. С.Г. Арутюнян, М.Х. Атабекян и А.Г. Петросян (1965) развивая эту точку зрения, пришли к заключению об осадочно-метаморфизованном генезисе рассматриваемых проявлений. Г.Б. Межлумян (1967) учитывая пространственную приуроченность железистых кварцитов к метаморфическим сланцам, структурно-текстурные особенности руд (а именно иногда наблюдаемые постепенные переходы между

Таблица 1

Эндеогенные рудные формации Раздан-Анкаванской зоны

Рудные формации	Главнейшие рудные элементы и их парагенетические ассоциации	Парагенетические ассоциации элементов, имеющие второстепенное значение.	Главнейшие парагенетические ассоциации минералов	Минералы и их ассоциации, имеющие второстепенное значение	Форма рудных тел и характер оруденения	Генетический тип	Генетическая связь	Месторождения и рудообразования
Скарновая железорудная (гранат-магнетитовая)	Fe Ca-Al-Fe-Si-O Fe-O	Fe-S Cu-Fe-S(Bi, Ni, Co) Mo-S(Re, Se) Pb-Zn-As-S(Au, Ag, Te) P=O (TR)	Гранат-магнетитовая, магнетитовая	Пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, апатит, теллуриды, арсениды Ni и Co	Залежи, пластообразные и неправильные по форме тела	Контактово-метасоматический	Кварцевые диориты, сиениты, кварцевые сиениты	Раздан (Судагян), Ахавнадзор, Дамир-Магара, (Анкаван), Уляшик-Сарыкая.
Гидротермальная железорудная (кварц-гематитовая).	Fe Fe-O	Fe-Cu-S Fe-S	Гематит	Магнетит, пирит, халькопирит	Жилы, прожилки	Гидротермальный	Граносиениты	Ахундов и др.
Метаморфогенная железорудная (железистые кварциты)	Fe Fe-Si-O	Fe-S Cu-As-S(Ru, Ag, Te, Bi) Pb-Zn-Cu-S (Au, Ag, Te)	Кварц-магнетитовая	Рутил, пирротин, пирит	Линзообразные тела	Метаморфогенно-гидротермальный (ультраметаморфический)	В результате метаморфизма вулканогенных пород основного состава.	Меградзор, Мармарик и др.
Медно-молибденовая	Cu-Mo Cu-Fe-S(Se, Te, Bi) Mo-S(Re, Se) Cu-Mo-S(Re, Se, Te, Bi)	Fe-S Cu-As(Ge, Te, Au, Ag) Fe-Cu-Pb-Zn (Ag, Au, Te)	Кварц-халькопиритовая, кварц-молибденитовая	Кварц-пиритовая, энаргит-теннантит-халькопирит-теллуридовая, галенит-сфалерит-халькопиритовая	Штокверки, прожилково-вкрапленные зоны, линзы, гнезда.	Гидротермальный	Порфиридные граниты	Анкаван
Золото-теллуровая (золото-теллур-полиметаллическая)	Au-Ag-Te Cu-Pb-Zn-S(Au, Ag, Te, Se, Bi) Au-Ag-Te(Se)	Fe-S	Галенит-сфалерит-пирит-халькопиритовая, золото-теллуровая	Кварц-пиритовая, кварц-пирит-халькопиритовая, энаргит-теннантит-борнитовая	Жилы, прожилки	Гидротермальный	Монзониты, граниты, граносиенит-порфиры, гранодиорит-порфиры	Меградзор, Сарнахпюр, Эмир-юрт.
Золото-сульфидная (золото-полиметаллическая).	Au, Ag Pb-Zn-Cu-S(Ag, Au, Cd, Se, Te, Bi)	Fe-S(As) Cu-Pb-Zn-S (Au, Ag, Hg)	Галенит-сфалерит-халькопиритовая	Кварц-пиритовая	Жилы, прожилки, гнездообразные тела	Гидротермальный	Кварцевые диориты, гранодиориты и др.	Зар, Кабахлу, Новый

рудами и вмещающими породами) и широкое развитие кварц-магнетитовых жил альпийского типа среди метаморфических сланцев, пришел к заключению о метаморфогенном происхождении этих проявлений. Для определения генетической группы рассматриваемых руд, кроме приведенных фактов, важное значение имеет отмеченный еще И.Г. Магакьяном и Э.А. Хачатуряном факт пространственной приуроченности железистых кварцитов к гранитоидным породам (лейкократовые микролиновые плагиограниты, мигматит-граниты и др. переходные разновидности), происхождение которых в последнее время многими исследователями связывается с региональным метаморфизмом, приводившим к частичному палингенезу и реоморфизму расплавленных масс.

Таким образом, наблюдается определенная связь между продуктами ультраметаморфизма и железистых кварцитов, что дает основание об образовании последних считать результатом ультраметаморфизма, т.е. ультраметаморфическими (метаморфогенно-гидротермальными по Я.Н. Белевцеву) образованиями.

Рудные тела представлены жиллообразными, линзообразными, гнездообразными и неправильными по форме скоплениями очень плотных кварц-магнетитовых руд. В минеральном составе руд в незначительном количестве присутствуют также сульфиды железа (пирит, пирротин), рутил и ряд нерудных минералов.

Рудные формации железистых кварцитов характеризуются очень низким содержанием большинства элементов-примесей, установленных в рудах и мономинеральных фракциях скарновой железорудной формации (табл. 2). В этом отношении они близки к рудам гидротермальной железорудной формации, но в отличие от последних, характеризуются значительно большей концентрацией Ti и Mn . В целом по концентрации элементов-примесей метаморфогенные железные руды занимают промежуточное место между скарновыми и гидротермальными железорудными формациями.

Медно-молибденовая формация

Представлена Анкаванским месторождением прожилково-вкрапленных (штокверковых) руд, развитых в дотуронских кварцевых диоритах, порфировидных гранитах и дайках гранодиорит- и граносиенит-порфиров, возраст которых радиологическими исследованиями определяется как олигоцен (32 ± 2 млн. лет).

Главнейшими являются кварц-молибденитовая и кварц-халькопирит-молибденитовая ассоциации. Второстепенное значение имеют кварц-пиритовая, энаргит-теннантит-халькопиритовая, галенит-сфалеритовая, золото-теллуридовая парагенетические ассоциации минералов. В целом руды медно-молибденовой формации характеризуются многокомпонентностью и значительной дифференцированностью. Последнее обуславливает большее разнообразие не только парагенетических ассоциаций минералов, но и связанных с ними элементов-примесей. Наиболее характерной примесью руд медно-молибденовой формации являются Re , Se , Te , Bi . Значительные концентрации образуют также Au , Ag , Ge , Tl .

Золото-теллуровая (золото-теллур-полиметаллическая) формация

По широте своего проявления в пределах Раздан-Анкаванской зоны золото-теллуровая формация уступает только скарновой железорудной формации. Она представлена Меградзорским месторождением и проявлениями, развитыми в пределах Анкаванского рудного поля (Эмир-юрт, Сарнахпур и др.). Оруденение проявляет определенную пространственную (возможно также парагенетическую или геолого-структурную по Ф. К. Шипулину, 1963) связь с верхнеэоцен-миоценовыми гранитоидами монзонит-граносиенитового ряда.

Рудные тела представлены главным образом жилами и рудными зонами, обычно сложенными продуктами различных стадий минерализации. Различий вещественного состава продуктов различных стадий минерализации, слагающих руды золото-теллуровой формации, по сравнению с медно-молибденовой формацией, значительно меньше, что обусловлено сравнительно меньшей дифференцированностью рудоносных растворов золото-теллуровой формации. Большинство парагенетических ассоциаций минералов, слагающих руды рассматриваемой формации золотоносны. Наиболее значительные концентрации золота связаны с галенит-сфалеритовой и золото-теллуровой ассоциациями минералов.

Золото-полиметаллическая формация

Представлена небольшими проявлениями, развитыми в пределах правобережной части Меградзорского рудного поля (Арчасар, Новый, Зар). Оруденение представлено кварц-сульфидными жилами, развитыми среди дотуронских кварцевых диоритов, с которыми они условно связываются. Рудообразовательный процесс также многостадийный, но в отличие от золото-теллуровой формации здесь выделяются только кварц-пиритовая и полиметаллическая стадии. Наиболее ценная (полиметаллическая) стадия сложена галенит-сфалеритовой ассоциацией минералов с которыми и связаны более или менее значительные концентрации золота. По сравнению с золото-теллуровой формацией, рассматриваемая формация характеризуется значительно низким содержанием золота, при близком содержании серебра, т.е. сравниваемые рудные формации существенно отличаются друг от друга золото-серебряным отношением. Кроме того руды золото-полиметаллической формации характеризуются более низким содержанием ряда элементов примесей (Se, Te, Bi и др.).

О возрасте и генетической связи оруденения Раздан-Анкаванской зоны

Эндеогенное рудообразование Раздан-Анкаванской зоны является одним из наиболее продуктивных и вместе с тем наиболее сложных среди других металлогенических зон Памбак-Цахкуняцкой области. Для этой зоны предложены металлогенические схемы, находящиеся в полном противоречии друг с другом. Вместе с тем, несмотря на существенные разногласия относительно возраста оруденения, исследователи Раздан-Ан-

каванской зоны едины в вопросах генетической связи оруденения. Все они, основываясь на пространственной приуроченности, структурных взаимоотношений и других фактах оруденение связывают с гранитоидными интрузиями Мармарикской группы, и в зависимости от того к какой точке зрения о возрасте этих интрузий придерживаются они, возраст оруденения трактуется по-разному. Часть исследователей, рассматривая гранитоидные интрузии Мармарикской зоны верхнеэоценовыми, считала, что в пределах Памбакского рудного района проявлена металлогения верхнеэоценового магматизма. Другие, на основании аналогии гранитоидных интрузий отмеченной группы с таковыми Мегрийского плутона, оруденение относили к миоценовому возрасту.

В дальнейшем, после того как стало известно, что гранитоидные интрузии Мармарикской группы слагают разновозрастные породы, начиная от дотуронского (кварцевые диориты и гранодиориты) до верхний эоцен-олигоценного и возможно, миоценового возрастов (монцониты, монцодиориты, сиениты, граносиениты, кварцевые сиениты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры и т. д.), возник вопрос с каким из перечисленных пород связано оруденение? Кроме того, возникает вопрос о характере связи оруденения с теми или иными интрузивными породами. Как известно большинство исследователей рудных месторождений пришло к заключению о разнообразной форме связи оруденения с интрузивными породами (А. Г. Бетехтин, 1955, В. И. Смирнов, 1967, Я. Н. Белевцев, 1968 и др.). В частности, имеются достаточные основания говорить о не менее трех типах генетической связи.

Первым из них является прямая генетическая связь оруденения с интрузивными породами. К числу главнейших признаков такой связи относятся факты, когда оруденение пространственно приурочено к интрузивам и тесно связано со скарнами, как контактово-метасоматическими образованиями, возникшими в результате взаимодействия магматических отщеплений с карбонатными породами (А. Г. Бетехтин, 1955). В соответствии с этим скарновые железорудные месторождения Раздан-Анкаванской зоны можно рассматривать в прямой генетической связи с теми интрузивными породами, к которым они пространственно тесно приурочены. Это дотуронские кварцевые диориты в пределах Анкаванского рудного поля и монцониты, монцодиориты, гранодиориты верхний эоцен-олигоценного возраста в пределах Ахавнадзорского и Разданского рудных полей. Кроме гранат-магнетитовых руд отмеченными интрузивными породами связаны также наложенные на скарны слабая шеелитовая и сульфидная минерализации, представленные небольшими скоплениями сульфидов Si , Fe , Mo , Pb , Zn . С кварцевыми диоритами дотуронского возраста предположительно связываются также руды Гомеридзорского проявления. Такое предположение основано на фактах тесной пространственной связи оруденения с дотуронскими кварцевыми диоритами. Повсеместно оруденение развито в пределах самой интрузии и своими корнями уходит и совершенно теряется в гидротермально измененных кварцевых диоритах. Косвенным доказательством такой связи является обособленность этих руд в пределах южного крыла Мармарикской зоны разлома, где после внедрения кварцевых диоритов интрузивный магматизм не проявлен.

Второй тип связи оруденения с интрузивными породами это парагенетический или геолого-структурный (по Ф.К. Шипулину, 1963), когда оруденение связывается не с самой интрузией, обнажающейся на дневной поверхности, а рассматривается как результат гидротермальной деятельности глубоко залегающего магматического очага. Одним из наиболее характерных признаков месторождений с такой связью А.Г.Бетехтин (1955) считал наложение оруденения на породы дайковой серии, в том числе и наиболее поздние из них, представленные нередко лампрофирами.

В пределах Раздан-Анкаванской зоны с таким типом связи с интрузивными породами характеризуются медно-молибденовые руды Анкаванского, золото-теллуrowые руды Меградзорского и Анкаванского, а также полиметаллические руды Ахавнадзорского рудных полей. Парагенетически эти руды связываются с гранитоидными интрузиями, представленными небольшими телами порфировидных гранитов олигоценового возраста (Анкаван) и породами монзонит-граносиенитового ряда послепермнеоценового, олигоценового или возможно миоценового возраста (Меградзор, Ахавнадзор). Прямая генетическая связь оруденения с этими породами исключается в связи с наличием значительного разрыва между временем их образования. Во всех отмеченных случаях оруденение имело место не только после образования интрузивных пород, но и внедрения всего дайкового комплекса. К моменту внедрения даек интрузивные породы были настолько охлаждены, что обусловили образование в них трещин разрыва, по которым развивались граносиенит-порфировые, гранодиорит-порфировые, лампрофировые и др. дайки. Во времени образования молибденовое оруденение является несколько более ранним, чем золото-теллуrowое и молибдено-полиметаллическое. Парагенетическая связь Си-Мо оруденения с порфировидными гранитами олигодена (32 ± 2 млн. лет) подтверждается не только охватом оруденения в "вилку" между порфировидными гранитами и гранодиорит-порфировыми дайками II генерации (Анкаванское рудное поле), но и отчетливой металлогенической специализацией порфировидных гранитов в отношении молибдена. Такая же специализация наблюдается в интрузивных породах Меградзорского и Ахавнадзорского рудных полей.

Процесс металлогенического развития Раздан-Анкаванской зоны завершается образованием формации золото-теллуrowых (Меградзор, Эмир-юрт, Сарнахпур), редкометалльно-полиметаллических руд, которые охватывают наиболее молодые (олигоцен-миоценовые) интрузивные породы, представленные вытянутыми дайкообразными телами граносиенитов (сиенито-гранитов), кварцевых сиенитов, а также дайками граносиенит-порфиров и гранодиорит-порфиров II генерации, лампрофиров) и т.д. В парагенетической связи с дотуронскими кварцевыми диоритами мы склонны рассматривать также оруденение правобережных участков Меградзорского рудного поля (Зар, Кабахлу и др.). Основанием для этого являются, с одной стороны их тесная пространственная связь, с другой сходство вещественно состава руд этих участков с рудами расположен-

Таблица 2

Содержания (в г/т) элементов-примесей в рудах и мономинеральных фракциях магнетита из различных формаций железорудных месторождений Раздан-Анкаванской структурной зоны (по данным полуколичественных количественных спектральных анализов).

Формации и месторождения	Ti	V	Mn	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Ag	Ga	Me	Mo	W	Zr	Y	La
Скарновая железорудная (гранат-магнетитовая)	$\frac{985}{853}$	$\frac{99}{97}$	$\frac{1495}{5750}$	$\frac{8}{25}$	$\frac{203}{26,3}$	$\frac{16,3}{131,3}$	$\frac{3541}{4056}$	$\frac{10,0}{44,0}$	$\frac{328,3}{488,3}$	$\frac{2,7}{3,2}$	$\frac{10,7}{20,0}$	$\frac{73}{4,4}$	$\frac{247,7}{87,3}$	$\frac{26,6}{130}$	$\frac{14,3}{30,7}$	$\frac{4,0}{9}$	$\frac{\text{не обн.}}{30,0}$
Гидротермальная железо- рудная	$\frac{93}{280}$	$\frac{65}{120}$	$\frac{147}{281}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{4}{13}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{50}{40}$	$\frac{1,5}{20}$	$\frac{220}{40}$	$\frac{\text{не обн.}}{0,5}$	$\frac{5}{10}$	$\frac{1,8}{2}$	$\frac{\text{не обн.}}{1}$	$\frac{\text{не обн.}}{80}$	$\frac{10}{3}$	$\frac{\text{не обн.}}{10}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$
Метаморфогенная железо- рудная (железистые квар- циты)	$\frac{550}{150}$	$\frac{\text{не обн.}}{20}$	$\frac{475}{65}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{3}{30}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{65}{500}$	$\frac{\text{не обн.}}{150}$	$\frac{15}{30}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{\text{не обн.}}{25}$	$\frac{0,8}{0,4}$	$\frac{\text{не обн.}}{1,5}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{30}{5}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$

Таблица 3

Содержания элементов-примесей в рудах и мономинеральных фракциях магнетита из различных месторождений скарновой железорудной формации Раздан-Анкаванской структурной зоны (по данным полуколичественных и количественных спектральных анализов).

Месторождения	Ti	V	Mn	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Ag	Ga	Mo	W	Zr	Y	La	Ge
Раздан	$\frac{1825}{738}$	$\frac{\text{не обн.}}{50}$	$\frac{990}{4960}$	$\frac{1}{30}$	$\frac{17}{14}$	$\frac{25}{276}$	$\frac{200}{418}$	$\frac{8}{31}$	$\frac{10}{816}$	$\frac{3}{4,5}$	$\frac{1,5}{18}$	$\frac{7}{5,5}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{1,5}{15}$	$\frac{2,5}{15}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{5,3}{5,5}$
Ахавнадзор	$\frac{571}{1200}$	$\frac{65}{120}$	$\frac{3000}{10000}$	$\frac{11}{40}$	$\frac{9}{50}$	$\frac{\text{не обн.}}{3}$	$\frac{24}{300}$	$\frac{1,5}{25}$	$\frac{500}{200}$	$\frac{\text{не обн.}}{1}$	$\frac{3}{5}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{25}{20}$	$\frac{10}{12}$	$\frac{\text{не обн.}}{100}$	$\frac{0,67}{1,36}$
Дамир-Магара	$\frac{559}{652}$	$\frac{233}{120}$	$\frac{493}{2291}$	$\frac{13}{3}$	$\frac{35}{15}$	$\frac{24}{115}$	$\frac{10400}{11450}$	$\frac{21}{86}$	$\frac{395}{450}$	$\frac{5}{4}$	$\frac{28}{27}$	$\frac{733}{260}$	$\frac{50}{550}$	$\frac{3}{30}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{15,9}{6,5}$

Примечание: в числителе содержания элементов в магнетите, в знаменателе - в рудах.

В о з р а с т	Породы, с которыми связано (генетически или парагенетически) оруденение	Формация руд	Вмещающие породы	Масштаб и перспективы оруденения	Месторождения и проявления
Докембрий-нижний палеозой	Лейкократовые, тентовые и мигматит-граниты	Метаморфогенная железорудная (железистые кварциты)	Метаморфические сланцы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций	Небольшие проявления перспективы значительные	Мармарик, Меградзор, Макрован и др.
Дотурон (неоком?)	Кварцевые диориты, гранодиориты	Скарновая железорудная (гранат-магнетитовая) Золото-сульфидная (золото-полиметаллическая)	Кварцевые диориты и известковые породы докембрийского метаморфического комплекса. Кварцевые диориты, гранодиориты.	Небольшие рудопроявления Небольшие рудопроявления	Анкаван (Ближний и Дальний Дамир-Магара). Зар, Кабахлу (Арчасар) и др.
Верхний эоцен-олигоцен	Монцитоны, монцодиориты, кварцевые монцитоны, гранодиориты	Скарновая железорудная (гранат-магнетитовая)	Монцитоны, монцодиориты, гранодиориты и известковистые породы экзоконтакта	Промышленные скопления и перспективные проявления	Раздан (Судакян), Ахавназор
	Порфировидные граниты со своей жильной фацией	Медно-молибденовая	Кварцевые диориты, гранат-магнетитовые скарны, порфировидные граниты и др. породы	Промышленное скопление штокерковых руд	Анкаван (Мисхана)
Мяоцен	Сиенито-граниты, кварцевые сиениты, гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры	Золото-теллуровая (золото-теллур-полиметаллическая)	Монцитоны, монцодиориты, кварцевые порфиры в пределах Меградзорского месторождения и кварцевые диориты в пределах Анкаванского рудного поля	Промышленное скопление и перспективные проявления	Меградзор, Эмир-юрт, Сарнахпур и др.

ного недалеко Маданского проявления, которое также пространственно и генетически связывается с дотуронскими кварцевыми диоритами (Агверанский интрузив).

Третий тип связи оруденения с интрузивными породами заключается в общности причин происхождения рудоносных гидротермальных растворов и магматического расплава и наблюдается у ультраметаморфических месторождений. Согласно современным представлениям ультраметаморфизм характерен амфиболитовой и гранулитовой фациям ультраметаморфизма и при наличии в породах воды и необходимого давления приводит к перекристаллизации, метасоматозу и частичному плавлению пород субстрата, в процессе которого образуются, с одной стороны, гранитоидный расплав, с другой – метаморфогенные растворы. Последние, в зависимости от состава пород субстрата, из зоны ультраметаморфизма выносят железо, магний, кальций, редкие и цветные металлы. Дальнейшее продвижение этих растворов в область пород низких ступеней метаморфизма могут экстрагировать новые концентрации рудных элементов и перемешать в более высокие горизонты и при наличии благоприятных условий вызывать рудообразование (Судовиков, 1964; Шуркин, 1963, Белевцев, 1968; Менерт, 1970). Магматический расплав, образовавшийся в условиях ультраметаморфизма, при наличии соответствующих условий способен интродироваться в более верхние горизонты, образуя тем самым реоморфические или нормальные интрузивные породы, начало внедрения которых несколько отстает от времени образования ультраметаморфических руд.

Среди месторождений и проявлений Раздан-Анкаванской зоны, по-видимому, с таким типом связи характеризуются развитые в пределах докембрий – нижнепалеозойского метаморфического комплекса руды формирования железистых кварцитов. Такое предположение основано на факте постоянной приуроченности железистых кварцитов к тем участкам метаморфических сланцев, в которых развиты гранитоидные породы, рассматриваемые многими исследователями (А. Т. Асланян, 1968, П. Л. Епуремян, 1968, А. И. Каралетян, 1969, Б. М. Меликсетян, 1969) результатом регионального метаморфизма (ультраметаморфизма) пород докембрий-нижнепалеозойского возраста.

Таким образом, эндогенные руды Раздан-Анкаванской зоны, взятые в целом, являются результатом длительной истории геологического развития зоны и формировались в связи с почти всеми этапами проявления здесь интрузивного магматизма, охватывая, в зависимости от конкретных случаев, как доинтрузивный так и интра- и постинтрузивные стадии их становления. Наиболее интенсивно проявлены продукты постинтрузивной гидротермальной деятельности верхний эоцен-олигоцен-миоценового магматизма, представленные промышленными скоплениями медно-молибденовых и золото-теллурических руд (табл. 4). Следующим по продуктивности является интраинтрузивный рудообразовательный процесс, связанный с верхнеэоценовым интрузивным магматизмом. Сравнительно слабо, но широко проявлены продукты доинтрузивно (ультраметаморфического или метаморфогенно-гидротермального) процесса рудообразования.

Существует определенная зависимость между эрозионным срезом и интенсивностью развития того или иного типа связи оруденения с магматизмом. Метаморфогенные (ультраметаморфические) руды развиты в глубоко эродированных, приподнятых частях зоны, тогда как продукты интра- и постинтрузивных рудообразований установлены в зонах со сравнительно меньшим эрозионным срезом. С увеличением эрозионного среза постинтрузивные руды сменяются интраинтрузивными и далее метаморфогенно-гидротермальными. Глубина формирования различных месторождений и проявлений разная. А. Т. Асланян (1958) глубину формирования Меградзорского месторождения определяет от 0 до 2 000 - 3 000 м и более. При этом он считает, что если оруденение произошло в самую последнюю стадию инверсии Присеванской и Ахтинской тектонических зон - в олигоцене или нижнем миоцене (Майкоп) - то месторождение окажется приповерхностным. Оруденение собственно Меградзорского месторождения локализовано в вулканогенных породах средне-эоценового возраста и в интрузивных породах, прорывающих средневерхнеэоценовые образования, т. е. нижний возрастной предел оруденения соответствует верхнему эоцену, а верхний возрастной предел остается еще невыясненным, но независимо от того, является ли оруденение позднеэоценовым или более молодым, глубину формирования золото-теллурических руд нельзя считать меньше мощности сохранившейся в настоящее время в рудном поле надрудной покрывки эоценовых пород, которая составляет порядка 600-700 м. Что же касается нижней границы рудного столба, то она, судя по данным разведки, не превышает 1-1,2 км. Таким образом, глубина образования золото-теллурических руд Меградзорского месторождения составляет 0,6-1,2 км. Исходя из аналогичных соображений и учитывая возраст оруденения глубину образования медно-молибденовых руд можно оценить порядка 1,2-1,5 км, редкометалльно-полиметаллических 0,5-1 км, скарновых железорудных - 1,5 до 2-2,5 км.

Рассматривая вопрос глубины образования руд Раздан-Анкаванской зоны Б. М. Меликсетян (1969) отмечает, что скарново-железорудные месторождения формировались на глубинах 2-2,5 км, медно-молибденовые 1-1,5 км, полиметаллические до 1 км. При этом глубина эрозионного среза по данным отмеченного исследователя составляет: в Ахавнадзорском блоке - 1-1,5 км, Цахкашенского 1,5-2 км, Анкаванского 1-1,5 км. Таким образом, согласно приведенным данным между глубинами образования развитых в пределах Ахавнадзорского рудного поля скарновых железистых и полиметаллических руд существует разница порядка 1-1,5 км. По этим же данным разница глубины между медно-молибденовыми и скарновыми железными рудами Анкаванского рудного поля составляет 500 м и т. д., что невозможно объяснить иначе если не разновозрастностью (полиэтапностью) их образования. Полиэтапность минерализации по В. И. Смирнову (1965) является характерной особенностью долгоживущих, интрагеосинклинальных разломов, которые в течение длительного времени служат путями внедрения магмы, определяют пространственное совмещение продуктов различных этапов магматизма и связанных с ними гидротермальных руд.

Кроме геолого-структурных условий, в совместном проявлении продуктов разновозрастных рудообразовательных процессов важное значение имеют глубинность, относительные размеры и уровень внедрения сменяющих друг друга интрузий, которые, определяя температуру и масштаб подвергающихся перегреву окружающих пород, обуславливают относительное расположение зон, благоприятных для рудной минерализации (Л. Н. Овчинников, 1968). При этом, от наиболее древних к молодым происходит следующая смена типов связи оруденения с интрузивными породами: доинтрузивный (ультраметаморфический) – интраинтрузивный (генетический) – постинтрузивный (парагенетический). При отсутствии одного из членов этого ряда последовательность смены не нарушается. Для отдельных рудных полей (Анкаван) характерно сочетание разновозрастного оруденения с однотипной (парагенетической) связью с магматизмом.

О металлогенической специализации интрузивов

Многолетние исследования, проведенные по выделению типов магмы, продуктивных в отношении того или иного металла на основании металлогенической специализации интрузий привели пока к скромным, большей частью неопределенным результатам (Л. Н. Овчинников, 1968). Нахождение месторождений какого-либо металла в связи с массивами отличающимися его повышенным содержанием вполне возможно. Так, например, порфировидные граниты Анкаванского рудного поля, с которыми связывается Си-Мо руды, характеризуются сравнительно повышенным содержанием молибдена. Или же скарновые железные руды Ахавнадзорского месторождения, связанные со сравнительно богатыми редкими землями монцонитами, содержат значительно больше редкоземельных элементов, чем одноименные руды Разданского и Анкаванского месторождений. С другой стороны, эти примеры никак не могут служить доказательством отсутствия связи месторождений с теми массивами, где соответствующей специализации не наблюдается. Для большинства металлов специализация интрузивов вообще не установлена (Л. Н. Овчинников, 1968). Действительно, в пределах различных частей Раздан-Анкаванской зоны одни и те же комплексы интрузивных пород характеризуются существенно различной по составу и интенсивности рудоносностью. Так, например, в пределах Меградзорского рудного поля с породами монцонит-граносиенитового ряда связана золото-теллуровая, а на Ахавнадзорском рудном поле – полиметаллическая формации. Или же, в пределах Такярлинского рудного поля с кварцевыми диоритами связана кварцхалькопиритовая, а меградзорского – золото-полиметаллическая формации руд. Все это дает основание считать, что вещественный состав связанных с интрузивными породами эндогенных руд находится в зависимости не только и не столько от относительной обогащенности самих интрузивных пород теми или иными элементами, но и многих других факторов, к числу которых относятся тектонические условия, обуславливающие образование и размещение рудоподводящих структур. Изучение последовательности образования руд месторождений различных формаций по-

казывает, что состав отщепляющихся от магматического очага гидротермальных растворов с течением времени существенно меняется. Поэтому, в зависимости от того, к какому этапу эволюции магматического очага соответствует образование рудоподводящих структур, состав циркулирующих по ним растворов может быть существенно разным, так же, как и разные части магматической камеры (фланги, апикальная часть, глубокие горизонты) могут отщеплять существенно разные по составу гидротермальные растворы. Так, например, сейчас достоверно установлено, что апикальные части интрузивов сравнительно обогащены Mo, W, Sn, Be, F и др. элементами. Различия состава гидротермальных растворов, отщепляющихся от различных частей магматической камеры, объясняется, с одной стороны процессами, протекавшими внутри самой магмы, с другой – химизмом среды, в которой зарождается магма. При этом если в первом случае важнейшим является эманационная дифференциация, то во втором – решающим образом влияют различия состава пород субстрата, подвергающихся гранитизации, ассимиляции и гибридизма. Этим, по-видимому, следует объяснить различия вещественного состава развитых в пределах одних и тех же рудных полей разновозрастных месторождений и проявлений, которые, по-видимому, являются результатом деятельности самостоятельных магматических камер (очагов), последовательно возникающих и действующих на различной глубине. Такое предположение находится в полном согласии с данными геофизических исследований, согласно которым предполагается (Л. Н. Овчинников, 1968), что в земной коре интрузии имеют многоярусное расположение и во многих случаях, если не всегда, каждому тектоническому этапу отвечает свой магматический очаг.

ЛИТЕРАТУРА

- Асланян А. Т. Региональная геология Армении, Е, 1958.
- Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения. В кн.: "Тенезис эндогенных рудных месторождений", М., 1968.
- Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. В кн.: Основные проблемы вучении о метаморфогенных рудных месторождений", М., 1955.
- Гулян Э. Х., Дадаян Г. А. Железорудные месторождения Армении, Е., 1963.
- Карапетян А. И. О метаморфогенном рудообразовании в Памбакском рудном районе Армянской ССР. В кн.: "Проблема метаморфогенного рудообразования". Киев, 1969.
- Карапетян А. И. К вопросу о альпийской эндогенной металлогении Памбакского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1-2, 1967.
- Карапетян А. И. О полиэтапности минерализации на примере некоторых эндогенных месторождений Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1970.
- Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. Советская геология, № 6, 1959.

- Овчинников Л. Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения. В кн., "Тенезис эндогенных рудных месторождений", М., 1968.
- Смирнов В. И. Геология месторождений полезных ископаемых, М., 1966.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛТИ, 1964.
- Хачатурян Э. А. Генетические типы железорудных месторождений Армянской ССР и перспективы их освоения, Е., 1953.
- Шипулин Ф. К. Некоторые вопросы генезиса гидротермального сульфидного оруденения ассоциированного с самостоятельными малыми интрузиями. Геология рудных месторождений, № 2, 1963.
- Шуркин К. А. О классификации ультраметаморфических пород. Тр. 1-го Уральского петрографического совещания, 1963.