

УДК 553.241 : 553.435 (479.25)

Г. А. САРКИСЯН

ТИПЫ МЕДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ СЕВАНСКОЙ  
ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ

В статье сделана первая попытка геолого-генетической интерпретации характера и типов медной минерализации, размещенной в породах офиолитовой ассоциации Севанской офиолитовой зоны Малого Кавказа.

За последние два десятилетия обнаружено и изучено более десятка мелких медных рудопроявлений, приуроченных к породам офиолитовой серии, однако многие вопросы их формационно-генетической принадлежности, типов, физико-химических условий формирования и перспектив недостаточно выяснены.

Спецификой медной минерализации в породах офиолитовой зоны является ее генетическая гетерогенность и разновозрастность, простота состава собственно рудных минеральных ассоциаций при крайней сложности и изменчивости фациального состава сопутствующих им гидротермально-метасоматических новообразований, позволяющих рассматривать развитую здесь медную минерализацию как образования разных фаций глубинности и различных этапов становления пород собственно офиолитовой и постофиолитовой (надофиолитовой) серий. На отдельных отрезках Севанского офиолитового пояса медная минерализация пространственно совмещена с рудами других формаций (золоторудной, сурьмяно-ртутной, мышьяковой), что, естественно, при отсутствии детальных фактических геолого-петрографических наблюдений в ряде случаев приводило исследователей к рассмотрению ее в качестве дорудных этапов или предрудных стадий собственно золоторудного или сурьмяно-мышьякового оруденений [1, 2]. Отмечая ради справедливости, что известные в поясе разные типы медной минерализации действительно являются наиболее ранними (древними) в отношении золоторудной, сурьмяно-мышьяковой и ртутной формаций, тем не менее следует подчеркнуть, что они представляют собой результат разных петрологических процессов, проявленных в связи с разновозрастными магматическими комплексами и при резко различных физико-химических условиях.

При типизации медной минерализации в качестве определяющего формационного признака, наряду с минералого-геохимическими и структурно-магматическими, использованы типы и характер гидротермально-метасоматических преобразований (площадного и локального развития), которые предшествуют и сопутствуют формированию медной минерализации.

При простоте и однообразии минерального состава медно-рудных парагенетических ассоциаций наибольшую информацию о физико-химических условиях их образования мы получаем при использовании формационных признаков околорудных изменений.

В настоящее время, учитывая формационную принадлежность метасоматитов, в пределах Севанского пояса можно выделить три типа медной минерализации: эпидозитовый, аргиллизитовый и березитовый.

В пределах Севанского пояса<sup>1</sup> размещены рудные районы — Тандзут-Дилижанский (с месторождениями Анкадзор, Сисимадан, Антониевское, Дилижанское, Фроловское, Фиолетовское с проявлениями Назой-Юрт, Якшатова балка, Блдргани-дзор) и Амасийский (с месторождением Чибухлы). Перечисленные месторождения и рудопроявления локализованы в основном в среднеэоценовых вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах в тесной пространственной связи с прорывающими их умереннокислыми гранитоидами (в их экзо- и эндоконтактовых зонах) и представлены двумя генетическими типами — гидротермально-метасоматическим (вторично-кварцитовым) и скарновым с наложенной минерализацией. По минеральному составу выделяются медно-серноколчеданный и медно-гематитовый типы, характеризующиеся также золотоносностью.

Рассматриваемые ниже типы медной минерализации, в отличие от перечисленных, залегают в своеобразных структурно-литологических условиях, главным образом в породах офиолитовой ассоциации верхнемелового возраста, без видимой связи с гранитоидами и имеют ряд черт, позволяющих рассматривать некоторые из них в генетической связи с магматизмом этапа становления пород офиолитовой ассоциации.

Эпидозитовый тип медной минерализации впервые был обоснован [6] на Зодском рудном поле. Ранее рассматривался в качестве дорудной стадии единого многостадийного этапа собственно золотого оруденения (дорудная кварцевая по Ш. О. Амиряну [2, 3], кварц-эпидотовая по Д. Г. Салля [6]). Представлен эпидотсодержащими кварцевыми и кварцсодержащими эпидотовыми жилами, линзами, прожилками с убогой, местами достаточно интенсивной, рассеянной вкрапленностью пирита (преобладает) и халькопирита, редко пирротина, кубанита, пентландита, борнита, ковеллина, сфена и магнетита. Кроме главных жилообразующих минералов — кварца и эпидота — в подчиненных количествах установлены актинолит,  $\alpha$ -цонзит, хлориты, альбит, кальцит.

Кварцевые жилы и эпидозиты локализованы в основном среди вулканитов диабазового состава, а также в меньшей мере в габброидах, ультрабазилах, метаморфических сланцах. Участки развития этих жил характеризуются интенсивной эпидотизацией вмещающих пород с вкрапленностью пирита и халькопирита.

<sup>1</sup> В связи с выделением Загезурского офиолитового пояса в структуре Малого Кавказа [4], западным продолжением которой являются офиолиты Ширакского хребта и юга Базумского хребта, Тандзут-Дилижанский рудный район может быть отчасти отнесен к этому поясу, а не к Севанскому. (Редикция).

Достаточно широко эта медная минерализация развита как в различных пунктах с.-в. побережья оз. Севан (Шишканский, Кясаманский, Караиман-Зодский массивы), так и в Вединском и Амасийском (Мумухан-Красарский массив) районах в тесной ассоциации с основными вулканитами офиолитовой серии.

Наблюдения на Зодском рудном поле показали, что эпидотсодержащие кварцевые жилы с пирит-халькопиритовой минерализацией являются образованиями более ранними, чем дорудные микродиоритовые дайки палеогенового интрузивного комплекса. Резкие различия в характере околожильных изменений вдоль различных кварцевых жил, развитых на Зодском месторождении, позволили выдвинуть предположение о древнем возрасте эпидозитового типа медной минерализации в отношении золоторудного и возможных парагенетических связей его с послемагматической деятельностью габброидного интрузивного комплекса докампанского возраста [7].

В Амасийском районе этот тип медной минерализации развит более широко и детально описан в пределах Мумухан-Красарского массива [1], где он отнесен к дорудным продуктам гидротермальной деятельности, предшествующим этапу формирования сурьмяно-мышьякового оруденения. К дорудному этапу относятся также серпентинизация и лиственизация ультрабазитов; амфиболизация, эпидотизация, хлоритизация, пренитизация габброидов; формирование кварцевых (с карбонатами) и эпидотсодержащих кварцевых тел с пиритом и халькопиритом, приальбандовые участки которых подвергнуты интенсивной эпидотизации и сульфидизации.

Рудный этап, в составе которого выделены 4 последовательные стадии (кварц-пирит-халькопиритовая, кварц-карбонат-антимонитовая, аурипигмент-резьгаровая и кварц-карбонатная) рассматривается в качестве низкотемпературного этапа рудной минерализации, причем подчеркивается, что последние 3 стадии (т. е. собственно сурьмяно-мышьяковая минерализация) существенно оторваны во времени от дорудного этапа и, в частности, от интересующих нас эпидот-кварцевых жил с медной минерализацией. Хотя и величина временного разрыва между дорудным и рудным этапами авторами не указана и не показана связь дорудного комплекса зеленокаменных изменений габброидов и меловых вулканитов с конкретными магматическими комплексами, приведенный материал склоняет их к мысли о связи первых с послемагматической гидротермальной деятельностью многофазных габброидных интрузивов.

Таким образом, в пределах Севанского офиолитового пояса развита своеобразная пирит-халькопирит-кварц-эпидотовая минерализация, во времени сопряженная с заключительными стадиями послемагматических зеленокаменных изменений габброидного интрузивного комплекса.

В физико-химическом отношении формирование эпидозитового типа сопровождается высоко-среднетемпературными околожильными изме-

нениями (актинолитизация, эпидотизация, хлоритизация), щелочным характером растворов с высокой концентрацией в них кремния, алюминия, кальция и магния. Последние три элемента заимствуются из вмещающих пород, тогда как кремний является отчетливо привнесенным, так как нигде не устанавливается выщелачивание боковых пород.

В юго-восточной части Севанского хребта эпидозитовый тип обнаруживает тесную пространственно-временную связь с полями развития мелких тел роговообманковых кварцевых диоритов и плагиогранитов верхнемелового (докампанского) возраста, представляя на разных уровнях современного эрозионного среза около- и надинтрузивные образования плагиогранитной ветви габброидного plutонического комплекса. Данный тип медной минерализации в настоящее время не представляет практического интереса вследствие незначительных концентраций меди, малых размеров эпидозитов и рассредоточенного распространения по площади. Металлогеническое значение выделенного типа медной минерализации заключается в том, что он характеризует собой наиболее ранние типы гидротермальной сульфидной минерализации, тесно связан с геолого-петрологическим циклом формирования базитовых plutонических комплексов альпинотипной офиолитовой серии и свидетельствует об общей зараженности интрузивных членов офиолитовой ассоциации медью, которая мобилизуется послемагматическими растворами габбро-плагиогранитного интрузивного комплекса и образует рассредоточенные концентрации в условиях высоко-средних температур ранней щелочной стадии гидротермального процесса.

Аргиллизитовый тип представлен карбонат-пирит-халькопиритовой минерализацией Тигранабердского рудопроявления (с.-в. побережье оз. Севан). Рудовмещающими являются диабазовые порфиры нижнесенонской диабазовой толщи и в незначительном количестве прорывающие их мелкие жильно-магматические тела плагиогранит-порфиров. Вулканиты диабазовой толщи претерпели региональные поствулканические изменения типа низкотемпературной пропилитизации альбит-карбонат-хлоритовой (местами с цеолитами и пумпеллитом) фации и прорваны субвулканическими телами габбро-диабазов, вдоль которых наблюдаются локальные, более высокотемпературные изменения (амфиболизация, эпидотизация и др.).

В структурно-морфологическом отношении медная минерализация Тигранаберда в виде рассеянно-вкрапленного и ветвящегося прожилково-вкрапленного типов локализована в зонах низкотемпературной гидротермальной аргиллизации кварц-карбонат-хлорит-каолинитового состава и окаймляющих (и подстилающих) последние ореолах безэпидотовой пропилитизации альбит-карбонат-хлоритовой ступени.

Зоны гидротермальной аргиллизации имеют преобладающее близмеридиональное простирание с углами падения  $35-80^\circ$  при мощности 13—15 м.

Аргиллизитовый тип пирит-халькопиритовой минерализации характеризуется резким преобладанием пирита над халькопиритом и кар-

бонатным (редко с кварцем) составом прожилкового выполнения (кальцит, доломит). Вторичные минералы представлены малахитом и разнообразными гидроокислами железа, развитыми за счет сульфидов.

Примечательно, что в отличие от аргиллизитов слюдяного состава, широко развитых в околорудных ореолах Задского месторождения, здесь гидрослюды практически отсутствуют, что свидетельствует о стерильности аргиллизитующих гидротерм в отношении калия, а также о незначительных содержаниях его в диабазах.

Вулканыты диабазовой толщи, измененные в условиях хлорит-альбит-карбонатной фации, характеризуются следующими концентрациями редких и рассеянных элементов (среднее из 40 анализов по данным приближенно-количественного анализа в г/т)<sup>1</sup> *Mn*—753 (<2,6), *Ni*—52,4 (<3), *Co*—18 (<2,5), *Ti*—6658 (<1,3), *Cr*—121 (<1,7), *Mo*—1,33 ( $\approx K$ ), *Cu*—153 (>1,5), *Pb*—1,07 (<8), *Zn*—77,5 (<1,6), *Ag*—0,08 (<1,25), *Ge*—0,52 (<3), *Sn*—1,65 ( $\approx K$ ), *B*—6,02 ( $\approx K$ ), *Ba*—107,5 (<3). Эти данные свидетельствуют о том, что исходные рудовмещающие диабазы характеризуются близ- и нижекларковыми содержаниями практически всех указанных элементов, за исключением меди, концентрация которой выше кларка в 1,5 раза.

В аподиабазовых аргиллизитах кварц-каолинит-карбонатного состава характер распределения этих элементов и их отношение к кларкам основных пород остается таким же, как и в диабазах, но для большинства из них устанавливается общая тенденция к выносу. Для *Ti*, *Cr*, *Sn*, *Ba*, *Zn* изменения их концентраций практически не существенны. Содержания *Mn*, *Ni*, *Co*, *Mo*, *Pb* и *Cu* уменьшаются против кларковых от 4 до 9 раз. В аргиллизитах вышекларковые концентрации установлены только для *Sb* (>24), *Ge* (>4,5) и *B* (>3,5).

По данным количественных спектральных анализов в аргиллизитах установлены следующие содержания (в г/т): *Mn*—715 (<2,7), *Ni*—59 (<3), *Co*—15 (<3), *Ti*—3200 (<2,6), *Cr*—52 (<4), *Mo*—0,1 (<10), *Cu*—117 ( $\approx K$ ), *Pb*—отсутствует, *Zn*—91 (<1,3), *Ge*—18 (>10), *Sn*—0,6 (<3).

Таким образом, как исходные диабазы, так и аподиабазовые аргиллизиты Тиграберда, по отношению к кларкам соответствующих элементов характеризуются близко- или нижекларковыми содержаниями. Интересно поведение германия в аргиллизитах, где наблюдается возрастание его содержания в 4,5 раза против кларковых, несмотря на то, что в исходных диабазах его концентрация была в 3,5 раза меньше кларка. В отдельных зонах аргиллизации содержания германия достигают 30 г/т (по данным количественного спектрального анализа). Обогащение германием аргиллизитов объясняется его кристаллохимическим родством с глиноземом и является следствием интенсивного кислотного выщелачивания щелочей и щелочноземельных элементов из диабазов на

<sup>1</sup> В скобках указано отношение элемента к кларку по А. П. Виноградову.

фоне инертного поведения глинозема, вместе с которым происходит накопление германия.

Медь по сравнению с исходными диабазами при процессах кислотного выщелачивания выносится из зон аргиллизации и отлагается, по-видимому, на фронте нейтрализации растворов в составе карбонат-сульфидных прожилков и вкрапленности. Другими словами, «аргиллизующие» растворы не способствуют концентрации меди в самих аргиллизитах (если в диабазах содержание  $Cu >$  кларка в 1,5 раза, то в аргиллизитах оно приближается к кларковому), а приводят к рассеянию в зонах пропилигизированных диабазов, окаймляющих и подстилающих каолинит-карбонатные аргиллизиты. С этой точки зрения в случае эндогенного источника меди концентрированное его осаждение происходило бы в более глубоких частях зон аргиллизации при переходе каолинитовых аргиллизитов в хлорит-карбонатные пропилиты. При таком анализе становится очевидным, что наблюдаемые на современном уровне эрозийного среза зоны аргиллизации представляют собой лишь верхнюю фацию пропилитов, отсюда возникают и перспективы поисков оруденения с глубиной.

Вопросы генезиса и возраста данного типа оруденения окончательно не разрешены. Существуют мнения: как о связи его с интрузивными диабазами неясного, предположительно коньяк-сангонского возраста [5], так и с более молодыми градиентами палеогенового возраста. Следует подчеркнуть, что обе точки зрения высказаны в порядке предположения.

Рудовмещающие гидротермальные аргиллизиты представляют собой зоны интенсивного кислотного выщелачивания основных вулканитов и поэтому трудно приписать его воздействию послемагматических растворов основных магм, как это предполагают сторонники генетической связи медного оруденения аргиллизитового типа с интрузивными диабазами.

Геологические наблюдения о более позднем, чем плагиогранит-порфиры, возрасте зон рудовмещающих аргиллизитов склоняют нас к мысли об их парагенетической связи с деятельностью кислых безкальневых углекисло-сернистых гидротерм, источником которых явились очаги плагиогранит-порфиров субвулканического облика. Однако возраст последних геологическими данными точно не датируется. Они прорывают нижнесенонские образования и не встречены в верхнесенонских и более молодых породах. В соответствии с вышесказанными соображениями наиболее вероятным нам представляется верхнемеловой (докамланский) возраст медной минерализации аргиллизитового типа и ее связь с очагами нижнесенонского вулканизма (эффузивно-субвулканического комплекса).

Березитовый тип представлен кварц-пирит-халькопиритовой минерализацией Саринарского рудопроявления [8].

Рудная минерализация Саринарского проявления представлена мелкокрапленными, мелкогнездовыми (до 5 см в поперечнике) и прожилковидными выделениями халькопирита и пирита с примесью единичных

зерен сфалерита, гематита, магнетита в карбонатсодержащих кварцевых жилах (до 10 см) и прожилках гребенчатого строения при мощности от 0,5 до 4—5 см.

Рудовмещающими породами служат пестроцветные известковистые туфогравелиты, туфоконгломераты и органические известняки нижнего сенона, которые в зальбандах прожилков интенсивно карбонатизированы (перекристаллизованы), окварцованы, серицитизированы и содержат макроскопическую вкрапленность пирита, халькопирита и магнетита.

Халькопиритовая минерализация тесно ассоциирует с кварцем и серицитом типа фенгита; последний часто обрастает агрегаты халькопирита и развивается в зальбандах прожилков около скоплений сульфидов.

В структурном отношении проявление локализовано в приконтактной полосе нижнесенонских пород кремнисто-диабазовой формации и верхнесенонских мергелистых известняков вдоль северного борта мощной (до 125 м) близширотной (антикавказской) зоны развальцованных, перемятых и милонитизированных пород, прослеживаемой примерно на 5 км.

К северу от зоны разлома, вплоть до водораздела Севанского хребта, развита мощная толща яшмо-радиоляритов (760—700 м) с редкими потоками (пластовыми залежами?) миндалекаменных и афировых диабазовых порфиритов суммарной мощностью 125—130 м, относящихся к верхам разреза. Южнее зоны разлома развиты мергелистые известняки верхнего сенона.

Непосредственно на участке проявления массивы перидотитов, габброидов и плагиогранитов отсутствуют; ближайšie их выходы расположены примерно в 0,8—1,2 км к западу и востоку от него, а также на севере—в приводораздельной части Севанского хребта, где они слагают основание разреза.

Наиболее характерными для рудопроявления являются дайки и пластообразные тела микродиоритов и габбро-диоритов, которые рассекают известняки верхнего сенона и по своим зальбандам контролируют размещение карбонатно-кварцевых прожилков. Система кварц-карбонатных прожилков развита также в известняках, но они не содержат рудной минерализации, что обусловлено безжелезистым составом вмещающих прожилки пород. В правых боковых истоках р. Саринар в вулканитах основного состава часто встречаются кварцевые, эпидот-кварцевые и кварц-эпидотовые жилы и прожилки гребенчатого и друзового строения с редкой вкрапленностью пирита, иногда и халькопирита.

Геохимическое опробование пирит-халькопиритового концентрата из прожилков указывает на высокие содержания никеля (1800 г/т) и кобальта (70 г/т), повышенные концентрации молибдена (150 г/т), совершенно не типоморфного элемента сульфидных руд офиолитов и на наличие Ag (140 г/т), Bi (0,7 г/т), As (320 г/т), Sb (5 г/т), Sn (13 г/т), Ba (450 г/т), Tl (20 г/т)—компонентов, не типичных для пород офиоли-

товой серии и характерных для руд эпитермального типа (золоторудного и киноварного).

По минеральному составу и характеру околожильных изменений описанная минерализация относится к пирит-халькопирит-серицит-кварцевому березитовому формационному типу, обогащенному рядом элементов, типоморфных как для пород офиолитовой ассоциации (*Ni, Co, Cu*), так и для гранитоидов (*Mo, Sn, Be, Bi, Tl* и др.).

Значительное содержание карбонатов в березитах Саринара обусловлено первично карбонатным и основным составом рудовмещающих пород (известковые туфогравелиты, органические известняки, габбро-диориты) и с этой точки зрения эти березиты следует рассматривать в качестве апокарбонатной фации березитовой формации. Березитовый тип был сформирован под воздействием углекисло-сернисто-калиевых растворов, содержащих также значительные концентрации *Cu, Mo, -Pb, Zn, Ag, As, Cd, Sb, Bi, Sn, Tl, Ba*, что сближает его с эпитермальным типом оруденения.

Медная минерализация Саринарского проявления по совокупности геолого-генетических признаков является эпигенетичной по отношению к верхнемеловым образованиям (т. е. постофиолитовой) и парагенетически связана с послемагматической гидротермальной деятельностью послемелового (по всей вероятности, палеогенового) интрузивного комплекса гранитоидов габбро-диорит-гранодиоритовой формации, редкие производные которого на рудопроявлении представлены микродиоритами и габбро-диоритами.

Таким образом, в пределах Севанской зоны в породах офиолитовой ассоциации (верхний мел) и надофиолитового (постофиолитового) чехла (мел-эоцен) можно наметить пять типов медной минерализации, формирование которых отражает этапность тектоно-магматического развития зоны в связи с послемагматической деятельностью разновозрастных магматических комплексов: эффузивно-субвулканических, плутоногенно-интрузивных.

В породах офиолитовой ассоциации локализованы эпидозитовый, аргиллизитовый и березитовый типы пирит-халькопиритовой минерализации, а в надофиолитовом чехле — вторично-кварцитовый и скарновый с наложенным оруденением.

Наиболее древними типами медной минерализации являются эпидозитовый и аргиллизитовый, парагенетически связанные с начальными и ранними стадиями формирования офиолитового трога в среднемеловое время.

Скарновый и вторично-кварцитовый типы медной минерализации относятся к пред- или раннеорогенным этапам (верхний мел-средний эоцен) и в пространстве и во времени тесно связаны со становлением гранитоидных массивов умеренной кислотности.

Важно отметить, что раннеорогенные гранитоиды внедрялись в вулканогенно-осадочную толщу среднего эоцена, которая в заключительные стадии своего формирования претерпела поствулканическую ре-

гиональную среднетемпературную пропилитизацию эпидот-хлоритовой ступени [8], на фоне которой в связи с формированием кислого субвулканического комплекса имели место явления близповерхностного кислотного выщелачивания с образованием полифациальных массивов вторичных кварцитов (монокварциты, алунитовые, диаспор-пиррофиллитовые и т. п.). В высокотемпературных условиях контактовых зон гранитоидов по различным фациям вторичных кварцитов шла дегидратация водосодержащих минералов с образованием корунд- и андалузитсодержащих кварцитов, а в послемагматическом этапе гранитоидов среднего эоцена имели место явления скарнообразования (за счет пропилитов) с последующей локализацией в них медно-серноколчеданного и медно-гематитового оруденения. Возможно, что между процессами скарнирования и образования приконтактовых вторичных кварцитов, с одной стороны, и локализацией в них медного оруденения, с другой, существовал временной разрыв, отмеченный внедрением жильно-магматических пород гранитоидных комплексов. С этой точки зрения скарны и приконтактовые кварциты ортогенетически не связаны с оруденением и являются в силу своих физико-механических и химических свойств благоприятной средой для локализации медных руд. Сопровождающие медную минерализацию серноколчеданные и окисные гематитовые руды, по всей вероятности, отражают лишь конкретные условия вмещающей среды.

Институт геологических наук  
АН Арм. ССР

Поступила 12.VI.1979

## 2. 2. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

### ՍԵՎԱՆԻ ՕՓԻՈՒՏԱՅԻՆ ԳՈՏՈՒ ՊՂՆՁԱՅԻՆ ՄԻՆԵՐԱԿԱՑՄԱՆ ՏԻՊԵՐԸ

#### Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում արված է օֆիոլիտային ասոցիացիայի ապարներում տեղադրված պղնձային միներալացման բնույթի ու տիպերի երկրաբանա-գենետիկական մեկնաբանման և համակարգման առաջին փորձը:

Ըստ մերձհանքային փոփոխման բնույթի անջատված են պղնձային միներալացման հինգ տիպեր. էպիդոդիտային, արգիլիդիտային, բերեդիտային, երկրորդային քվարցիտային և սկանային:

Պիրիտ-խալկոսիլիտային միներալացման ստաջին Երևք տիպերը կենտրոնացված են մինչկամպանյան հասակի օֆիոլիտային ասոցիացիայի ապարներում, իսկ վերջին երկուսը՝ պալեոգենի հասակի օֆիոլիտային ծածկոցում:

էպիդոդիտային տիպը բնորոշում է գաբրոիդային պլուտոնային կոմպլեքսի հետմադամտիկ գործունեության եզրափակիչ էտապները:

Արգիլիդիտային տիպը կապված է օֆիոլիտային էֆուզիվ դիաբազային հաստվածքի պլազիոգրանիտային մագմատիզմի հետ:

Չնայած որ բերեղիտային տիպը տեղադրված է օֆիոլիտային ասոցիացիայի ապարների կտրվածքի վերին մասում, այնուամենայնիվ հանդես է բերում հետօֆիոլիտային հասակի նշաններ և կասկած է միջին էոցենի գարբոդիորիտ-պրանոդիորիտային ֆորմացիայի հետ:

Երկրորդային քվարցիտային և սկանոնային տիպերը տարածության և ժամանակի մեջ սերտ կապված են պալեոզենի հասակի միջին թթվայնության գրանիտոիդային կոմպլեքսի հետ:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б., Пароникян В. О., Матевосян А. Ш. Геология, рудоносность и минералого-геохимические особенности Амасийского рудного района Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 24, № 4, 1971.
2. Амирян Ш. О. О вещественном составе руд одного из золоторудных месторождений. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIII, № 3—4, 1960.
3. Амирян Ш. О. К минералогии золоторудных месторождений. ДАН Арм. ССР, т. XXXI, № 1, 1960.
4. Асланян А. Т., Сатуян М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
5. Пиджян Г. О. Об осадочно-вулканогенной толще северо-восточного побережья оз. Севан. Известия АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. 9, № 6, 1956.
6. Салия Д. Г. Некоторые закономерности локализации гидротермального оруденения Амасия-Акеринской геотектонической зоны Малого Кавказа. Геолог. сб. Тр. КИМСа, № 2, 1962.
7. Саркисян Г. А. О взаимоотношениях диоритовых даек и кварцевых эпидозитов на одном золоторудном месторождении Армении. ДАН Арм. ССР, т. 43, № 1, 1966.
8. Саркисян Г. А. Саринарское медное рудопроявление в Присеванской офиолитовой зоне. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1978.
9. Саркисян Г. А., Ачикгезян С. О., Налбандян Э. М., Мурадян К. М. Метасоматические формации колчеданосных зон Армянской ССР. Материалы к симпозиуму «Метасоматизм и колчеданное оруденение». Изд. АН Арм. ССР, 1975.