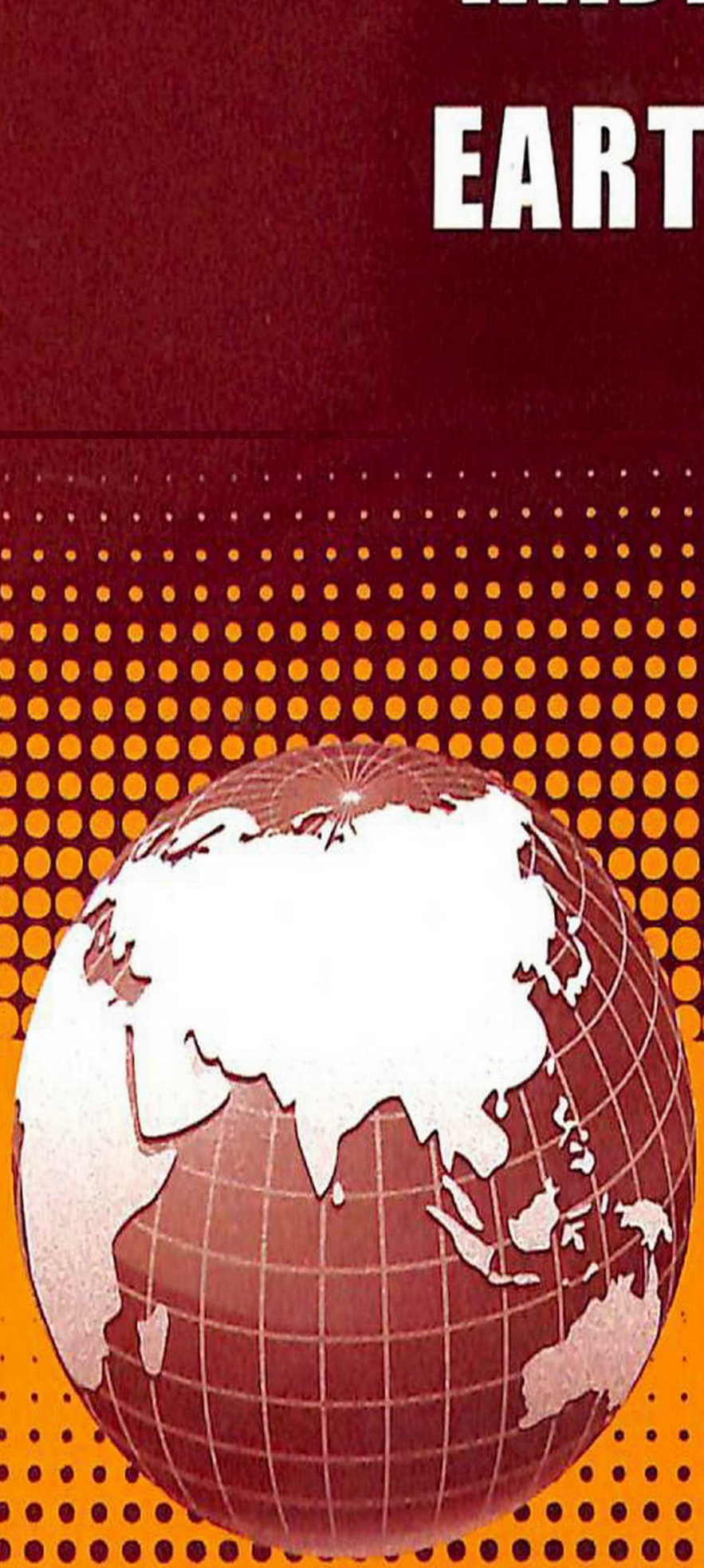
ՀՍՍՌ ԳԱ Գեոլոգիական և աշխարհագրական գիտությունների սերիա

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

Ի. Գ. Մադաքյան *(պատ. խմբագիր)*, Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Գ. Բաբաև, Ա. Բ. Բաղդասարյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ա. Ա. Գաբրիելյան, Ն. Ի. Դոլուխանովա *(խմբագրի տեղակալ)*, Է. Ա. Խաչատրյան, Ա. Հ. Մեսրոպյան, Ս. Ս. Մկրտչյան, Ն. Ա. Սահակյան *(պատ. քարտուղար)*, Ս. Ս. Վանյուշին, Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, Ն. Գ. Մելիք-Մուրադյան:

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

И. Г. Магакьян (ответ. редактор), *А. Т. Асланян, А. Г. Бабаев, А. Б. Багдасарян, Г. П. Багдасарян, С. С. Ванюшин, А. А. Габриелян, Н. И. Долуханова* (зам. редактора), *А. И. Месропян, С. С. Мкртчян, Н. А. Саакян* (ответ. секретарь), *Г. И. Тер-Степанян, Э. А. Хачатурян, Н. Г. Мелик-Мурадян.*

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գեոլոգ. և աշխարհագր. գիտ. սերիա X, № 4, 1957 Серия геологич. и географич. наук

С. С. МКРТЧЯН

УСПЕХИ НАУКИ В ИССЛЕДОВАНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫХ БОГАТСТВ АРМЕНИИ

К достижениям Советской науки, достойным быть отмеченными в связи с юбилейной датой—40-летием Великой Октябрьской революции, относятся успехи в деле изучения геологического строения и минеральных богатств страны. Эти успехи особенно наглядно проявились в Армянской ССР, небольшая территория которой по сложности геологического строения и богатству полезными ископаемыми является одной из интереснейших областей Советского Союза.

За сравнительно короткое время, в результате систематически и планомерно проводившихся работ, на территории республики были выявлены и изучены месторождения различных видов минерального сырья, на базе которых представилась возможность создать и развить различные отрасли народного хозяйства. В результате этого коренным образом изменился облик республики.

В прошлом территория Армении никогда систематически не изучалась. Отрывочные сведения о геологии страны и ее полезных ископаемых имеются лишь в трудах отдельных путешественников, главным образом зарубежных, с различными целями посещавших Армению. Исключение представляют труды русского академика Г. Абиха, в которых впервые после многолетних исследований были освещены основные черты геологического строения Армении и более обширной области Кавказа. Однако, как эти работы, так и последующие исследования геологов Кавказского Горного Управления (Симонович, Базевич, Марголиус, Смирнов, Конюшевский и др.) были явно недостаточны для выяснения сложного геологического строения области и тем более выявления характера и условий распределения в ее пределах месторождений полезных ископаемых.

Систематические и планомерные геологические исследования территории Армении начались лишь после установления Советской власти.

В 1923 году Геологический Комитет приступил к картированию территории Кавказа. Геологическая съемка в пределах Малого Кавказа была начата геологом комитета, ныне академиком Академии наук Армянской ССР К. Н. Паффенгольцем, посвятившим в последующем более 30 лет своей жизни изучению этой области. Его исследованиями была охвачена большая часть Малого Кавказа — вся Армения и значительная часть Азербайджана.

Начало систематического изучения месторождений рудных полезных ископаемых Армении и магматических образований, с которыми они генетически связаны, было положено трудами О. Т. Карапетяна, П. П. Там-

баряна, В. Г. Грушевого, В. Н. Котляра, И. В. Барканова, А. В. Кржечковского и И. А. Тараяна.

В последующем в работу по изучению месторождений Армении включился большой коллектив геологов: О. С. Степанян, Б. С. Вартапетян, Г. А. Пилоян, А. А. Мирзоян, Г. М. Арутюнян, С. С. Мкртчян, П. П. Цамерян, Г. А. Далакян, М. И. Мирзоян и др., которыми были детально изучены, разведаны и переданы промышленности ряд крупных месторождений цветных и редких металлов, а также нерудного сырья.

В начале 40-х годов регионально-металлогенические исследования на территории Армении и прилежащих частях Грузии и Азербайджана начал И. Г. Магакьян.

К середине сороковых годов накопился уже большой фактический материал по геологическому строению и рудным месторождениям республики и представилась возможность приступить к обобщениям и научным выводам.

В 1947 году была завершена крупная монография К. Н. Паффенгольца—«Геология Армении», подведшая итог многолетним исследованиям. В этом замечательном труде автор талантливо синтезировал огромный фактический материал, накопленный как в результате личных наблюдений, так и работ других исследователей.

Большой заслугой К. Н. Паффенгольца является разработка основ стратиграфии Малого Кавказа, выяснение сложной его тектоники, установление взаимосвязи тектоники, магматизма и оруденения.

Завершающим этапом исследований явилась составленная им геологическая карта Армении и прилежащих частей Малого Кавказа в масштабе 1 : 200.000.

К указанному же времени были закончены регионально-металлогенические исследования И. Г. Магакьяна, результаты которых обобщены в работе «Металлогения Армении». Этот труд имел большое значение для правильного направления работ в области изучения рудных месторождений. И. Г. Магакьяном впервые было установлено существование на Малом Кавказе двух металлогенических поясов резко различающихся друг от друга по геологическому строению, характеру оруденения и вещественному составу руд. В каждом из поясов были выделены рудные районы и предсказана возможность нахождения в их пределах месторождений ряда металлов (золото, молибден, ртуть, мышьяк и др.). Обнаружение в последующем месторождений этих металлов или их нахождение в составе руд блестяще подтвердило научные прогнозы указанного исследователя.

Другой важной сводкой по региональной металлогении является труд В. Н. Котляра. Большая ценность этого труда заключается в том, что он составлен одним из лучших знатоков геологии и рудных месторождений Малого Кавказа.

Большое значение для познания магматических образований и руд-

ных месторождений имеют работы В. Г. Грушевого по интрузивам Закавказья и молибденовым месторождениям Кавказа.

Всеми указанными работами был заложен прочный фундамент для дальнейших, более углубленных геологических исследований.

Остановлюсь кратко на основных результатах, достигнутых отдельными отраслями геологической науки на новом этапе исследований.

Стратиграфия

Работы в области стратиграфии направлены на уточнение существующей схемы стратиграфического подразделения пород, слагающих Армению, и дальнейшему более дробному их расчленению. В этих работах достигнуты определенные успехи. Комплекс докембрийских образований и палеозойских отложений детально изучался Р. А. Аракеляном, М. С. Абрамян и Г. Б. Нисанян. Несмотря на сильную метаморфизованность пород докембрия (и нижнего палеозоя) удалось их расчленить на отдельные стратиграфические комплексы и выделить последние при картировании.

В толще палеозоя детально изучены отложения девона, нижнего карбона и перми. Установлено отсутствие среднего и верхнего карбона к которым ранее относились отложения, принадлежащие перми.

Результаты монографической обработки фауны, среди которой оказались новые виды, частью опубликованы (М. С. Абрамян «Брахиоподы верхнефаменских и этренских отложений юго-западной Армении). Подготовлена к печати монография «Палеозойские отложения Армении». Детальное изучение верхнетриасовых отложений, сохранившихся на небольшой площади в бассейне верхнего течения р. Веди было проведено А. Н. Назаряном в связи с детальной разведкой залегающих в них пластов угля.

Широко распространенные в Армении и на всем протяжении северного склона Малого Кавказа юрские образования изучаются А. Т. Асланяном, Н. Р. Азаряном и А. Т. Акопяном. Актуальность этих работ обусловлена развитием юры в рудных районах и локальной приуроченностью к ней оруденения ряда главнейших рудных месторождений (Кафан, Алаверды, Шамлуг, Ахтала и др.). Сложность стратиграфического расчленения вызвана тем, что представлена юра преимущественно в вулканогенной фации (порфириты, туфы, туфобрекчии). Работами последних лет удалось обнаружить в осадочных породах, прослаивающих на отдельных горизонтах вулканогенные породы, довольно обильную фауну, обработка которой позволит разработать и обосновать стратиграфию юры.

Основы стратиграфии меловых отложений Армении, как и всей обширной области Кавказа, разработаны одним из выдающихся исследователей Кавказа В. П. Ренгартеном. Дальнейшее углубленное стратиграфо-палеонтологическое изучение нижне- и верхнемеловых отложений, развитых на территории Армении, проводится В. Л. Егояном и А. А. Атабекяном.

В результате детального изучения разрезов меловых отложений, геологической съемки районов их развития, монографической обработки многочисленной и разнообразной фауны, указанным исследователям удалось в значительной мере уточнить существующую схему расчленения мела Армении. Результаты исследований опубликованы в виде монографии (В. Л. Егоян «Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР, 1956 г.), а также в ряде статей в периодической печати.

Третичные отложения широко развиты в Армении и, так как среди них залегают рудные месторождения и с ними же связаны перспективы нахождения нефти и газа, они являются объектом детального изучения. Трудность стратиграфического расчленения третичных отложений и корреляции отдельных разрезов обусловлена широким развитием в их составе вулканогенных пород, сложными их взаимоотношениями с осадочными отложениями, развитыми к тому же нередко в своеобразной лагунной фации. Этим в значительной мере вызваны существующие разногласия в вопросах стратиграфии третичных отложений Армении.

Углубленное стратиграфо-палеонтологическое изучение третичных отложений проводит А. А. Габриелян, подготовивший к печати монографию «Третичные отложения Армении».

За последние годы начаты работы по детальному изучению микрофауны, содержащейся в породах верхнемелового и третичного возрастов. Успешные работы в этом направлении проводят Н. А. Саакян, С. А. Бубикян и Ю. А. Мартиросян.

В результате обработки обширного материала детальных послойных разрезов и кернов буровых скважин ими выделены комплексы руководящих форм, позволяющие производить успешно корреляцию отстоящих на значительном расстоянии друг от друга разрезов.

Начаты также работы по споро-пыльцевому анализу, проводимые Я. Б. Лейе.

Изучением четвертичных отложений и заключенных в них местами остатков богатой фауны млекопитающих (слоны, носороги, олени, быки и др.) занят Л. А. Авакян, опубликовавший результаты ряда своих исследований.

Магматическая геология

Армения известна, как страна с классическим проявлением новейшего и древнего вулканизма, продукты которого слагают большую часть территории республики. Магматические породы широко развиты во всех системах, начиная от докембрия до четвертичного периода включительно; проявляются они на поверхности то в виде крупных и мелких массивов различных по составу интрузий, то в виде покровов и потоков эффузий и сопровождающих их рыхлых продуктов вулканических выбросов.

Чрезвычайно большое разнообразие магматических пород, представленных всеми разностями от ультраосновных до кислых и редко встре-

чающихся в природе разновидностей щелочных пород (лейцитовых пород), издавна привлекает к себе внимание петрографов.

Основы изучения магматических образований республики были положены работами Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, А. Н. Заварицкого, П. И. Лебедева, В. Н. Лодочникова, А. С. Гинзберга.

В настоящее время многочисленный коллектив геологов занят детальным изучением магматических пород, выяснением условий их образования.

Значительная работа по изучению гранитоидных интрузий, выяснению генетической связи с ними рудных месторождений выполнена Ю. А. Араповым, С. А. Мовсесяном, В. Н. Котляром, Г. П. Багдасаряном, В. Г. Грушевым, А. И. Адамяном, Т. Ш. Татевосяном, М. А. Литвин, С. И. Баласаняном, Э. Г. Малхасяном. Собран обширный материал, характеризующий минералогический, химический составы пород и их структурные особенности, выделены разновозрастные интрузии и для ряда массивов установлена многофазность внедрения магмы и характер ее изменения во времени.

Весьма ценными являются работы по изучению массивов щелочных пород (щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, псевдолейцитовые сиениты).

Впервые эти породы были установлены в составе интрузий Центральной Армении В. Н. Котляром и в последующем детально изучены им и Г. П. Багдасаряном. Впоследствии эти же породы были выявлены в южной части Армении Ю. А. Араповым и С. С. Мкртчяном в составе Кунгуро-Алангезского массива и небольшие их выхода—Т. Ш. Татевосяном в составе интрузий бассейна реки Гехи.

Детальными исследованиями установлено время внедрения щелочной магмы в общем процессе формирования интрузий. Выявлены закономерности развития отдельных типов пород в щелочных массивах, их возрастные взаимоотношения, детально изучены минералогический, химический их составы, что позволило подойти к решению издавна интересующего петрологов вопроса образования этих пород.

Помимо теоретического интереса, изучение щелочных пород приобрело за последние годы и практическое значение в связи с разработкой технологии извлечения из них глинозема и побочно ряда ценных промышленных продуктов. Детальными исследованиями геологов (Г. П. Багдасарян) выделены участки высокоглиноземистых нефелиновых сиенитов, которые в последующем послужили объектом разведки и намечаемой промышленной разработки.

В настоящее время ведутся работы по изучению внутренней структуры интрузивов с целью более углубленного решения вопросов петрогенезиса. Одновременно начаты работы по определению абсолютного возраста интрузивных пород.

Жильный комплекс пород, связанный с гранитоидными интрузиями успешно изучается Г. А. Казаряном и Т. А. Аревшатян, выяснившими в ча-

стности время и последовательность внедрения даек, а также отношение их к оруденению.

Комплекс ультраосновных пород, обнажающихся на северо-восточном побережье озера Севан, в Степанаванском и Амасийском районах и входящий в пределы офиолитового пояса Малого Кавказа, детально изучался Ю. А. Араповым, Т. Ш. Татевосяном и несколько позже С. Б. Абовяном. Последним обнаружены среди этих пород месторождения асбеста, в том числе ценной его разновидности — голубого асбеста.

Указанными исследователями подготовлены к печати монографии, характеризующие породы пояса ультраосновных пород, геологические условия их нахождения и комплекс связанных с ними полезных ископаемых (хромиты, магнезиты, асбест и др.).

Большое внимание уделяется изучению четвертичного вулканизма, продукты которого широко распространены в Армении и мощным чехлом перекрывают более древние образования. Сюда относятся потоки и покровы базальтов, андезито-базальтов, андезитов и лав более кислого состава, а также пирокластические продукты: различные по составу, структуре и расцветке туфы, шлаки, пемзы, вулканические пески, пеплы и др. Объектом исследований являются также хорошо сохранившиеся вулканические конусы, от которых потоки лав спускались по современным долинам рек, располагаясь на отдельных террасах, в связи с чем представляется возможным определить время проявления вулканической деятельности.

Изучением продуктов четвертичного вулканизма и условий их формирования заняты К. Г. Ширинян, А. А. Адамян и К. И. Карапетян.

В последнее время начато изучение продуктов вулканической деятельности и более древних периодов, в частности юры и мела. В этом направлении, как и в изучении четвертичного вулканизма предстоят еще большие работы.

Литология

Наряду с магматическими породами в Армении достаточно широко развиты различные типы осадочных пород, представленные образованиями допалеозойского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов.

Особенности состава и строения осадочных толщ Армении заключаются в одних случаях в их высокой метаморфизованности, местами вызывавшей коренную перестройку состава и структуры породы, в других — в одновременном проявлении стадий осадочного и эффузивного породообразования, в результате чего весьма обширные комплексы (стратиграфические и территориальные) представлены образованиями смешанного осадочно-вулканогенного состава. Специфика истории геологического развития Армении отразилась в типах разрезов осадочных толщ, в их взаимоотношениях, в картине размещения фаций и в их мощностях.

Все указанные особенности делают очевидной важность литологических исследований, которые до самого последнего времени, к сожалению, в республике выполнялись в крайне незначительном объеме. Стремясь преодолеть создавшееся отставание в области литологических исследований, в Институте геологических наук организована специальная лаборатория, в которой начато систематическое изучение литологии осадочных толщ Армении. В организации этой лаборатории большую помощь институту оказал проф. С. Г. Саркисян. В настоящее время осуществляется изучение литологии палеозойских (Г. Б. Нисанян), меловых (А. Г. Бабаев. М. А. Сатян) и третичных (А. И. Месропян, О. А. Саркисян, И. Г. Гаспарян) отложений.

На первых этапах работ в области литологии, исследования ограничивались преимущественно изучением минералогического состава пород, затем использованием полученных данных для расчленения и корреляции этих толщ. Такое содержание имели, в частности, работы по литологии палеозойских и третичных отложений. В последние годы содержание литологических исследований существенно пополнилось. Большое внимание теперь уделяется изучению минеральных новообразований и анализу фаций. В этом отношении интерес представляют обнаруженные Г. Б. Нисанян аутигенные формы анатаза и рутила в верхнепалеозойских отложениях, а также находка М. А. Сатяном аутигенных проявлений полевых шпатов в верхнемеловых отложениях Северной Армении.

Наряду с традиционными (петрографический, иммерсионный, гранулометрический) начинают внедряться также новые методы изучения осадочных пород. Так, под руководством А. И. Месропяна налажено изучение вещественного состава глин методом окрашивания органическими красителями и в ориентированных препаратах. В ближайшее время будет введена в работу установка для термического анализа горных пород и минералов.

То немногое, что сделано к настоящему времени в области изучения литологии осадочных толщ Армении позволяет достаточно определенно наметить задачи и программу литологических исследований на ближайшие годы. Основная задача состоит в обеспечении систематического и многогранного изучения литологии всех возрастных комплексов с тем, чтобы в дальнейшем можно было бы на базе этих работ составить карты фаций и схемы палеогеографических реконструкций Армении от допалеозоя до четвертичного времени включительно.

Региональная металлогения

Регионально-металлогенические исследования, проведенные на территории Армении, привели к выделению металлогенических поясов с присущим каждому из них комплексом минеральных ассоциаций и типов месторождений.

Эти исследования привели к открытию новых месторождений минерального сырья (молибдена, меди, золота, свинца, сурьмы, редких и рас-

сеянных элементов и др.) и позволили целеустремленно направить поисковые и разведочные работы.

Результаты работ были изложены в ряде опубликованных и подготовленных к печати монографий.

Проведенные за последние годы исследования в районе Алавердской группы медных и полиметаллических месторождений привели к выявлению новых закономерностей в пространственном распределении оруденения и позволили по новому же подойти к оценке их перспектив.

Установлено значительное вертикальное распространение оруденения, охватывающего по существу всю толщу вулканогенных пород юры, слагающих район и проявляющегося в различных формах в зависимости от состава вмещающих пород и структурных особенностей отдельных участков рудного поля.

Геолого-разведочные работы, проведенные в соответствии с новыми представлениями о характере распределения оруденения, привели к открытию крупных слепых рудных тел и значительно расширили учтенные запасы руд по месторождениям этой группы.

Значительное внимание уделялось изучению рудных полей отдельных месторождений (К. А. Карамян) и вещественного состава руд (И. Г. Магакьян, Э. А. Хачатурян, Г. О. Пиджян).

В составе руд почти всех известных месторождений установлен ряд ценных примесей редких и рассеянных элементов, извлечение которых при комплексной переработке руд позволит получить их в значительных количествах.

Выявлены закономерности распределения рассеяннных элементов в рудах различных типов, позволяющие целеустремленно направить дальнейшие работы по их извлечению.

Гидрогеология и инженерная геология

В течении многих лет научными сотрудниками Института геологии А. П. Демехиным и Н. И. Долухановой проводилась работа по изучению минеральных источников, многочисленные выходы которых известны в различных районах республики. Практическим результатом этих исследований явилось создание на их базе известных курортов Арзни и Джермук. Изучены и полностью обоснованы под строительство курорта минеральные источники Анкавана.

В числе выявленных неизвестных ранее или малоизвестных групп минеральных вод можно назвать Дилижан, Фиолетово, Татев, Арарат, Нор-Баязет и другие, имеющие уже признанное бальнеологическое значение.

Большая работа по научному обобщению материала исследований проделана А. П. Демехиным, труд которого «Минеральные источники Армянской ССР» в настоящее время готовится к печати.

Подготовлена к опубликованию обстоятельная работа Н. И. Долухановой по Анкаванским минеральным источникам.

За последние годы начаты интересные работы по выявлению воз-

можности использования химического состава вод при поисках месторождений полезных ископаемых. Общеизвестно значение воды в народном хозяйстве, но вопрос использования вод, как разведчика недр, пока недооценивается. Циркулируя на глубинах, недоступных наблюдению, вода отражает в своем составе характер пород и заключенных в них руд.

В слабо обнаженных местностях вода может быть единственным свидетелем наличия на глубине полезных ископаемых. Научными сотрудниками Института геологии Н. И. Долухановой и Э. А. Кюрегян разработана чувствительная полевая методика гидрохимической съемки, позволяющая обнаруживать месторождения путем тщательного изучения химического состава вод родников и ручьев, в увязке с общей геологической и гидрогеологической обстановкой. Новым и оригинальным в методике является гидрохимическое изучение почвы, применяемое на участках, где отсутствуют выходы воды.

Методика исследований позволяет выявлять непосредственно характер полезного ископаемого, в чем его огромные преимущества перед косвенными геофизическими методами.

В районе курорта Джермук, где издавна известны выходы термальных вод, начаты работы по изучению теплового поля с целью выяснения происхождения горячих вод и источников тепла и установления возможности вывода наиболее высоконагретых вод на поверхность для использования их в энергетических целях.

Гидрогеологическими исследованиями изучены условия и пути циркуляции подземных вод в высокогорных районах и установлена возможность перехвата их на более высоких отметках для обводнения безводных участков.

В области инженерной геологии ведутся оригинальные работы по изучению динамики оползневых явлений. Актуальность темы определяется широким распространением оползневых процессов и колоссальным ущербом причиняемым ими народному хозяйству.

Работы научного коллектива, возглавляемого Г. И. Тер-Степаняном, в этой области широко известны. Для инструментального изучения медленных движений разработаны оригинальные методы точных геодезических наблюдений, основанные на дифференциальном способе, сочетающемся с широким применением графических и номографических приемов. Для изучения начальной фазы оползневого смещения организована на ряде крупных оползней Кавказа и Поволжья широкая наблюдательная сеть.

Изучение полученных данных позволило выделить новый вид гравитационных движений горных пород на склонах — глубинную ползучесть склонов, исследование которой открывает широкие перспективы в противооползневой деятельности. Теория оползневого процесса, разработанная Г. И. Тер-Степаняном включена в курс инженерной геологии, читаемый в Московском университете.

Геофизика

С целью изучения глубинного геологического строения республики проводились гравитационная и магнитная съемки на всей ее площади, в результате которых составлены соответствующие карты. Проводимые в настоящее время гравимагнитные исследования, сопровождающиеся изучением физических свойств горных пород имеют цель составить карты более крупных масштабов (Э. Б. Аджимамудов, Ш. С. Оганесян, Э. А. Арутюнян, Ц. Г. Акопян).

Измерения напряженности магнитного поля и магнитных свойств изверженных горных пород показали широкие возможности применения магнитного метода для геологического картирования эффузивных пород. Установлено, что различные по составу и возрасту лавы характеризуются различными магнитными свойствами и различным же направлением вектора намагниченности. Последнее представляет большой интерес, так как свидетельствует об изменении направления земного магнитного поля в геологическом прошлом (Ц. Г. Акопян).

В результате изучения естественной остаточной намагниченности изверженных пород установлено, что остаточное намагничение горных пород является важным определяющим фактором в формировании аномального геомагнитного поля. Установлено также, что направление вектора остаточной намагниченности, как правило, не совпадает с направлением вектора индуцированной намагниченности и величина их отношений возрастает по мере уменьшения возраста породы.

* * *

Из приведенного выше краткого обзора проведенных исследований видно, что они охватывают целый комплекс проблем и имеют исключительно важное значение как для решения теоретических вопросов геологии, так и насущных вопросов народного хозяйства республики.

По некоторым вопросам получены настолько существенные результаты, что они докладывались на международных геологических конгрессах и конференциях.

Но на достигнутых успехах ни в коем случае нельзя останавливаться.

На современном этапе задача геологических исследований еще более осложнилась. По целому ряду отраслей геологической науки требуется широкое привлечение данных точных наук и в связи с этим возникает необходимость создания лабораторий, оснащенных современной аппаратурой. От научных работников требуется овладение новыми методами исследований. Лишь при этом условии можно успешно проводить дальнейшие работы.

Партия и правительство уделяют постоянное внимание развитию геологических исследований. Оправдать оказываемое доверие, развивать геологическую науку, выявлять все новые и новые месторождения минерального сырья — почетная обязанность геологов и в первую очередь научных работников.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գեոլոգ. և աշխարհագր. գիտ. սերիա X, № 4, 1957 Серия геологич. и географич. наук

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Л. А. АВАКЯН

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ АРМЕНИИ

В течение последних лет советскими геологами и палеонтологами сделано очень много в деле изучения стратиграфии, фауны, палеогеографии и литологии четвертичного периода. Благодаря работам В. И. Громова, В. И. Громовой, Е. И. Беляевой, Н. И. Бурчак-Абрамовича и др. накопился огромный материал по четвертичным ископаемым млекопитающим, изучение которых уже дает возможность выделить характерные фаунистические комплексы с руководящими формами.

В четвертичных отложениях Армении известно несколько очень интересных местонахождений четвертичной фауны—Ленинакан, Эйлас, Аван, Тазагюх и др. (см. карту). В составе фауны имеются руководящие формы (слон, носорог, лошадь, верблюд, первобытный бык, олень и др.), дающие возможность судить о возрасте вмещающих отложений.

Изучение четвертичных ископаемых млекопитающих Армении представляет особую научную ценность, так как и по комплексу и по возрасту подобных находок в Советском Союзе имеется очень мало.

В составе четвертичных ископаемых млекопитающих Армении установлены: Elephas trogontherii Pohl., Rhinoceros mercki Jaeg., Equus stenonis Cocchi, Camelus knoblochi Nehr., Cervus sp., Bos primigenius Boj. и Bison bonasus var.? (aff. major Hilz.).

Elephas trogontherii представлен многочисленными остатками коренных зубов и разных частей скелета: бивни, нижняя челюсть, атлант, позвонки, плечевая, локтевая и тазовая кости, бедро и др., которые найдены в песчаных карьерах Ленинакана [1], Эйласа, Авана и Тазагюха.

Коренные зубы. Хотя по количеству в коллекции музея занимают первое место, но большинство из них представлено отдельными фрагментами. Материал состоит из верхне- и нижнечелюстных коренных зубов, которые имеют полную и неполную фигуру стирания.

Абсолютные размеры зубов колеблются: длина 245—360 *мм*, ширина 80—100 *мм*, высота 140—165 *мм*. Общее число пластинок на полных зубах 14—22. На 10 *см* жевательной поверхности приходится 5—7, а в среднем 6 пластинок (эта цифра зависит и от степени стирания зуба). Мощность пластинок на зубе по средней жевательной

●) Местонахождение четвертичных ископаемых млекопитающих.

1. Ленинакан—Elephas trogontherii, Rhinoceros mercki, Equus stenonis, Camelus knoblochi, Cervus sp. 2. Эйлас—Elephas trogontherii, Bos primigenius. 3. Аван—Elephas trogontherii, 4. Тазагюх—Elephas trogontherii. 5. Баяндур—Bos primigenius. 6. Севан—Bison bonasus. 7, 8—Бас. оз. Севан—Cervus elaphus.

поверхности, соединяющей передние и задние концы зуба колеблется от 12 до 15 *мм* для полных фигур стирания, от 7 до 12 *мм* для неполных и от 5 до 9 *мм* для дисков. В большинстве случаев пластинки превышают межпластинные расстояния. Межпластинные расстояния при полных фигурах стирания изменяются от 3 до 9 *мм*. Толщина эмали колеблется от 2 до 3 *мм*, загибы ее довольно спокойные, мелкоплойчатые. По фигурам стирания зубы относятся к начальной и средней стадии стирания.

Основной тип слияния пластинок lat. ann. med. lam. О форме и расположении корней не имеется данных, так как они в большинстве случаев почти не сохранились.

Вышеуказанные признаки коренных зубов говорят о принадлежности ленинаканского слона к E. trogontherii Pohl. Описанные зубы проявляют большое сходство с зубами E. trogontherii с Таманского полуострова, описанными Е. И. Беляевой [6], из Новогеоргиевска, описанными Г. Закревской [8], из Тирасполья, Ярославля и Нижнего-Новгорода—описанными М. Павловой [9]. Некоторые зубы по ряду признаков занимают среднее место между E. wüsti Pavl. (древний тип тираспольского E. trogontherii Pohl.) и E. meridionalis.

Что касается остальных частей скелета, то в связи с ограниченностью объема статьи их описание не приводится. Однако, необходимо отметить, что все остатки отличаются своими большими размерами.

На основании имеющихся остатков костей в музее им. О. Т. Карапетяна Института геологических наук АН Армянской ССР в течение 1948—1949 гг. скульптором А. Погосяном реконструирован скелет Elephas trogontherii.

Необходимо отметить, что на территории Армении остатки слона были обнаружены и раньше. Имеются указания Н. И. Каракаша, Е. И. Беляевой, Х. Самуэляна, В. В. Богачева и других о находках в Армении, в разных пунктах, остатков E. primigenius и E. armeniacus.

Все это показывает, что ископаемые слоны в четвертичном периоде имели довольно большое распространение в Армении, особенно в Ширакe и Араратской долине, так как их многочисленные остатки найдены не только в Ленинакане, но и в песчаных карьерах Эйласа, Авана и Тазагюха.

Что касается установления в ленинаканском фаунистическом комплексе E. trogontherii, то этот факт имеет большое палеофаунистическое значение, так как остатки этого слона до сих пор почти не были известны в четвертичных отложениях крайнего юга Союза и в частности Закавказья.

Rhinoceros mercki. В составе имеющейся коллекции носорог представлен единственной левой горизонтальной ветвью нижней челюсти, которая найдена в песчаных карьерах г. Ленинакана вместе с остатками Elephas, Equus, Camelus, Cervus и др. [2].

В Советском Союзе остатки R. mercki известны в низах „хазарской толщи" Поволожья, в „тираспольском гравии", в песках близ

Киева, в подморенных отложениях окрестностей г. Рыбинска и близ Москвы. Наконец, многочисленные остатки носорога Мерка найдены на Апшеронском полуострове, близ с. Бинагади. В Естественно-историческом музее АН Азербайджанской ССР выставлен полный скелет бинагадского носорога Мерка, являющийся пока первым скелетом этого вида носорога в СССР.

О находке носорога в Армении впервые сообщает В. В. Богачев, который упоминает о наличии нижней челюсти R. etruscus в диатомитовых отложениях верхнеплиоценового возраста в районе сел. Нурнус. К сожалению описание этой находки не приводится, а также не известно где она хранится в настоящее время.

В 1940 году музею им. О. Т. Карапетяна Института геологических наук АН Армянской ССР была передана нижняя челюсть носорога, найденная также в Нурнусе. Челюсть плохой сохранности; горизонтальные ветви отделены, и совершенно отсутствует зубной ряд. Горизонтальные ветви массивные, сравнительно короткие и очень толстые. Ввиду плохой сохранности и отсутствия зубного ряда невозможно сделать видовое определение.

Горизонтальная ветвь челюсти ленинаканского носорога неполная, она обломана спереди на уровне переднего края альвеоли P_2, а сзади—на границе нижней части восходящей ветви. Описываемая кость в достаточной степени минерализована, благодаря чему она очень крепка и тяжела.

Тело горизонтальной ветви изогнуто слабо, наружная и внутренняя поверхности довольно плоские. Нижний край его округленный с незначительной выпуклостью, в средней части почти прямой и приподнят в передней и задней частях, а верхний край почти параллелен жевательной поверхности зубов. Наибольшую толщину ветвь имеет между M_2 и M_3.

Ряд зубов неполный, отсутствует P_2, сохранились корни от P_3, имеются P_4, M_1, M_2 и M_3. Между зубами P_4 и M_3 имеются промежутки, благодаря чему, если длина всех M у альвеол составляет 140 *мм*, то при отдельных измерениях M_1, M_2 и M_3 суммарно получаем 130 *мм*.

В. И. Громова [7], изучая большую серию нижних челюстей различных видов носорогов, установила отличительные признаки, характерные для R. mercki и R. etruscus, с одной стороны и для R. antiquitatis—с другой.

Используя эти данные для определения ленинаканского носорога, мы видим, что у последнего:

1. передний отдел настоящих коренных зубов у основания коронки уже, чем задний;

2. передний отдел P_4—M_3 по наружной поверхности короче, чем задний;

3. наружные поверхности переднего и заднего отделов коронки зубов слегка выпуклы;

4. поверхность корня переходит в наружную поверхность коронки через легкое вздутие;

5. стенки долинок всех зубов образуют суживающуюся ко дну долинки воронку, дно долинок не обособлено, долинки сравнительно мелкие;

6. эмаль не покрыта цементом, ее поверхность гладкая и форовидная, толщина эмали 4 *мм*;

7. на наружных поверхностях всех сохранившихся зубов cingula отсутствует.

На основании вышеприведенного описания ленинаканскую челюсть мы считаем принадлежащей к виду Rh. mercki Jaeg. Наличие Rh. mercki в составе четвертичной фауны Армении представляет значительный палеофаунистический интерес, так как Ленинакан является новым пунктом распространения на юге этого весьма интересного вымершего животного.

Equus stenonis. Среди материалов имеется нижняя челюсть и многочисленные остатки конечностей. Все остатки были найдены в окрестности гор. Ленинакана [3] вместе с остатками Elephas, Rhinoceros, Camelus и Cervus.

По данным В. И. Громовой, E. stenonis является самой древней однопалой лошадью, остатки которой были найдены в верхнеплиоценовых отложениях Европы и Африки.

Находки остатков E. stenonis известны и в СССР. Они были обнаружены В. И. Громовым в кварцевых песках Азовского побережья и близ г. Краснодар вместе с остатками Elephas, Mastodon, Rhinoceros, Camelus, Hipparion, Cervus и др. Остатки E. stenonis известны также и из „тираспольского гравия"; они описаны М. Павловой и относятся к раннему отделу четвертичного периода.

Нижняя челюсть ленинаканской лошади неполная, сохранились две горизонтальные ветви, имеющие по 5 зубов P_2—M_2 (резцы и M_3 не сохранились). Размеры всех P довольно значительны. Если длина ряда P у нашего экземпляра равна 95 *мм*, то та же величина у тираспольской лошади равна 87 *мм*. Размеры всех M занимают среднее место, хотя они сравнительно шире, чем зубы тираспольской лошади.

Для определения вида лошади исключительное значение имеет характер коренных зубов. Изучая процессы образования и эволюцию рода Equus, В. И. Громова на основании более характерных признаков зубов, различает стеноновый и кабаллоидный тип строения.

Строение двойной петли на зубах ленинаканской лошади очень характерно для E. stenonis. У нее обе петли имеют более или менее одинаковую форму, широки и округлены. Выемка между передней и средней петлей узкая, заостренная и v-образная. Направление осей обеих петель почти параллельно оси зуба. Наружная долинка на мо-

лярах глубоко входит в истм и почти касается эмалевой стенки выемки.

Среди остальных материалов имеются многочисленные остатки конечностей, которые отличаются своими очень большими размерами.

Необходимо отметить, что находка E. stenonis в Армении проливает новый свет на его распространение и возраст. Наличие его в составе четвертичной фауны Армении дает основание предполагать, что он характерен для нижнечетвертичного времени (миндель, миндель-рисс), так как в верхнеплиоценовых отложениях Армении до сих пор он не был известен, и для указанного возраста характерной считалась гиппарионовая фауна (Нурнус).

Camelus knoblochi. В составе остатков был обнаружен только дистальный конец левой большой берцовой кости [5]. Кость отличается от большой берцовой кости современного домашнего верблюда значительно большими размерами и некоторыми особенностями анатомического строения.

Дорсальная связочная ямка выражена значительно более резко, она более глубокая и окаймлена сильно выступающим шероховатым кольцом.

Наибольшая ширина дистального эпифиза—114 *мм*.

Наибольший передне-задний диаметр эпифиза—65 *мм*.

Среди ископаемых верблюдов наибольший стратиграфический и палеогеографический интерес представляет C. knoblochi. Немногочисленные остатки ископаемых верблюдов на территории СССР известны на Сев. Кавказе, на побережье Азовского моря, на юге Украины, в Бессарабии и в Поволожье. Классическим местонахождением остатков C. knoblochi считается Поволожье, где среди хазарской фауны (миндель-рисс) верблюд является одной из руководящих форм.

Среди других находок необходимо отметить остатки из „тираспольского гравия", из Сыромятникова (Москва), из Троицкого (Южный Буг) и редкие находки в азиатской части СССР (Минусинский район и аул Селим-Джевар).

Хотя в составе четвертичной фауны Армении пока обнаружена единственная кость задней конечности C. knoblochi, но эта находка не лишена палеофаунистического интереса, так как в составе четвертичной фауны Армении и вообще Закавказья ископаемый верблюд еще не был известен.

Bos primigenius. Имеется череп и второй шейный позвонок, которые были найдены в песчаных карьерах у сел. Эйлас, Приереванского района [4].

Череп неполный, отсутствует лицевая часть и нижняя челюсть. Роговые стержни массивные, относительно короткие, вершина (сохранилась только правая) тупо-округлая. Поверхность роговых стержней покрыта продольными бороздами, вершинная часть пористая.

Череп эйласского первобытного быка отличается своими огром-

ными размерами и среди других черепов занимает особое место. Его лоб очень широк, наибольшая ширина лба равна 340 *мм*, охват стержня у основания 467 *мм*, длина стержня вдоль большой кривизны 780 *мм* Затылочный валик широк ширина 105 *мм* и сильно приподнят.

Череп показывает большую близость к плейстоценовым быкам Европы (так низываемый „делювиальный тур"—Bos trochoceros). Эйласский череп первобытного быка по своим исключительно большим размерам является самым крупным среди подобных находок в СССР и одним из наибольших в мире.

Остатки Bovidae в Армении были найдены неоднократно. Первые указания о находке черепа первобытного быка в Ахурянском районе у сел. Баяндур имеются в работе Г. И. Громовой. К сожалению, точное местонахождение и геологические условия этой находки не известны. Кроме этого, фрагмент черепа зубра (Bison bonasus) был найден в бассейне оз. Севан, у истока реки Раздан (Зангу) и описан в монографической работе В. И. Громовой.

Севанская находка в стратиграфическом отношении мало интересна, так как это остаток уже постплейстоценового, субфоссильного зубра. Однако, эта находка имеет большой палеофаунистический интерес, ибо является ценным документом о распространении зубра в недавном прошлом в бассейне оз. Севан.

Cervus sp. Переходя к остаткам Cervidae в составе четвертичной фауны Армении, необходимо отметить, что они найдены во многих местах (Ленинакан, бассейн оз. Севан и др.) и имеют разный возраст.

Ввиду фрагментарности материалов они пока ничего не дают для точного видового определения и поэтому не имеют стратиграфического значения.

Остатки, которые были найдены в бассейне оз. Севан (Бабаджан, Мазра) представляют фрагменты рогов субфоссильного благородного оленя (Cervus elaphus). Остатки (особенно очень крупная лобная часть) из ленинаканского фаунистического комплекса дают основание думать, что какой-то древний вид оленя (возможно Megaceros sp.) существовал в Армении в раннем квартере.

Находки остатков оленя в Армении свидетельствуют о том, что этот род в геологическом прошлом имел довольно широкое распространение; имея дополнительный материал можно будет уже говорить о виде и возрасте Cervidae.

Среди четвертичной позвоночной фауны Армении по своему составу и возрасту особый интерес представляет ленинаканская фауна, рассматриваемая нами как самостоятельный фаунистический комплекс. В этом комплексе наличие E. trogontherii, R. mercki, E. stenonis и C. knoblochi дает нам основание отнести эту фауну к миндель-рисскому и отчасти к миндельскому времени.

Кроме этого, по своему составу и возрасту ленинаканский фау-

нистический комплекс обнаруживает сходство с фауной известного „тираспольского гравия" и „хазарской фауной" Поволожья.

"Тираспольский гравий" известен как крупное местонахождение миндельского и миндель-рисского времени. Там были найдены многочисленные остатки E. wüsti (древний тип E. trogontherii), R. mercki, E. stenonis, Cervus (Megaceros), Camelus и др , описанные М. Павловой.

„Хазарская фауна" („Волжская") характеризуется также многочисленными находками остатков E. trogontherii, C. knoblochi, R. mercki, Cervus (Megaceros), Bison priscus и др. формами, рассматривается как самостоятельный фаунистический комплекс и относится к миндель-рисскому времени.

Переходя к геологическому строению и стратиграфии местонахождений остатков фауны Армении, необходимо отметить, что четвертичные и частично плиоценовые отложения республики еще недостаточно изучены, и существует очень много спорных вопросов и неясностей.

Несмотря на это, мы считаем необходимым вкратце остановиться на вопросах геологии и стратиграфии ленинаканского местонахождения позвоночной фауны.

В ЮВ части г. Ленинакан, на левобережье р. Ахурян, развиты озерно-речные отложения, представленные галечниками, песками и глинами и известные под названием „ленинаканской толщи". Здесь изучен следующий геологический разрез (сверху-вниз):

1. Аллювиально-пролювиальные наносы—до *7 м.*
2. Вулканические туфы . . . . . до 10 *м.*
3. Древние аллювиально-пролювиальные отложения—25—30 *м.*
4. Озерные глины с дрейссенсиями.

Ниже продолжается „ленинаканская озерная толща", представляющая собой чередование глин, диатомитов, вулканических пеплов, пемзы и т. д. Общая мощность толщи достигает 300 *м.*

В древних аллювиально-пролювиальных отложениях (в разрезе 3) и были найдены остатки позвоночной фауны Ленинакана. Эти отложения представлены главным образом галечниками и песками, иногда встречаются также прослойки глин. В разрезе галечники занимают только верхнюю часть свиты, мощностью 0,5 – 1 *м* ниже идет крупнозернистый песок, который на глубину становится мелкозернистым и часто слоистым.

К сожалению, в этом районе не имеется ни одного обнажения, где было бы видно стратиграфическое взаимоотношение аллювиально-пролювиальных отложений с позвоночной фауной и подстилающих озерных глин с дрейссенсиями. Мы предполагаем, что аллювиально-пролювиальные отложения залегают регрессивно на озерных глинах и представляют собой отложения, завершающие цикл развития ленинаканского озерного бассейна.

Исходя из состава четвертичной позвоночной фауны и некото-

рых соображений стратиграфического и регионального порядка, мы относим аллювиально-пролювиальные отложения к миндель-рисскому и отчасти миндельскому времени, а озерные глины к самому верху плиоцена и отчасти к минделю.

Изучение четвертичных ископаемых млекопитающих Армении дает возможность сделать некоторые выводы:

1. В составе четвертичных ископаемых млекопитающих Армении установлены: Elephas trogontherii Pohl., Rhinoceros mercki Jaeg., Equus stenonis Cocchi, Camelus knoblochi Nehr., Cervus sp., Bos primigenius Boj. и Bison bonasus var? (aff. major Hilz.).

2. Все эти формы, за исключением двух последних, обнаружены в составе ленинаканской фауны и дают нам основание выделить в Армении „ленинаканский фаунистический комплекс", который имеет раннеплейстоценовый облик и определенно может быть отнесен к миндель-рисскому и отчасти к миндельскому времени.

3. „Ленинаканский фаунистический комплекс" по своему составу и возрасту можно сопоставить с фауной „тираспольского гравия" и отчасти с „хазарской фауной" Поволожья.

4. Для уточнения состава четвертичной позвоночной фауны и решения связанных с ней многочисленных вопросов, необходимо поставить специальные палеонтологические раскопки в Ленинакане и Эйласе.

5. Дальнейшее изучение четвертичных отложений и фауны Армении даст нам возможность выяснить четвертичную историю Армении, с чем связано разрешение многих теоретических и практических вопросов.

Наконец, следует указать, что до сих пор в Армении почти не известна фауна приматов палеолитической эпохи. Поскольку в нескольких местах (Арзни, Нурнус, Артени) установлены стоянки палеолита, необходимо начать в этом направлении совместную работу палеонтологов с археологами.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 5 VIII 1957 г.

Ц. Ц. ЦАЦАЗИ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՉՈՐՐՈՐԴԱԿԱՆ ԳԱԼԱՐԱԾՈՂԱՆԻ ԲՐԱԾՈ ԿԱԹՆԱՍՈՒՆՆԵՐԸ

Ամփոփում

Հոդվածում բերվում է Հայաստանում (Լենինականի, Էյլասի, Ավանի և Բազապյուղի ավազահանքերում) հայտնաբերված չորրորդական գալարշրջանի բրածո կաթնասունների մնացորդների համառոտ նկարագրությունը։

Հայտնաբերված նյութերի ուսումնասիրությունը ցույց է տալիս, որ Հայաստանը չորրորդական գալարշրջանում ունեցել է բավական հարուստ ֆաունա (նախապատմական փիղ, ռնգեղջյուր, ձի, եզ, ուղտ և այլն), որի կազմում ախրաբանակ տեղ է գրավել արտոնթեների փիղը։

Հոդվածում տրված է այդ մնացորդների պալեոնտոլոգիական նկարագրությունը և նրանց երկրաբանական պայմանները, որոնց հիման վրա հնարավոր անում է հետևյալ եզրակացությունները՝

1. Հայաստանի չորրորդական դարաշրջանի բուռն կաթնասունների կազմում որոշված են հետևյալ ձևերը —Elephas trogontherii Pohl., Rhinoceros mercki Jaeg., Equus stenonis Cocchi, Camelus knoblochi Nehr., Cervus sp., Bos primigenius Boj. և Bison bonasus var.? (aff. major Hilz.):

2. Բոլոր այդ ձևերը, բացառությամբ վերջին երկուսի, հայտնաբերված են Լենինականի ֆաունայի կազմում, որը հիմք է տալիս Հայաստանում առանձնացնել «Լենինականի ֆաունայի կոմպլեքս»: Վերջինս ունի վաղ պլեյստոցենի հասակ և որոշակի կերպով վերագրվում է մինդել-ռիսսի և մասամբ մինդելի ժամանակին:

3. «Լենինականի ֆաունայի կոմպլեքսը» ըստ իր կազմի և հասակի կարելի է համադրել «Տիրասպոլի պրավիի» և մասամբ «Խապարի ֆաունայի» հետ:

4. Հայաստանում համարյա թե հայտնի չէ պալեոլիթի պրիմատների ֆաունա, և բանի որ մի քանի վայրերում (Արպնի, Արտենի, Նուռնուս) հաստատված է պալեոլիթի կայտեղերի առկայությունը, հետևաբար անհրաժեշտ է այդ ուղղությամբ հնեաբանների հետ կատարել համատեղ աշխատանք:

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авакян Л. А.* Остатки Elephas trogontherii Pohl. из четвертичных отложений Армении. Научные труды Ереванского государственного университета, том 30, 1950.
2. *Авакян Л. А.* Rhinoceros mercki Jaeg из четвертичных отложений Армении. Научные труды Ереванского государственного университета, том 52, вып. 2, 1955.
3. *Авакян Л. А.* Остатки Equus stenonis из четвертичных отложений Армении. Научные труды Ереванского государственного университета, том 32, 1952.
4. *Авакян Л. А.* Первобытный бык (Bos primigenius Boj) в Армении. Известия АН АрмССР, ест. науки, 9, 1946.
5. *Авакян Л. А. Бурчак-Абрамович Н. И.* Ископаемый верблюд из четвертичных отложений Армении. Доклады АН АрмССР, т. III, 4, 1945.
6. *Беляева Е. И.* Elephas trogontherii Pohl. Таманского полуострова. Труды геологического и минералогического музея, том V, вып. 1, Ленинград, 1925.
7. *Громова В. И.* Об остатках носорога мерка (Rhinoceros mercki Jaeg.) с Нижней Волги. Труды палеозоологического института АН СССР, том IV, 1935.
8. *Закревская Г.* Elephas trogontherii Pohl. с правобережья Среднего Днепра. Труды Института геологии Укр. АН, вып. V, Киев, 1935.
9. *Pavlova M.* Les Elephants fossiles de la Russie, M. 1910.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Պեոլոգ. և աշխարհագր. գիտ. սերիա X, № 4, 1957 Серия геологич. и географич. наук

ТЕКТОНИКА

А. Т. АСЛАНЯН

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ АРМЕНИИ*

1. Геоструктурные категории регионального комплекса Армении и связь с ними рудных месторождений

Региональный комплекс Армении приурочен к стволу Средиземноморской ортогеосинклинали, которая в области Малого Кавказа представляет собой дугообразный мегаантиклинорий, созданный в основном в послеэоценовое время. Армянская геосинклиналь в плане доверхнемиоценовой тектоники расчленяется нами на две резко различные области—эвгеосинклинальную и миогеосинклинальную (по терминологии Г. Штилле и М. Кея) с границей, намечаемой по линии Ани—Маралик—Алапарс—Спитаксар—Малишка—Азизбеков—Ордубад, обозначенной разломами и флексурами глубокого заложения и очагами разрушительных землетрясений [2].

Эвгеосинклинальная область, расположенная северо-восточнее указанной Ани-Ордубадской линии охватывает Ахтинскую (Мисхано-Зангезурскую), Кафанскую, Присеванскую, Алавердскую и Прикуринскую тектонические зоны, а миогеосинклинальная область, расположенная юго-западнее этой линии, охватывает Ереванскую (Ереван-Ордубадскую), Приараксинскую и Таврскую тектонические зоны Армении (см. карту). Эвгеосинклинальный комплекс сложен почти исключительно из эффузивных и интрузивных гранитоидных пород палеозойского и мезо-кайнозойского возраста, а миогеосинклинальный комплекс почти исключительно из нормально-осадочных отложений палеозойского и мезо-кайнозойского возраста при отсутствии глубинных гранитоидных интрузий; одновозрастные свиты представлены в эвгеосинклинали, в основном, изверженными породами, а в миогеосинклинали—осадочными породами.

Постмагматические рудные месторождения Армении (медно-молибденовые, медно-серноколчеданные, полиметаллические, золото-висмут-теллуровые, гематит-магнетитовые, пиролюзитовые, редкоземельные и др. руды), за исключением небольших телетермальных месторождений свинца и цинка, размещены целиком в пределах эвгеосинклинальной области.

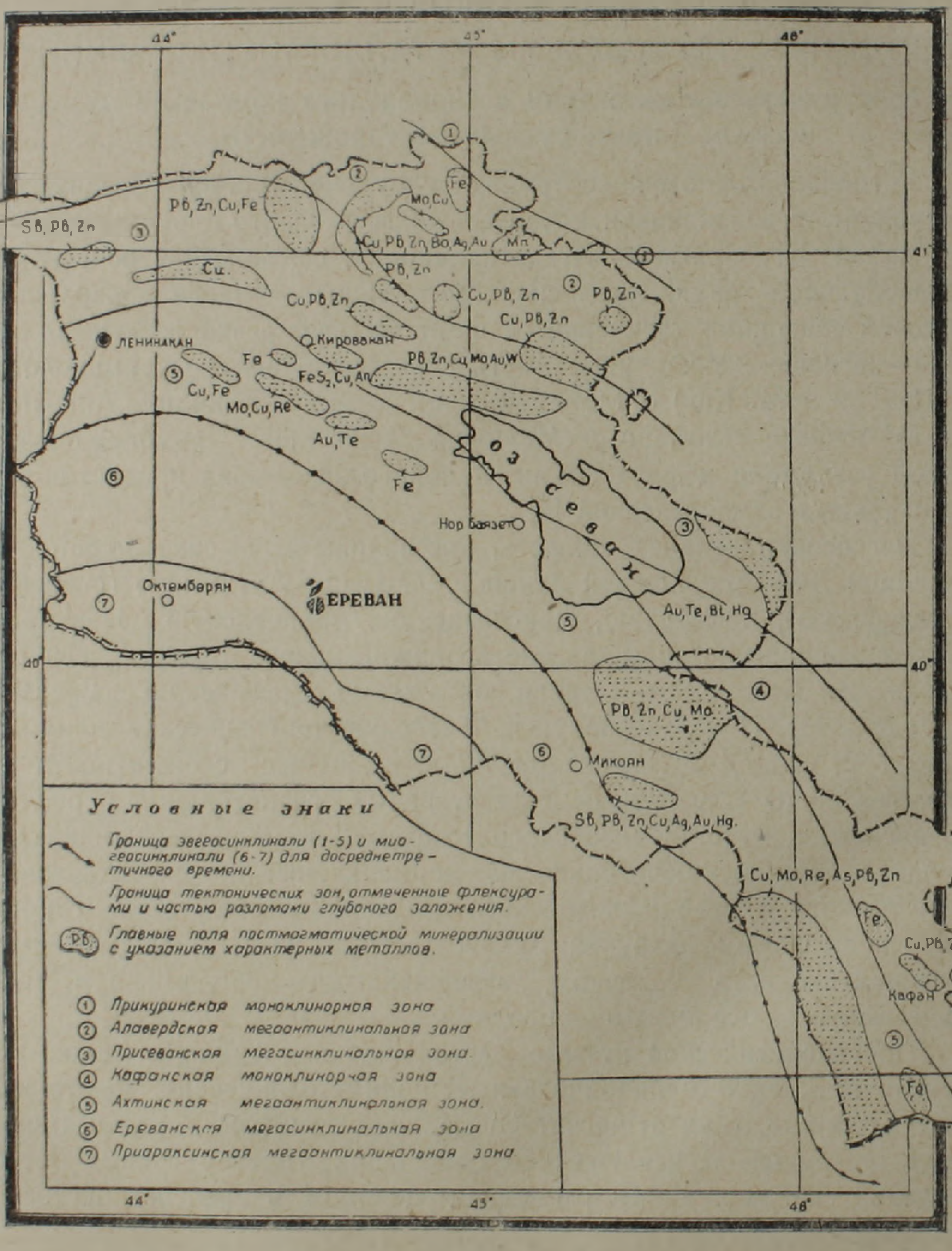
В послемайкопское время план тектонического развития Армении испытывал некоторые изменения. На систему указанных выше двух комплексов со значительным азимутальным и угловым несогла-

* Сокращенный текст доклада, прочитанного на Закавказской конференции посвященной проблемам металлогении в 1957 г., в г. Тбилиси.

СХЕМА

расположения тектонических зон и главных полей постмагмтической рудной минерализации Армении

Масштаб 1:500000



сием был наложен неовулканический пояс Армении, который протягивается от Зангезура через Варденисское и Гегамское нагорья к массиву г. Арагац, где дивергирует, направляясь в Ахалкалакское нагорье и в верховья р. Евфрат. По классификации М. Кея, названный неовулканический пояс следует рассматривать как эпиэвгеосинклиналь. С малыми интрузиями этого пояса связаны небольшие проявления цветных, редких и рассеянных элементов, характерных также для указанной выше эвгеосинклинальной области.

2. Тектонические этажи и геологические формации Армении и связь с ними рудных месторождений

В региональном комплексе Армении могут быть выделены следующие тектонические этажи.

а. Верхний докембрий—нижний силур-метаморфический фундамент Армении. В нем размещены интрузии ультраосновных пород, лейкократовых гранитов и гранитогнейсы. С первыми связаны хром, никель, кобальт, со вторыми— медно-пирротиновая минерализация (хребет Цахкуняц или Мисханский) и скарновые железные руды.

б. Верхний силур—нижний девон—толща глинистых сланцев, мощностью более 1700 *м*, вскрытая в опорной скважине Араратской котловины под отложениями эйфельского яруса.

в. Средний девон-карбон. С этим этажом связаны во времени интрузия гнейсовидных гранитов в Зангезуре (Малевская интрузия) и интрузии микроклиновых гранитов и кварцевых диоритов Мисханского хребта (Агверанская, Мисханская и Спитакская интрузии). С Агверанской и Спитакской интрузиями связаны генетически шеелит, монацит, самородное золото, гематит, галенит и сфалерит (в шлихах).

г. Пермо-триас. К этому этажу нами относится крупная интрузия сиенито-диоритов, монцонитов и габбро-диоритов Мегринского хребта, с которой генетически связаны титаномагнетитовые и магнетит-апатитовые руды (Калакарское месторождение), приуроченные к гибридным породам контакта вулканогенных пород девона с интрузией сиенито-диоритов [9].

д. Нижняя-средняя юра. Включает ряд интрузий кварцевых плагиопорфиров (Бердская, Ахтальская, Атабек-Славянская и Кафанская интрузии), с которыми, возможно, связаны некоторые колчеданные и полиметаллические проявления. Указанием на это является находка в базальном конгломерате оксфорда-келловея Армутлинского месторождения галек кварцитов с галенитом и сфалеритом, и наличие в базальном конгломерате оксфорда Кафанского рудного поля галек кварцитов и гидротермально измененных пород.

е. Верхняя юра-нижний мел. Этот этаж охватывает ряд малых альбитофировых интрузий в Алавердском и Кафанском рудных районах, крупную Кохбскую и Цавскую (?) интрузии гранодиоритов, Банушскую интрузию розовых гранитов, Ахпатскую и Цахкашатскую (?) интрузии гранитов. В экзоконтакте последней интрузии установлено

медно-серноколчеданное оруденение, в контакте Кохбской интрузии — гематит-магнетитовое оруденение, в эндоконтакте альбитофировых интрузий Кафанского рудного поля—самородная медь вместе с баритом и кальцитом, а в массиве Кохбской интрузии—медно-молибденовое оруденение.

ж. Верхний мел-палеоцен. Габбровые, габбро-перидотитовые интрузии Прикуринского, Присеванского и Приараксинского поясов связаны, главным образом, с этим этажом (турон-сенон). С ними генетически связаны оруденения хрома, никеля, кобальта, асбеста, магнезита и частично золота. С малыми альбитофировыми интрузиями того же возраста, обнажающимися в Антикавказском поясе, повидимому, связана баритовая и гематитовая минерализации. С турон-сантонскими вулканическими очагами связано оруденение марганца осадочно-эксгаляционного типа и барит (мелкие жилы).

з. Эоцен-майкоп. Этот этаж вмещает большое количество синорогенных (позднеэоценовых) интрузий гранодиоритов, кварцевых диоритов, щелочных и нефелиновых сиенитов, а также синэпейрогенных габбро-порфиритовых и габбро-перидотитовых интрузий. С последними связаны генетически оруденения хрома, никеля, кобальта, а с гранитоидными интрузиями — молибден, медь, свинец, цинк, сурьма, серебро, золото, висмут, церий, лантан, германий, бериллий, индий, теллур, галлий, селен, рений, олово, вольфрам, мышьяк, бор, марганец, барит, серный колчедан; с щелочными интрузиями связаны концентрации алюминия, ванадия, редких земель и рассеянных элементов [5]. Все крупные рудные месторождения Армении связаны с этим этажом.

и. Верхний миоцен—средний плиоцен. С этим этажом связаны лишь малые субвулканические и пластовые интрузии (лакколиты, некки, силлы) основного, среднего и кислого состава. С ними связаны молибденит, сфалерит, галенит, пирит, ванадийсодержащий титаномагнетит, циркон и окислы некоторых других металлов.

к. Верхний плиоцен-антропоген. В этом этаже локализованы субвулканические интрузии липарито-дацитов (в бассейне р. Раздан) и силловая залежь долеритовых габбро-базальтов, размещенная в толще каменной соли миоцена. В контакте силловой залежи отмечены скопления серного колчедана.

В Армении с северо-востока на юго-запад выделяются Прикуринская, Алавердская, Присеванская, Кафанская, Ахтинская, Ереванская и Приараксинская тектонические зоны (см. карту). Первые две зоны объединяются нами под названием Антикавказского оротектонического пояса, три последующие зоны под названием Севанского оротектонического пояса, а последние две под названием Араксинского оротектонического пояса, совпадающего полностью с многеосинклинальной областью.

Исключительная продуктивность эоцен-майкопского тектонического этажа объясняется чрезвычайно благоприятными для рудообразования геотектоническими условиями.

Начало общей инверсии альпийской геосинклинали Армении относится к концу эоцена. До этого в условиях длительного и устой-

чивого геосинклинального погружения (до 5000 *м*) происходила, очевидно, глубокая дифференциация магматических расплавов (первозданных и анатектических) в недрах с соответствующей металлогенической специализацией их. Массовое внедрение металлоносных гранитоидных и щелочных интрузий, а следовательно и массовое рудоотложение относится к началу общей инверсии и дислокационной складчатости геосинклинали. Сохранность месторождений объясняется, очевидно, сравнительно небольшой глубинной эрозии. Можно отметить, что при углублении современного эрозионного среза страны на 500—600 *м* все известные рудные месторождения окажутся уничтоженными почти полностью.

3. Связь рудных месторождений со структурно-фациальными зонами и тектоно-магматическими комплексами Армении

В зависимости от тектонического режима все интрузивные массивы Армении подразделяются на два типа: синэпейрогенные (дорогенные) и синорогенные. К первому типу относятся интрузии габбро-перидотитовой формации, пластовые, субвулканические, малые и даечные интрузии габбро-порфиритового и липарито-альбитофирового состава и некоторые дайкообразно вытянутые трещинные гранитоидные интрузии. Все они внедрились в период прогибания структурно-фациальных депрессионных зон, причем габбро-перидотитовые интрузии внедрялись часто в первой половине тектонического ритма (погружения), а остальные—во второй половине. В этом случае мы имеем дело с двумя определенными тектоно-магматическими комплексами. С первым комплексом связаны оруденения хрома, никеля, кобальта, титана и металлов группы платины, со вторым комплексом (с кислыми и щелочными малыми интрузиями)—сульфиды меди, изредка молибдена, свинца, цинка, некоторые окислы, рассеянные и редкоземельные элементы [4].

Синорогенные интрузии представлены дифференцированными гранитоидами (с габброидными фациями) и щелочными породами и связываются во времени с периодом (в основном с начальным периодом) инверсии структурно-фациальных депрессионных зон, локализуясь полностью в обращенных сегментах последних. Все промышленно интересные месторождения медно-молибденовых, медно-серноколчеданных, полиметаллических, редкоземельных, золото-висмут-теллуровых, медно-гематитовых, гематит-магнетитовых руд парагенно, и частью генетически, связаны с этими синорогенными интрузиями, имеющими в громадном большинстве позднеэоценовый возраст.

По данным спектральных анализов все изверженные породы и руды Армении содержат в сверхкларковых количествах медь, молибден, свинец, цинк, золото, серебро, висмут и галлий.

Для решения вопросов об источниках оруденения наиболее важные данные дают контактово-метасоматические месторождения. Так, на при-

мер, в Сисимаданском рудном поле к контактовому ореолу эоценовых гранодиоритов и юрских порфиритов приурочено типичное медно-серноколчеданное оруденение, связанное генетически с этими гранодиоритами [3, 6]. Руды по вещественному составу идентичны с рудами Алавердского, Шамлугского, Армутлинского, Чибухлинского и др. колчеданных месторождений. В бассейне р. Гехик к контактовому ореолу эоценовых гранодиоритов и девонских отложений приурочено медно-молибденово-вольфрамовое оруденение [6], к контакту ряда гранитоидных интрузий и вулканогенно-осадочных отложений—медно-гематитовое оруденение, контакту Газминской интрузии гранодиоритов—кварцевых диоритов—свинцово-цинковое оруденение и др. По нашему мнению ключом для понимания генезиса постмагматических месторождений Армении должны являться именно такие месторождения, где связь оруденения с определенными интрузиями несомненна.

Касаясь соотношений тектонической и металлогенической зональности необходимо отметить, что указанные выше характерные для Армении металлы в больших или меньших концентрациях встречаются во всех зонах эвгеосинклинальной области Малого Кавказа, которая рассматривается нами, как единая металлогеническая провинция (см. фиг. 1).

В плане эоценового-майкопского тектонического этажа выделяемые нами тектонические зоны, шириною 30—35 *км* каждая, представляют собою дополняющие друг друга крупные, осложненные мелкой складчатостью мегасинклинали (Присеванская и Ереванская зоны), мегаантиклинали (Алавердская, Ахтинская и Приараксинская зоны) или моноклинории (Прикуринская и Кафанская зоны). В продольном направлении эти зоны испытывают довольно резкие ундуляции, вследствие чего отдельные зоны приобретают четкообразное строение, выражающееся в чередовании, в продольном направлении, брахиантиклиниориев и брахисинклиниориев.

Анализ истории тектонического развития выделяемых зон показывает, что указанные брахиантиклинории представляют собой полностью обращенные сегменты депрессионных структурно-фациальных зон и контролируют как размещение гранитоидных интрузий, так и гидротермальные рудные месторождения. Вместе с этим выясняется, что необращенные сегменты структурно-фациальных депрессионных зон, а также зоны или их сегменты, проявившие в период осадконакопления геоантиклинальные тенденции развития, лишены как гранитоидных интрузий, так и магматогенных месторождений. В целом каждый обращенный сегмент зоны осадконакопления, инъецированный гранитоидами, соответствует определенному рудному району, причем в сводовой сильно размытой части брахиантиклиниориев локализуются относительно высокотемпературные рудные формации, а на крыльях и в периклинальных частях низкотемпературные (Алавердский, Шамшадинский, Базумский, Шагалинский, Зангезурский, Памбакский, Газминский рудные районы и др.).

4. Роль локальных складчатых структур, разрывных нарушений и даек в формировании рудных месторождений Армении

Тектонический комплекс Армении и сопредельных районов Малого Кавказа расчленяется, как уже указывалось, на семь структурно-фациальных зон. Границами этих зон являются обычно разломы и флексуры глубокого заложения (см. карту), переходящие друг в друга по простиранию и обнаруживающие перманентное развитие в течение целых геологических периодов и эпох. Это создало большие контрасты мощностей и фаций по обе стороны зональных границ.

Громадное большинство постмагматических месторождений и проявлений остается вне зональных разломов и приурочивается к локальным разломам, имеющим протяженность от первых сотен метров до несколько десятков километров, причем в локализации оруденения исключительно важную роль играют малоамплитудные разломы скалового происхождения, трещины растяжения и зоны катаклазированных пород в положительных складчатых структурах и в интрузивных телах.

В предыдущих наших работах [1, 2] показывалось, что подавляющее большинство гидротермальных месторождений Армении в части пликативной тектоники контролируется элементарными антиклинальными и трапецоидальными складками, являющимися в ряде случаев второстепенными складками (структурные носы и др.) на крыльях более крупных складок. Таковы структуры Алавердского, Шамлугского, Ахтальского, Армутлинского, Шагалинского (Анкадзорского), Тандзутского, Привольненского (Медная гора, Черемша, Леджан), Маймехского, Анкаванского, Меградзорского, Мовсесского, Мургузского (Южный Шамшадин), Зодского, Газминского, Гюмушханского, Кафанского рудных полей. Картина менее ясна для месторождений, локализованных в крупных интрузивных массивах (месторождения центрального Зангезура, Кохбского массива и некоторые другие), хотя и в этих случаях рудные районы приурочены к крупным брахиантиклинориям. Такая связь между месторождениями и пликативными структурами указывает на газообразный характер рудоносного флюида. Необходимо указать при этом на особую роль в локализации медно-серноколчеданно-полиметалических руд спилито-кератофировых эффузивов и их пирокластолитов, что дало отдельным авторам основание связывать оруденение с корнями и очагами соответствующих вулканов. Химические анализы таких рудовмещающих гидротермально измененных пород показывают ничтожно малое содержание в них щелочей по сравнению со свежими породами (до 10 раз), высокое содержание SiO_2 и сернистых соединений. В нашем понимании, в таких породах стекловатый базис, богатый щелочами, быстро растворяется и замещается рудными минералами и кварцем. При этом следует думать, судя по небольшим содержаниям в названных породах щелочей,

что рудоносный флюид обладал вначале незначительной щелочностью и поступление из боковых пород большого количества щелочей в флюид, ввиду повышения концентрации водородных ионов, привело к выпадению из флюида сульфидных рудных минералов. Роль щелочей, в данном случае, в процессе рудоотложения сводится как бы к роли катализаторов.

Касаясь роли локальных разрывных нарушений, следует указать, что таковые в целом образуют в Армении две системы: продольную, совпадающую с простиранием складчатых локальных структур и поперечную, расположенную вкрест простирания этих структур. Подобные пространственные взаимоотношения складчатых и разрывных нарушений указывают на общность тектонических сил, вызывающих такие деформации. Наиболее крупными и выдержанными являются продольные разломы, небольшими, но многочисленными—поперечные разрывы. В пределах ряда рудных полей (Дастакерт, Личк, Айгедзор, Кафан и др.) развиты обе системы; они образуют решетчатые структурные узлы, в которых богатое оруденение контролируется обеими системами трещин.

Рудоподводящими магистральными каналами являются обычно крупные продольные, часто повторные разрывы, которые в большинстве случаев приурочиваются к контактовой зоне двух разновозрастных или механически неоднородных комплексов пород. Интересный пример этому дает сбросовое нарушение вдоль восточного склона Капутджухского хребта, которое по данным предыдущих исследователей (С. А. Мовсесяна, С. С. Мкртчяна и др.) прослеживается на 60—70 *км* и контролирует медно-молибденовые месторождения Центрального Зангезура. Это нарушение проходит примерно по контакту Мегринского плутона сиенито-диоритов предюрского возраста* и Капутджухского плутона гранодиоритов позднеэоценового возраста. Дастакертское, Гехинское, Каджаранское, Личское, Айгедзорское и Агаракское рудные поля (решетчатые структурные узлы) тяготеют к восточному опущенному крылу разрыва.

Оруденение позднеэоценовое—доверхнемиоценовое, сброс смещает на 400 *м* также верхнемиоценовые отложения, однако, в зоне разлома, в милонитах, встречаются тектонически развальцованные глыбы кварц-молибденитовой руды. Сброс очевидно дорудный и омоложен после рудоотложения. Подобные крупные продольные разрывы отмечены также в рудных полях Маймехского, Анкаванского, Тандзутского, Чибухлинского, Анкадзорского, Алавердского, Техутского, Мургузского и Марцигетского рудных полей, причем развальцованные рудные глыбы встречены также на Алавердском и Анкадзорском месторождениях, в зонах омоложенных продольных рудоподводящих каналов.

---

* Валуны и гальки этих пород встречены автором в базальном конгломерате (с намывным туфовым цементом) юры в окрестностях сел. Бех Кафанского района.

Даечные породы в своем размещении воспроизводят продольные и поперечные системы разломов и в пределах рудных полей очень часто контролируют богатое оруденение, особенно в лежачих своих боках и в местах пересечения с разломами. Громадное большинство даек в рудных полях представлено диабазовыми и лампрофировыми породами, которые в рамках тектоно-магматического этажа, с которым по возрасту связано оруденение, являются образованиями более ранними, чем оруденение. Дайки кислых пород в большинстве случаев являются пострудными. Углы падения рудных жил и даек, размещенных в изверженных породах по данным массовых замеров, охвативших несколько тысяч даек и жил со всех районов, составляют $75\pm5^{\circ}$. Более или менее пологое падение (порядка 60°) обнаруживают продольные разрывы.

По нашему мнению локальные разрывные нарушения образуются в течение всего тектонического цикла—как в период прогибания геосинклинали, так и в период ее инверсии, сопровождая деформации изгиба.

С точки зрения рудничной геологии наибольший интерес представляют разрывы инверсионного периода, которые одновременно повторяют также разрывы периода прогибания геосинклинали

Структурно-фациальные зоны как в поперечном разрезе, так и в продольном разрезе отдельных своих сегментов имеют дугообразную форму. При выворачивании (инверсии) таких сегментов, ввиду известной разницы между дугой и хордой прогнутого овально-вытянутого сегмента, наряду с ундулирующими складками, вдоль и поперек последних неизбежно должны возникать разрывные нарушения в виде сколовых катаклазированных зон трещиноватости и зияющих трещин растяжения, которые должны локализоваться в пределах положительных складчатых структур и стыков механически разнородных толщ. При этом трещины скола (сдвига) должны иметь глубокое заложение, а трещины растяжения—неглубокое, измеряемое десятками и сотнями метров. Кроме того, в процессе инверсии сколовые трещины могут переходить на поверхности в трещины растяжения.

Из предыдущего положения ясна рудоподводящая роль крупных разломов сбросово-взбросового характера. Даечные породы, являющиеся отщеплениями синорогенных (инверсионных) интрузий, размещаются в обеих системах разрывных нарушений, при этом дайки и рудные жилы в трещинах растяжения нередко книзу быстро выклиниваются (Кафан, Алаверди, Софи-бина).

По данным рудничной и разведочной практики количество разрывов той или иной системы и рудоносность каждой из этих систем различны. В одних рудных полях рудоносны обе системы (Дастакерт, Гехи, Джиндара, Кафан, Головино и др.), в других, главным образом, продольная система (Анкаван, Анкадзор, Чибухлы, Марцигет, Армутлы, Маймех, Газма, Софи-бина, Гюмушлуг, Чибухлу, Сваранц и др.), в третьих, в основном, поперечная система (Айгедзор, Азатек, Техут,

жильная часть Кафана, Агви и др,). Большой интерес представляют для прожилково-вкрапленного сульфидного оруденения лежачие крылья крупных сколовых разрывов, особенно там, где сместители их образуют выгнутые к висячему крылу структурные носы или скрещиваются между собой*.

5. Глубина формирования постмагматических месторождений Армении

Азатекское свинцово-цинково-сурьмяно-ртутное месторождение Располагается в самых верхних горизонтах эоценовой вулканогенной толщи, максимальная мощность которой в данной тектонической зоне (Ахтинская зона) 3000 *м*. Возраст месторождения позднеэоценовый. Западнее месторождения, несколько выше стратиграфического уровня рудовмещающего горизонта, трансгрессивно залегают отложения при-абона-олигоцена. Глубина образования месторождения от дневной поверхности до нескольких сотен метров. Рудные жилы прослежены на глубину до 300 *м*, причем некоторые жилы по данным штолен выклиниваются на глубинах 150—200 *м* (Софи-бина).

Алавердское и Шамлугское месторождения медно-серно-колчеданных и полиметаллических руд. Залегают в нижнеюрских и частью среднеюрских отложениях и местами контролируются пластовыми залежами альбитофиров, прорывающих также келловей-оксфордские отложения. Возраст месторождений по мнению автора позднеэоценовый. К моменту оруденения мощность средне-верхнеюрских и эоценовых отложений над основным рудоносным кератофировым горизонтом была порядка 2000 *м*, а над соседним Ахтальским колчеданно-полиметаллическо-баритовым месторождением 2500 *м*. Если принять возраст оруденения предсеноманским или нижнесенонским, то глубина формирования (минимальная) месторождений окажется равной соответственно 300—500 *м* и 800—1000 *м*.

Маймехское месторождение колчеданно-полиметаллических руд. Оруденение приурочено к ядру антиклинальной складки северо-западного простирания, сложенной вулканогенной толщей эоцена, максимальная мощность которой в данной тектонической зоне составляет 3000 *м*. Вертикальная амплитуда оруденения 1000 *м*, возраст пред-олигоценовый. В низах оруденелого комплекса встречаются кварц-молибденитовые, шеелитовые и медно-серноколчеданные руды, выше залегают колчеданно-полиметаллические руды (с молибденом, серебром, электрумом). Оруденение начинается несколько выше сенонских отложений, мощность размытой надрудной части толщи эоцена порядка 1500 *м*. Месторождение образовалось в интервале глубин 1500—2500 *м* поблизости от интрузий кварцевых диоритов-гранодиоритов, прорывающих эоценовые отложения.

---

* Применительно к Кафанскому рудному полю это положение было обосновано Ю. А. Лейе в работе 1957 года.

Мовсесское и Привольненское месторождения свинцово-цинковых руд. Мовсесское месторождение приурочено к антиклинально построенной внутриформационной толще доломитов и коралловых известняков верхнего оксфорда-киммериджа и генетически связывается с необнаженными предсеноманскими, или обнаженными в 30—40 *км* позднеэоценовыми гранитоидами. Мощность надрудной верхнеюрской толщи под трансгрессивным сеноманом 400—500 *м*, суммарная мощность верхнеюрских, меловых и эоценовых отложений более 2500 *м*. Вероятный возраст оруденения предсеноманский, глубина формирования месторождения 400—500 *м*.

Привольненское месторождение (участки Черемша, Вьючный и Круглый бугор) приурочено к самым верхам вулканогенной толщи среднего эоцена и имеет позднеэоценовый возраст. Пластообразные тела свинцово-цинковых руд залегают под верхней свитой слоистых туфопесчаников и туфосланцев, которая к моменту оруденения имела мощность, вероятно, 800—900 *м*. К горизонту свинцово-цинковых руд приурочивается также халькопирит-гематитовое оруденение (Медная гора), кварциты, горный хрусталь, гранаты (аномальный гроссуляр— по данным П. С. Саакяна и В. М. Саакян). По данным П. Л. Епремяна и нашим более поздним наблюдениям галька вторичных кварцитов и пиритизированных, гидротермально измененных пород, встречается (выше сел. Агарак) в базальных конгломератах залегающих на среднем эоцене.

Зодское месторождение золото-висмут-теллуровых руд. Оруденение связано в основном с кварцевыми жилами и окварцованными зонами катаклазированных пород габбро-перидотитовых интрузий, размещенных в ядре симметричной антиклинальной складки, крылья которой сложены последовательно турон-коньякскими, верхнесенонскими и эоценовыми отложениями. В геологическом профиле проходящем через месторождение надрудной покрышкой оказываются сенонские отложения, мощностью 600 *м* и эоценовые отложения, максимальная мощность которых достигает в данной зоне 3000 *м* (юго-восточнее в Кельбаджарском районе до 5000 *м*). Прослеженная глубина рудных кварцевых жил ниже подошвы сенона под замком антиклинали не менее 600 *м*. В случае позднеэоценового возраста оруденения глубина формирования месторождения должна быть отнесена к интервалу от нуля до 3000—4000 *м*. Для аналогичного Меградзорского месторождения с вертикальной амплитудой оруденения более 600 *м*, суммарная мощность верхнемеловых и эоценовых отложений не менее 2000 *м*, возраст оруденения позднеэоценовый. Рудоносные кварцевые жилы залегают в герцинских (?) гранитоидах и частью в эопалеозойских метаморфических сланцах. Глубина формирования месторождения от нуля до 2000—3000 *м* и более. Если предположить, что оруденение произошло в самую последнюю стадию инверсии Присеванской и Ахтинской тектонических зон—в олигоцене или нижнем миоцене (майкоп), то месторождения окажутся приповерхностными. Отметим, что

доверхнемиоценовая речная сеть, погребенная под лавами верхнего миоцена, прорезывает рудный столб на глубину более 600 *м*, а рудовмещающий комплекс на 1300—1400 *м*. Следует отметить, что в районе гор. Дилижан оруденение золота встречается также в нижних и средних горизонтах толщи эоценовых отложений, трансгрессивно перекрытых отложениями майкопского возраста. В базальном конгломерате майкопской толщи встречается большое количество галек гидротермально измененных пиритизированных вулканогенных пород.

Кафанское и Армутлинское медно-серноколчеданно-полиметаллические месторождения. Оруденелыми в Кафанском месторождении являются ниже-среднеюрские отложения вплоть до верхов байоса. Отложения этого возраста перекрываются трансгрессивно отложениями верхнего оксфорда, мощностью 1400 *м* за которыми восточнее месторождения следуют вверх по разрезу титонские, валанжин-готеривские, барремские и аптские отложения, мощностью около 1100 *м*, а непосредственно западнее месторождения отложения верхней юры, мощностью порядка 500—600 *м* и баррема, мощностью 200 *м*. Мощность выпадающих из разреза батских и келловейских отложений в других районах Армении достигает в сумме 500—600 *м*. Если принять среднеюрский возраст оруденения, то минимальная глубина формирования месторождения окажется равной 200—300 *м*. В случае принятия позднеэоценового возраста оруденения эта величина окажется равной 1500—2000 *м*, что сопоставимо с глубиной формирования Алавердского и Шамлугского месторождений.

Руды Армутлинского месторождения залегают в верхнебайосских кварцевых порфирах и частично в вышележащих порфиритах, перекрытых столбчатыми дацитами. Выше трансгрессивно залегает толща келловея-киммериджа, мощностью около 800 *м*, за которой вверх по разрезу следуют отложения альба и сенона, мощностью 600 *м* и эоцена, мощностью порядка 1000 *м*. В случае верхнебайосского возраста, глубина формирования месторождения может быть принята 300—600 *м*. Отметим, что месторождение контролируется трапецоидальной складкой, охватывающей как среднеюрские, так и келловей-киммериджские отложения.

Тандзутское колчеданное месторождение. Руды залегают в толще эффузивных альбитофиров и их туфов, расположенных в основании вулканогенной толщи эоцена с максимальной первичной мощностью порядка 2000 *м*. Высказывались предположения о юрском возрасте как альбитофиров, так и оруденения. В первом случае глубина формирования месторождения должна быть порядка 2000 *м*, во втором случае несколько десятков или сотен метров.

Мецдзорское энаргит-теннантит-турмалиновое месторождение. Оруденение приурочено к самым верхам среднеэоценовой вулканогенной толщи и имеет позднеэоценовый возраст. Максимальная первичная мощность эоцена 2500 *м*. Месторожденне считается высокотемпературным. Вероятная глубина формирования 400—700 *м*.

Медно-молибденовые месторождения центрального Зангезура. Оруденение локализовано в основном в сиенито-диоритах и гранодиоритах позднеэоценового и более древних возрастов и частично в нижнеюрских (?) вулканогенных породах. Вертикальная амплитуда оруденения в интрузивных породах в верховьях бассейна р. Вохчи достигает по рельефу 1000—1500 *м*. Оруденение позднеэоценового возраста. Максимальная мощность эоцена над рудным столбом может быть принята 2000 *м* (по аналогии с разрезами Ордубадского района). Глубина развития оруденения приходится на интервал 2000—3000 *м*. Повидимому, относительно низкотемпературными в этом районе являются сравнительно богатые рением кварц-молибденитовые жильные руды, которые образовались, вероятно, в раскрывающихся трещинах, способствовавших быстрому охлаждению рудоносного флюида.

Армянское геологическое
Управление

Поступила 1 VII 1957 г.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՄԵՏԱԼՈԳԵՆԻԱՅԻ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ՊՐՈԲԼԵՄՆԵՐԸ

Ամփոփում

1. Տեկտոնական կառուցվածքի տեսակետից հայկական լեռնաշխարհը բաժանվում է երկու միմյանցից խիստ տարբեր գոտիների՝ էվգեոսինկլինալային և միոգեոսինկլինալային։ Առաջինն ընդգրկում է Ախտալի, Ղափանի, Սևանի, Ալավերդու և Մերձքուռյան տեկտոնական զոնաները և աչքի է ընկնում հրաբխային զանգվածների և թթու ինտրուզիվ ապարների արտակարգ լայն տարածմամբ, սկսած մինչքեմբրից մինչև պալեոգենը և ներառյալ մասամբ նեոգենը, իսկ երկրորդը, որն ընդգրկում է Երևանյան, Մերձարաքսյան ու Տալրոսյան տեկտոնական զոնաները, աչքի է ընկնում նստվածքային ապարների գերակշռող տարածմամբ և հրային ապարների եզակի ելքերով։ Այդ երկու հիմնական գոտիների սահմանն անցնում է մոտավորապես Անի—Արթիկ—Ալափարս—Սպիտակասար—Մալիշկա—Ազիզբեկով—Օրդուբադ գծով։ Հայաստանի հետմայմատիկ ծագման սուլֆիդային հանքավայրերը տեղադրված են էվգեոսինկլինալային գոտում։

2. Հայաստանի տեկտոնական կոմպլեքսի մեջ հնարավոր է տարբերել 10 տեկտոնական հարկեր (երկրաբանական ֆորմացիաներ), որոնք միմյանցից անջատվում են խոշոր անկյունային և էրոզիոն աններդաշնակություններով։ Դրանցից յուրաքանչյուրը սկսվում է տրանսգրեսիվ նստվածքներով և ավարտվում ռեգրեսիվ ածխաբեր, լագունային կամ մոլասային նստվածքներով ու բացի այդ ունի յուր ինտրուզիվ ապարները և վերջիններիս հետ կապված հանքավայրերը, կամ հանքային հայտարկումները։ Ժամանակի տեսակետից հետմայմատիկ հանքայնացումը կապված է գեոսինկլինային նեղ զոնաների ընդհանուր ինվերսիայի հետ, ըստ որում առավել արդյունավետ է էոցեն-մայկոպյան տեկտոնական հարկը իր բազմազան ինտրուզիվներով. ու հանքավայրերով։ Հայաստանի պալեոգենյան գեոսինկլինալի ընդհանուր ինվերսիան սկսվել է էոցենի վերջում։ Դրա հետ էլ կապված են բազմազան ինտրուզիվներ և մետաղային հանքավայրեր։

3. Առանձին տեկտոնական զոնաների երկրաբանական զարգացման պատմությունը, որը կապված է ինտրուզիվների և մագմատոգեն հանքավայրերի հետ, ցույց է տալիս, որ ինտրուզիվ մարմինների մի խումբը՝ գաբբրո-պլագիոտափային, գաբբրո-պորֆիրիտային և մանր թթու ինտրուզիվները ներսրվում են կնդևի նեղ զոնաների ձևման ժամանակ, իսկ մյուս խումբը՝ խորքային թթու և ալկալային ինտրուզիվները՝ այդ զոնաների շրջման (ինվերսիայի) ու ծալքավորման ժամանակ, ըստ որում հետմագմատիկ սուլֆիդային հանքավայրերը ու վերջին խմբի ինտրուզիվները կապված են միայն շրջված սինկլինորիումների հետ: Էվգեոսինկլինալային գոտում, որը դիտվում է իբրև մի ընդհանուր մետալոգենիական գոտի կամ մասը, ամենուրեք այս կամ այն չափով տարածված են պղինձ, մոլիբդեն, կապար, ցինկ, ոսկի, արծաթ, բիսմուտ: Պղինձ-մոլիբդենային ֆորմացիայի հանքանյութերը հիմնականում տարածված են Ախտայի տեկտոնական զոնայում, կոլչեդանային-բազմամետաղ հանքավայրերը՝ Ալավերդու, Մերձսևանյան և Ղափանի տեկտոնական զոնաներում:

4. Հետմագմատիկ հանքավայրերը իբրև կանոն տեղադրված են անտիկլինալ ծալքերի և խզման զոնաների մեջ և շատ հաճախ, գրեթե ամենուրեք ուղեկցվում են դիաբազային զայկաներով: Այդպիսի կապը անտիկլինալ ծալքերի հետ վկայում է այն մասին, որ հանքաբեր ֆլյուիդները հանքայնացման ընթացքում գտնվել են առավելապես գազային վիճակում:

Հանքավայրերի կապը այս կամ այն ինտրուզիվի հետ շատ հաճախ մնում է վիճելի, սակայն կոնտակտ-մետասոմատիկական հանքավայրերը կասկած չեն թողնում այդպիսի կապի մեջ: Դրա ապացույց են հանդիսանում Միսիմանի, Քեֆաշենի, Կողբի հանքավայրերը:

5. Հայաստանի հետմագմատիկ հանքավայրերը առաջացել են ամենաբազմազան խորություններում: Ագատեկի ցինկ-կապար-ծարիրային հանքավայրի առաջացման խորությունը սահմանվում է 0—300 մ, Ալավերդու և Շամլուղի կոլչեդանային հանքավայրերինը — 1500—2000 մ, Մայմեխի և Ախթալայի կոլչեդանային, բազմամետաղ հանքավայրերինը համապատասխանաբար 1500—2500 մ և 2000—2500 մ, Մովսեսի և Պրիվոլնոյեի ցինկ-կապարային հանքավայրերինը՝ 400—500 մ և 800—900 մ, Զոդի ոսկու հանքավայրի համար՝ մի քանի հարյուր մետրից մինչև 3000—4000 մ, Զանգեզուրի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերինը՝ 2000—3000 մ, Մեծ-Զորի պղինձ-տուրմալինային հանքավայրինը՝ 400—700 մ:

ЛИТЕРАТУРА

1. *Асланян А. Т.* Связь сульфидного оруденения с кератофирами в Армении. Материалы Закавказской металлогенической конференции, Ереван, 1954.
2. *Асланян А. Т.* Рудные формации Армении в их связи с магматизмом, стратиграфией и тектоникой. Сборник трудов Арм. ГУ, № 1, 1957.
3. *Грушевой В. Г.* Краткий очерк металлогении Закавказья. Проблемы сов. геол., № 10, 1935.
4. *Котляр В. Н.* Магматизм и металлогенические эпохи Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, № 8, 1947.
5. *Мкртчян С. С.* Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Изв. АН АрмССР, 1913.
6. *Мовсесян С. А., Степанян О. С.* Медные месторождения Армении. Изд. АН АрмССР, 1914.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
Գեոլոգ. և աշխարհագր. գիտ. սերիա X, № 4, 1957 Серия геологич. и географич. наук

ГЕОФИЗИКА

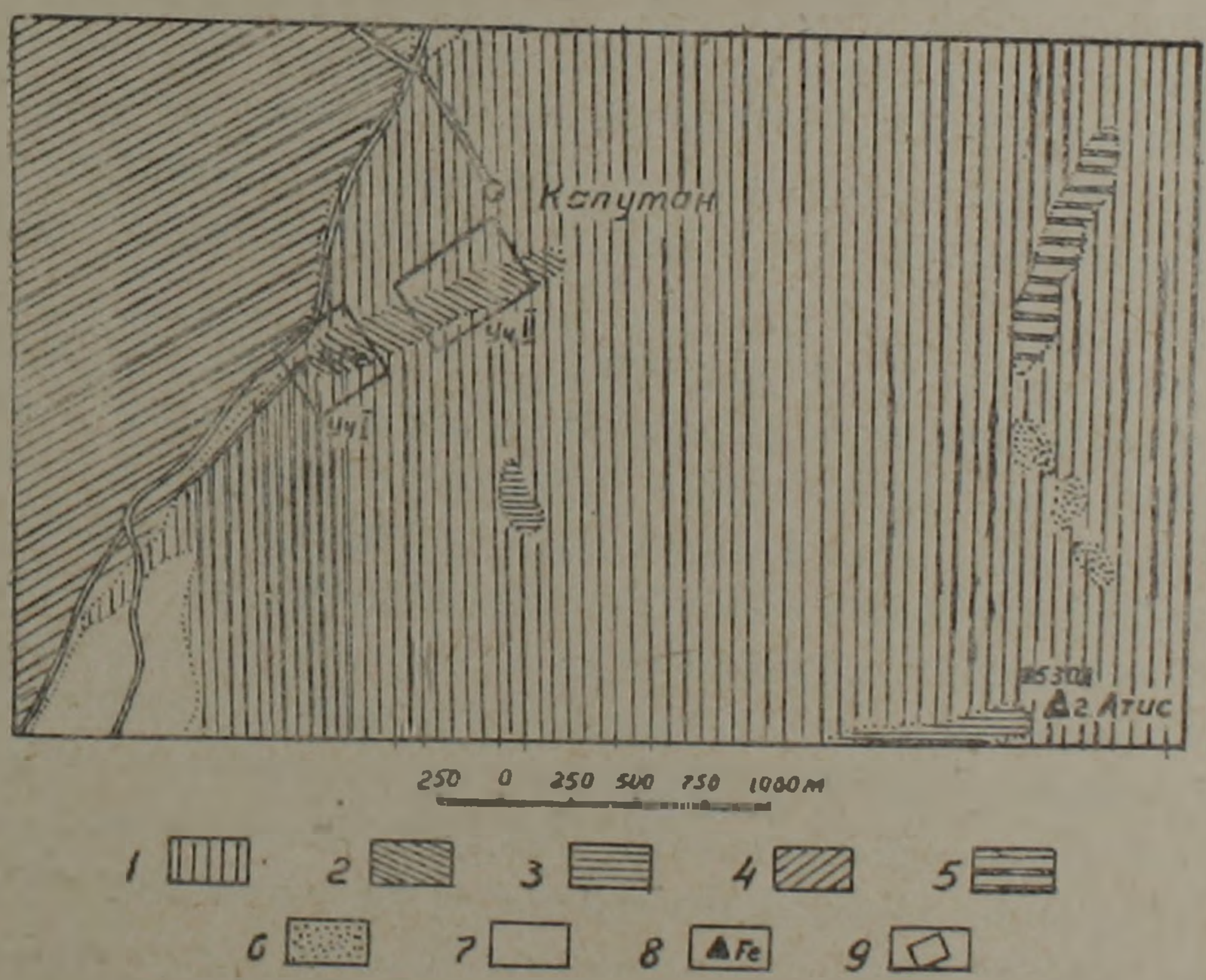
Ц. Г. АКОПЯН, Э. А. АРУТЮНЯН

ОПЫТ МАГНИТНОЙ РАЗВЕДКИ ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В СЛОЖНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

В статье рассматриваются результаты магниторазведочных исследований, проведенных в 1947 г. в Котайкском районе, на железорудном месторождении вблизи с. Капутан, у подножья горы Атис (Гядис).

В орографическом отношении район представляет собой молодую горную область с вулканическими конусами Атис и Гутансар. В районе месторождения широко распространены эффузивные породы третичного (по К. Н. Паффенгольцу олигоценового, по А. А. Габриеляну плиоценового) возраста и четвертичные базальтовые лавы (смотри карту).

В 0,3—0,5 *км* к ЮЮЗ от с. Капутан обнажаются сильно изме-



Геологическая карта Капутанского железорудного месторождения.

1.—третичные андезиты и андезито-базальты; 2 третичные измененные андезиты; 3—третичные липарито-дациты и липариты; 4—четвертичные базальты; 5—вулканические пемзовые пески; 6—глыбовый делювий; 7—аллювиально-делювиальные отложения; 8—выход магнетит-апатитовой руды; 9—участки детальной магниторазведочной съемки.

ненные, осветленные андезиты, которые и являются рудовмещающими породами.

Коренные выходы железной руды приурочены к измененным андезитам, обнажающимся из-под более молодых липаритов по небольшому логу в 300—400 *м* к ЮЗ от окраины селения. По левому берегу лога обнажается выход апатит-магнетитовой руды, простирающийся в СВ направлении (азимут 50—60°) на 10 *м*, при мощности 1—3 *м*. Падение рудного тела пологое—на ЮВ под углом 20°. Морфологически рудное тело представляет собой пластообразную залежь. Второй коренной выход находится напротив первого, по правому берегу лога, и представлен сетью жил и прожилков. Кроме коренных выходов руды, к востоку и северо-востоку от них среди делювиально-пролювиальных отложений на площади 200×700 *м* встречены угловатые глыбы и мелкие обломки магнетит-апатитовой руды. Верхняя граница распространения обломков резкая и проходит гипсометрически в 50 *м* выше селения. Мощность делювиально-пролювиальных отложений здесь не менее 10—12 *м*.

Главным рудным минералом является магнетит, в виде примеси встречается ильменит. Из нерудных минералов основным является апатит. Образцы руд, взятые из коренных выходов, дали содержание Fe, равное 60—65%, и высокое содержание P_2O_5, достигающее в отдельных пробах 25%.

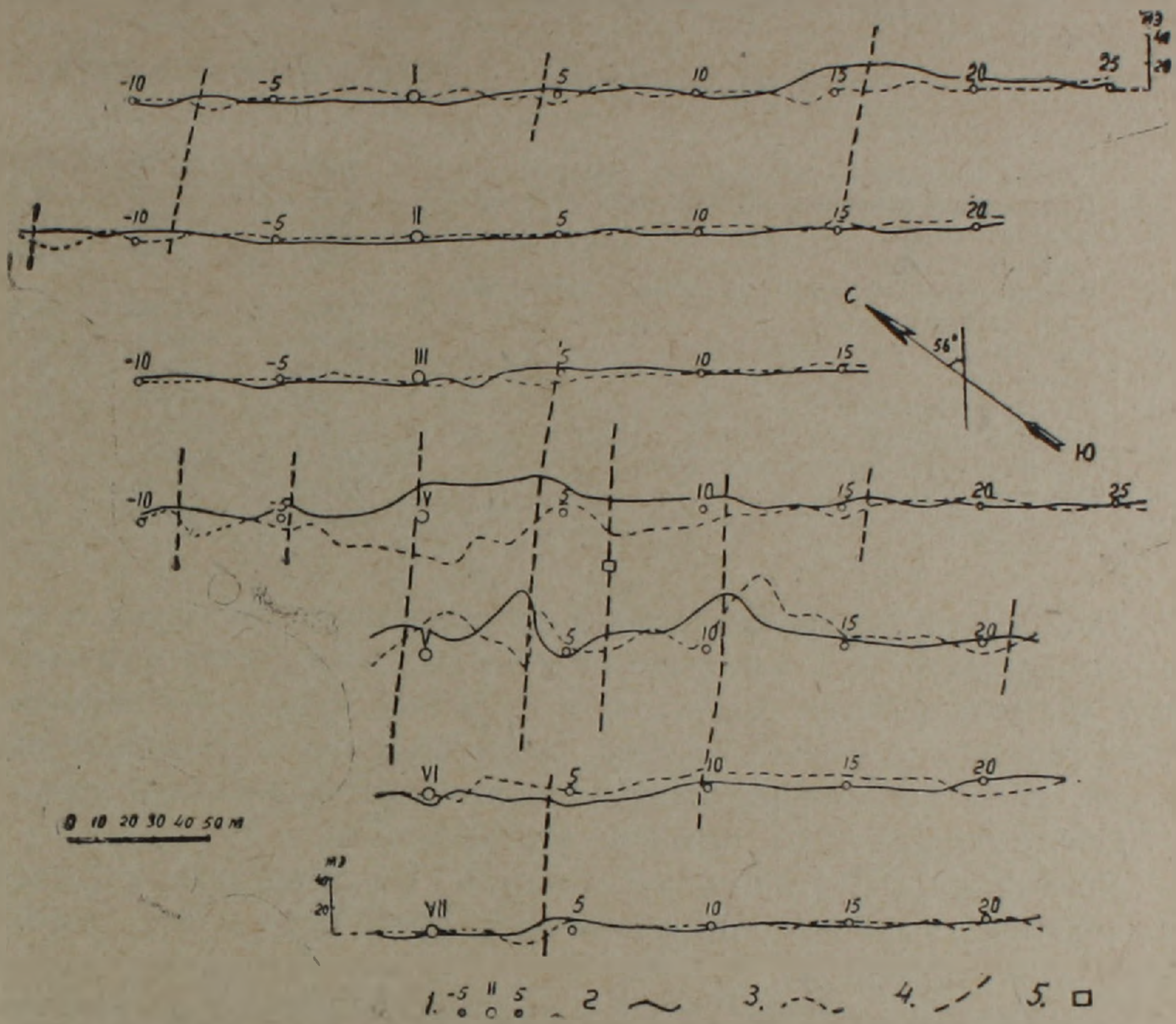
По данным И. Г. Магакьяна, руды Капутанского месторождения относятся к своеобразному магнетит-апатитовому типу и представляют собственно-магматическое образование, возникшее из остаточной рудной магмы, богатой железом и фосфором. Месторождение, вероятно, генетически связано с глубинным интрузивным телом, не вскрытым эрозией.

При магниторазведочной съемке применялся магнитометр М-1 (производства Ленинградского завода „Геологоразведка"). Ввиду сложности рельефа, не позволявшего произвести сплошную съемку месторождения, последняя была проведена на двух отдельных участках (смотри карту). На обоих участках общей площадью в 0,25 *кв км* было разбито 17 профилей на расстоянии 50 *м* друг от друга, с азимутом 146°. Наблюдения по профилям проводились через 10 *м*.

Расстояние между участками 200 *м*. На каждой точке измерялись величина вертикальной составляющей аномальной магнитной силы—ΔZ и величина горизонтальной составляющей—ΔH. Колебания угла наклона на контрольном пункте не превышали 3—4°. Средняя квадратичная погрешность отдельного измерения не превышала ±80 гамм.

При проведении работ мы столкнулись со следующими осложняющими применение магниторазведки факторами: наличием мелких изолированных рудных тел, близко расположенных друг от друга; непостоянством магнитных свойств руды; сильно пересеченным горным рельефом местности. Помимо этого, месторождение Капутан расположено в области развития существенно магнитных пород. В самом де-

ле, как видно из табл. 1, апдезиты и андезито-базальты, широко распространенные на участке месторождения, имеют $\varkappa$ порядка $500 \cdot 10^{-6}$ CGSM и характеризуются сравнительно значительной величиной I_r



Фиг. 1. Магнитные профили ΔZ и ΔH Капутанского железорудного месторождения (участок 1); 1—профили и точки наблюдений; 2—кривые ΔZ; 3—кривые ΔH; 4—простирание рудных тел по магнитным данным; 5—выход апатит-магнетитовой руды.

порядка $1330 \cdot 10^{-6}$ CGSM. Вследствие этого они могут создать довольно интенсивное, около 20 *мэ*, магнитное поле, что хорошо видно из нижеприведенного расчета для образца № 4.

Допустим, что андезиты имеют бесконечное простирание. Принимая случай прямого намагничения, значение Z определится величиной $Z = 2\pi I = 2\pi\ (I_r + I_i)$; в нашем случае $Z = 2 \times 3.14\ (2100 + 500) \times 10^{-6}$ *мэ* = = 17 *мэ*.

В действительности площадь распространения андезитов ограничена, вертикальная мощность невелика, следовательно поле Z будет ниже вычисленного. Однако, можно предполагать, что значение I на отдельных участках может быть выше, чем у случайно взятого образца. Следовательно, вычисленное значение может быть принято как величина, характеризующая порядок возможной аномалии, обусловленной андезитами и андезито-базальтами.

Таблица 1

Магнитных свойств пород и руд Капутанского железорудного месторождения (определения производились на астатическом магнитометре, установленном в лаборатории опытной геофизической станции ВИРГ-а)

№№ п/п	Макроскопическое определение	$\varkappa \cdot 10^6$ CGSM	$Ir \cdot 10^6$ CGSM	Ir : Ii
1	Сильно измененный заохренный андезит . . .	250	70	0,6
2	Измененный осветленный порфирит	200	40	0,4
3	Андезито-базальт	100	550	11,0
4	Андезит	850	2100	5,0
5	Брекчиевидная порода с крупными кристаллами магнетита	10000	3000	0,6
6	Массивная магнетитовая руда	360000	150000	0,9
7	Магнетит	70000	150000	4,3
8	Массивная магнетитовая руда	110000	40000	0,73
9	Массивная магнетитовая руда	150000	400000	5,3
10	Магнетит в измененном андезите	190000	190000	2,0
11	Магнетит с апатитом	70000	70000	2,0
12	Магнетит	100000	22000	0,44

Однако результаты опробования магнитных свойств пород и руд показывают также, что магнетитовая руда по своим магнитным свойствам достаточно резко выделяется в комплексе пород, участвующих в геологическом строении участка месторождения, и что кроме нее ни одна из представленных пород не может создать аномалий порядка 70 *мэ*, наблюдающихся в районе месторождения.

Данные детальной магниторазведочной съемки по двум участкам представлены в виде магнитных профилей (фиг. 1, 2) и карт изодинам ΔZ и ΔH (фиг. 3, 4).

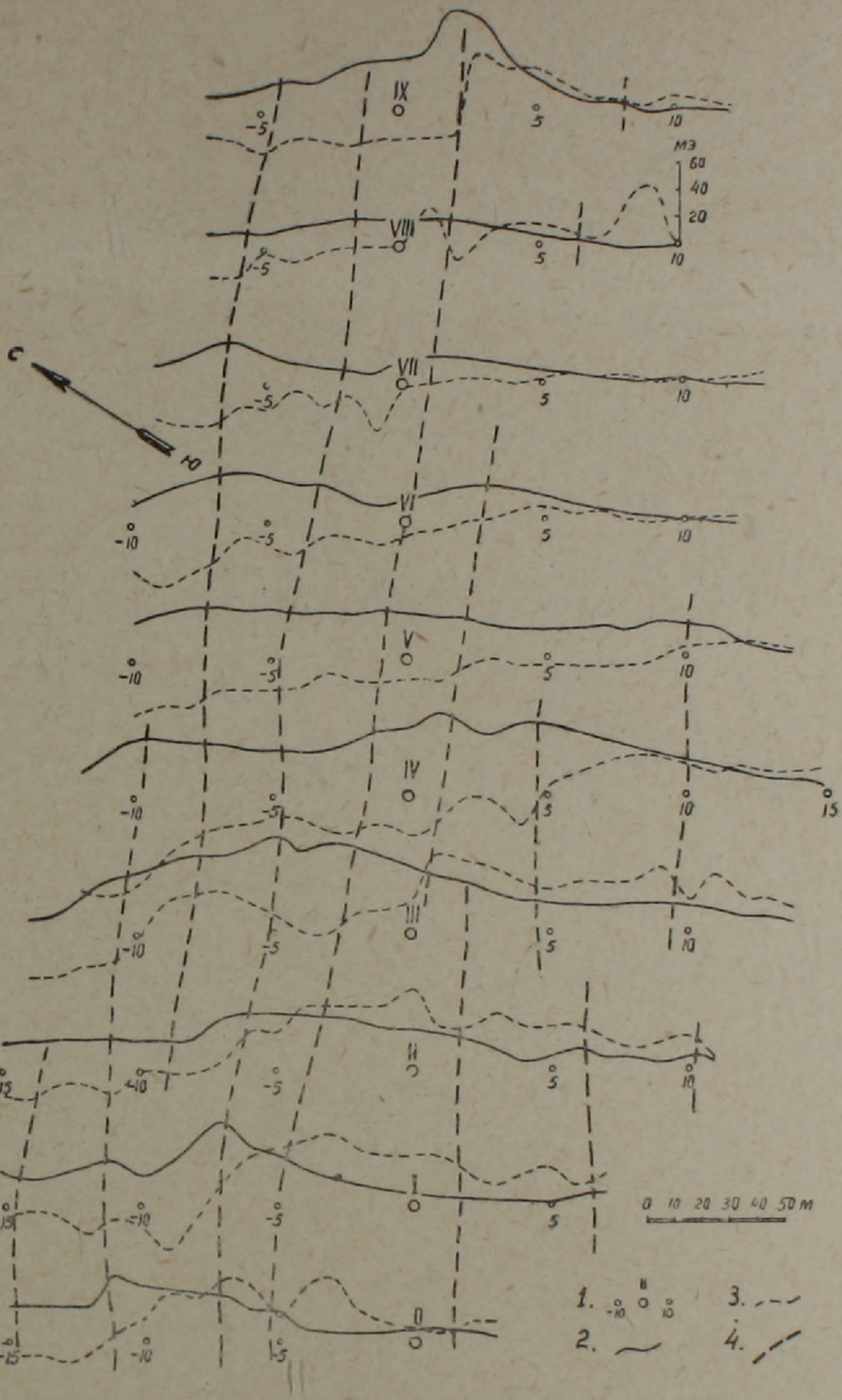
По картам изодинам ΔZ и ΔH для обоих участков устанавливается общее северо-восточное, близкое к широтному, простирание аномалий.

Несмотря на отсутствие коренных выходов на участке II, несомненно, что здесь, как и на участке I (где эти выходы имеются), аномалии вызваны рудными телами. Об этом говорят большая интенсивность аномалий, одинаковый характер поля участков I и II и наличие обломков магнетита в делювии обоих участков.

Сгущение изодинам ΔH в северо-западных частях аномалий и разрежение их в юго-восточном направлении (что хорошо видно на участке II) указывает на пологое юго-восточное падение рудных тел.

Понижение интенсивности аномалии ΔH (участок II) с юго-запада на северо-восток связано, повидимому, с влиянием рельефа и увеличением в этом направлении мощности наносов.

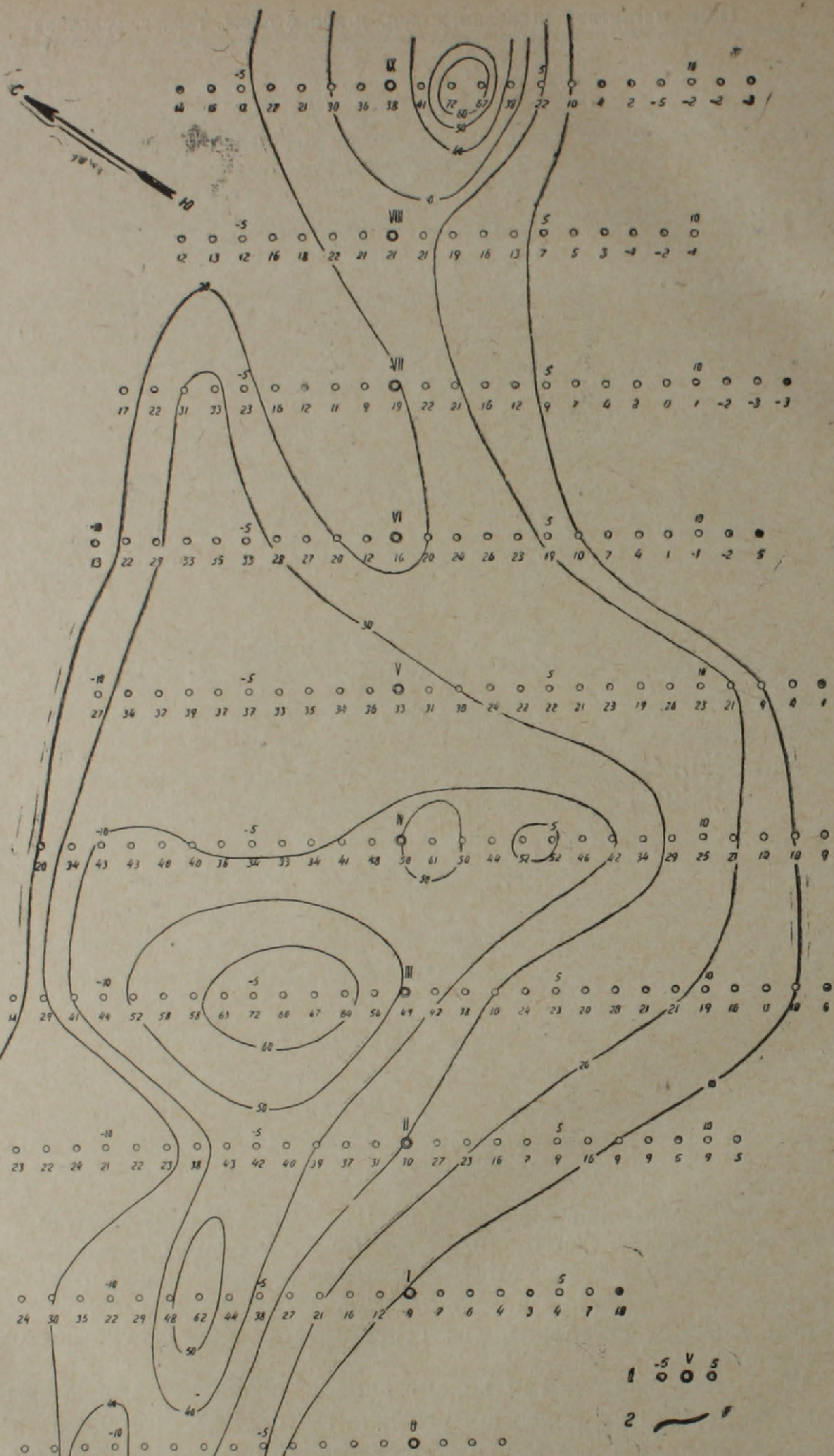
При исследовании графиков ΔZ и ΔH по отдельным профилям обоих участков (фиг. 1, 2) можно заметить, что переходы ΔH через нуль соответствуют наиболее повышенным значениям ΔZ. Как правило, минимумам ΔH на фоне повышенных и пониженных значений кривой ΔH также отвечают соответствующие максимумы ΔZ. Такое совпадение дает возможность предполагать, что полученные аномалии



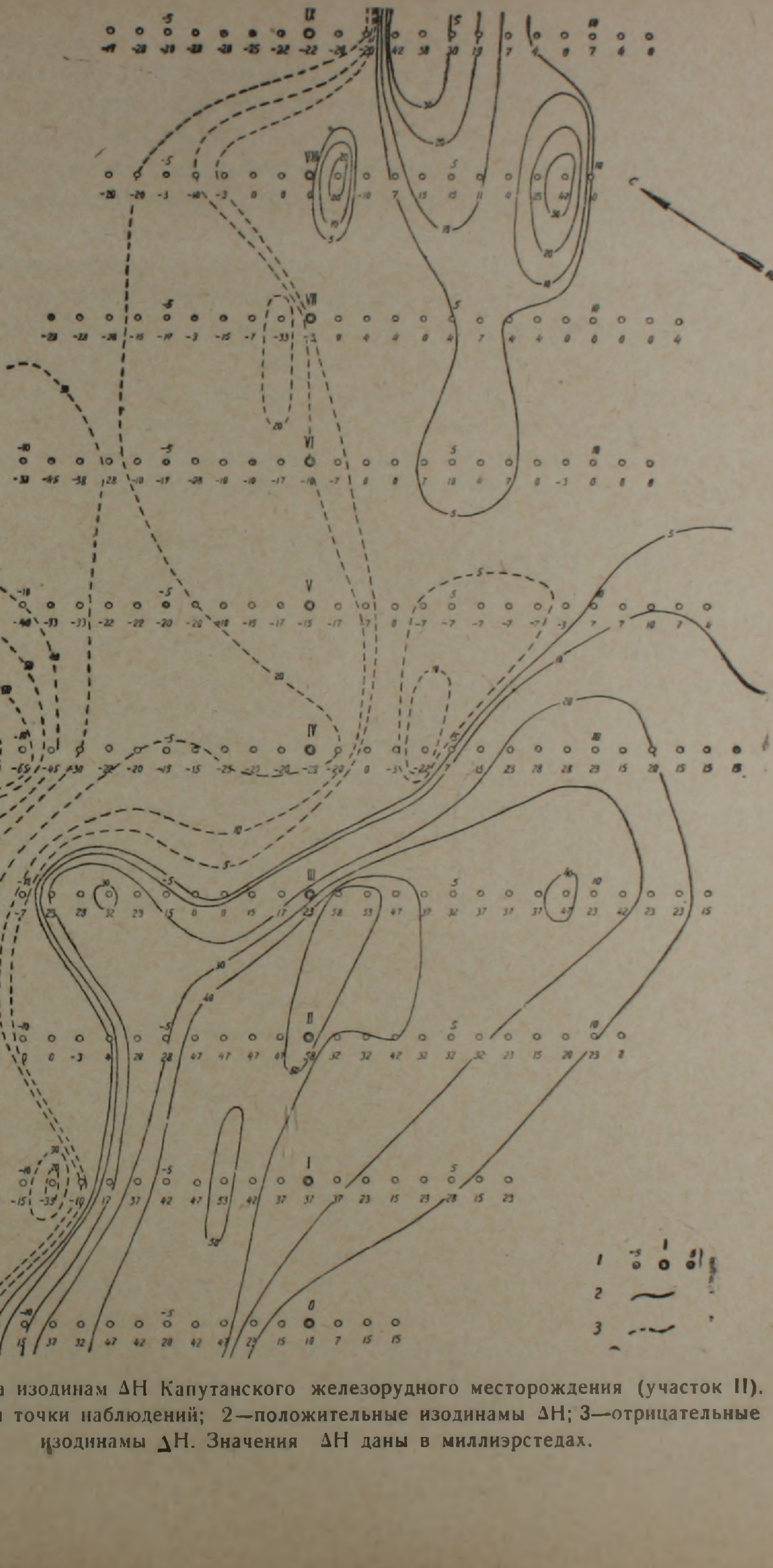
Фиг. 2. Магнитные профили ΔZ и ΔH Капутанского железорудного месторождения (участок II). 1—профили и точки наблюдений; 2—кривые ΔZ; 3—кривые ΔH; 4—простирание рудных тел по магнитным данным.

вызваны серией отдельных пластообразных тел северо-восточного простирания.

Пользуясь указанными характерными особенностями кривых ΔZ и ΔH, нами сделана попытка расчленить сложные кривые и дать предположительную картину расположения рудных тел по магнитным данным. Несомненно, что данная нами картина расположения рудных тел может сильно отличаться от реальной действительности, но в своей основе она является правильной, и это, даже самое общее представление, может служить ценным руководящим указанием при проведе-



Фиг. 3. Карта изодинам ΔZ Капутанского железорудного месторождения (участок II). 1—профили и точки наблюдений; 2—положительные изодинамы ΔZ. Значения ΔZ даны в миллиэрстедах.



Фиг. 4. Карта изодинам ΔH Капутанского железорудного месторождения (участок II). 1—профили и точки наблюдений; 2—положительные изодинамы ΔH; 3—отрицательные изодинамы ΔH. Значения ΔH даны в миллиэрстедах.

нии последующих разведочных работ. При расчленении кривых мы получаем простые кривые ΔZ и ΔH различной интенсивности и размеров. Основной причиной этого следует считать различную мощность отдельных рудных тел. Резкие колебания рельефа (изменения расстояний точек наблюдений до рудных тел), а также относительно большие интервалы между профилями по сравнению с шириной отдельных аномалий, затрудняют прослеживание рудных тел от профиля к профилю. Однако, в ряде случаев повторяемость совокупности простых кривых ΔZ и ΔH дает достаточные основания для прослеживания отдельных тел между профилями. На картах магнитных профилей (фиг. 1, 2) показано вероятное простирание этих тел.

Рудные тела, прослеженные на втором участке, по всей вероятности, уходят за его пределы. Однако, спокойный характер поля к северу от с. Капутан, а также на северо-западе первого участка (по данным маршрутных наблюдений) говорит об ограниченном их распространении.

О мощности и глубине залегания рудных тел судить по данным съемки не представляется возможным вследствие наличия перечисленных выше осложняющих магнитное поле факторов.

Учитывая пологое падение рудных тел (15—20°) и значительное понижение интенсивности поля с приближением к юго-восточной границе участка съемки, можно предполагать, что распространение рудных залежей не выходит за границы исследованной площади.

По данным съемки, из исследованных двух участков месторождения большего внимания заслуживает участок II.

По данным маршрутной съемки к ЮЗ от I участка, вблизи дороги Елгован—Капутан, имеют место значительные изменения поля с интенсивностью ΔZ, доходящей до 60 *мэ*. Эти изменения очень похожи на те, которые установлены на детально исследованных участках и расположены на продолжении оси изученных аномалий.

В результате проведенных магниторазведочных работ в районе с. Капутан выявлено и частично оконтурено сравнительно небольшое месторождение магнетитовых руд, представленное рядом полого падающих пластообразных тел северо-восточного простирания.

Имеющиеся магниторазведочные (отсутствие отрицательных полей) и геологические (магнетит-апатитовые руды типа Кируна) данные говорят о том, что для месторождения Капутан должна быть характерна выдержанность оруденения на глубину. Судить о запасах месторождения до производства разведочных работ трудно.

Значительная площадь и интенсивность магнитных аномалий, высокое содержание в руде железа, легкодоступность рудных участков их тяготение к железорудным месторождениям Мармарикской надвиговой зоны (месторождения Судагян, Ахавнадзор, Меградзор и др.) говорят о необходимости дальнейшего изучения месторождения Капутан.

Для дальнейшего изучения месторождения рекомендуется:

1. Произвести детальную магниторазведочную съемку на продолжении установленной оси аномалии, как в СВ, так и в ЮЗ направлениях.

2. Заложить несколько буровых скважин вертикальных или с небольшим наклоном к северу (65—70°), глубиной порядка 50—100 *м*. Место закладки скважин—в 50—100 *м* к югу от нулевой линии ΔH или иначе от максимума ΔZ (участок II). Основная цель—выяснить характер оруденения на глубине.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 1 VII 1957 г.

Ց. Դ. ՀԱԿՈԲՅԱՆ, Է. Հ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

ԲԱՐԴ ԴԵՈԼՈԳԻԱԿԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐՈՒՄ ՏԵՂԱԴՐՎԱԾ ԵՐԿԱԹԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՄԱԳՆԻՍԱԿԱՆ ՀԵՏԱԽՈՒԶՄԱՆ ՓՈՐՁԻ ՄԱՍԻՆ

Ամփոփում

Կապուտանի հանքավայրը գտնվում է Հատիս լեռան արևմտյան լանջին, Կապուտան գյուղի շրջակայքում։ Հանքավայրում լայն չափով տարածված են էրլոլոգական և չորլոգական հատակի էֆուզիվ ապարները։ Հանքանյութի արմատական ելքերը հարում են գյուղից դեպի հարավ, ավելի երիտասարդ հատակի լիպարիտների տակից մերկացող փոփոխված անդեզիտներին։ Բացի հանքանյութի արմատական ելքերից, 200×700 մ տարածության վրա դելյուվիալ-պրոլյուվիալ նստվածքներում հանդիպում են մագնետիտ-ապատիտային հանքանյութի տարբեր չափերի կտորներ։

Մագնիտոմետրական մանրամասն հանույթը կատարվել է M—1 մագնիտոմետրով։ Յուրաքանչյուր կետում չափվել են երկրագնդի անոմալ մագնիսական դաշտի ուղղաձիգ և հորիզոնական բաղադրիչները։ Առանձին չափման միջին քառակուսային սխալը չի գերազանցել ± γ։

Հոդվածում ցույց է տրվում, որ երկաթի հանքավայրեր որոնելու համար մագնիտոմետրիան հաջողությամբ կարելի է կիրառել բարդ ֆիզիկո-գեոլոգիական պայմաններում, նույնիսկ այնպիսի պայմաններում, երբ երկաթահանք պարունակող ապարներն օժտված լինելով որոշ մագնիսական զգայունակությամբ, այնուամենայնիվ զգալիորեն տարբերվում են մագնետիտից, որի մագնիսական զգայունակությունը շատ ավելի բարձր է։

Կատարված հետազոտությունների հետևանքով Կապուտան գյուղի շրջակայքում հայտնաբերված է հյուսիս-արևելյան տարածում և փոքրաթեք անկում ունեցող, շերտաձև մարմիններով ներկայացված երկաթի մի հանքավայր։

Հիմնականներն առաջարկում են մագնիտահետախուզական տվյալների գեոլոգիական մեկնաբանությունը և հանքավայրի գործնական նշանակությունը ստուգելու համար տեղում կատարել հորատման աշխատանքներ։

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Հելոգ. և աշխարհագր. գիտ. սերիա X, № 4, 1957 Серия геологич. и географич. наук

МИНЕРАЛОГИЯ

С. Б. АБОВЯН

О НОВЫХ МИНЕРАЛАХ В АРМЕНИИ, СВЯЗАННЫХ С УЛЬТРАОСНОВНЫМИ ИНТРУЗИВНЫМИ ПОРОДАМИ

Исследования ультраосновых пород Армении, проведенные автором в течение последних лет, позволили обнаружить ряд новых минералов пространственно и генетически связанных с названными породами. Минералы эти в основном представлены водными силикатами магния (артинит, гидромагнезит), силикатом магния (тальк), гидратами двухвалентных металлов магния и магния и железа (брусит, феррогрусит), гидратами двухвалентных металлов магния и железа с комплексным анионом $[CO_3]^{-2}$ (пироаурит, бруньятеллит) и, наконец, железо-магнезиальными силикатами-амфиболами (актинолит и тремолит-асбест).

Ниже приводятся краткие характеристики этих минералов в той последовательности, в которой они перечислены.

Артинит встречен в нижних горизонтах Даринского месторождения магнезитизированных ультраосновных пород, в тех участках, где наблюдается переход от рыхлых пород, через сильно трещиноватые, в плотные породы. Здесь артинит заполняет тонкие трещинки мощностью до 0,5 *см*. Кроме того, он встречен на глубоких горизонтах Шоржинского месторождения хромита, также в виде тонких прожилков в трещинах плотных, но серпентинизированных дунитов. По мнению А. Г. Бетехтина [1] артинит относится к низкотемпературным минералам, образующимся в трещинах пород в связи с процессом серпентинизации.

Макроскопически артинит представляет собой тонкоигольчатый, пушистый минерал снежно-белого цвета с радиально-лучистым строением агрегатов. Блеск стеклянный; твердость небольшая, удельный вес—2. Показатели преломления, измеренные иммерсионным методом, следующие: Ng=1,558, Np=1,489, Ng—Np=0,069. Оптически отрицательный минерал.

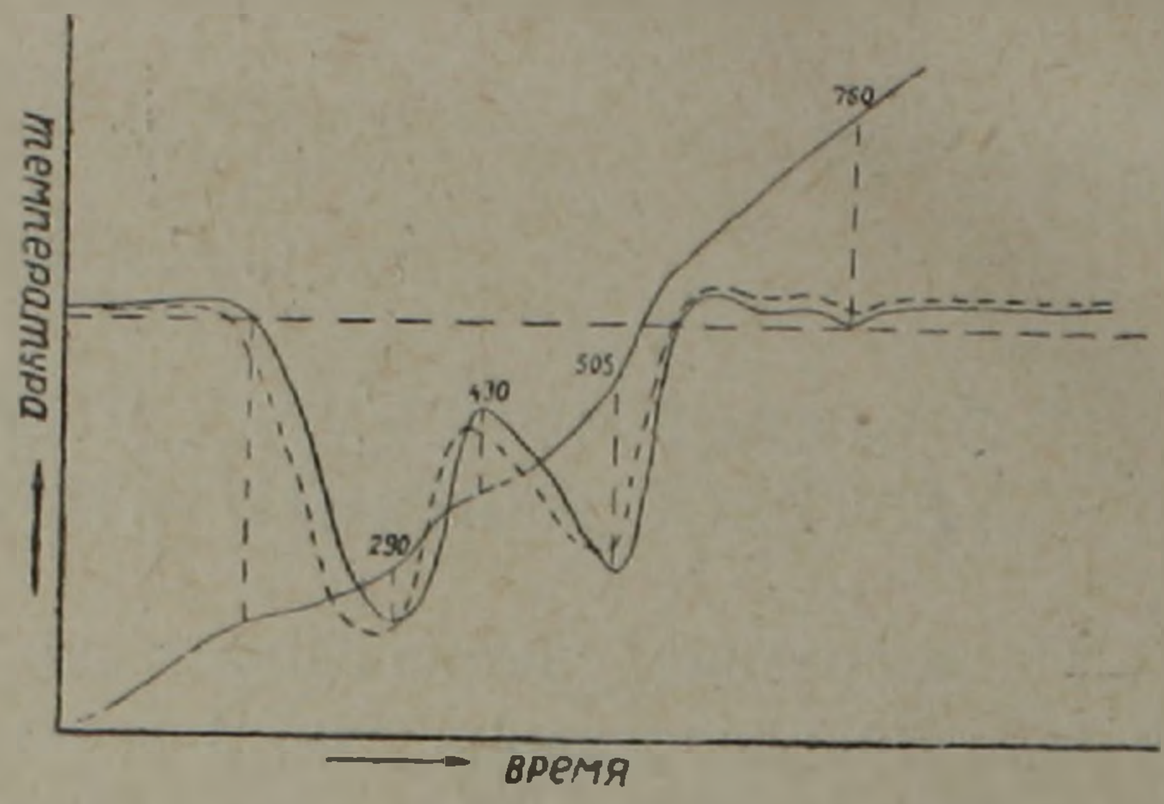
Химический состав артинита приведен в таблице 1 (графа 1), (анализ выполнен в химлаборатории ИГН АН Армянской ССР аналитиком А. А. Петросян). В графе 2 для сравнения приведен химический состав артинита с Урала [2]. Наличие SiO_2 и MnO, а также относительно небольшая разница в содержаниях Fe_2O_3 и CaO, возможно, говорят о примесях попавших в пробу, в процессе ее отбора. Су-

дя по химическому анализу состав артинита соответствует его теоретической формуле: $MgCO_3 \cdot Mg(OH)_2 \cdot 3H_2O$.

Таблица 1

Компоненты	Содержания в %	
	1	2
SiO_2	1,66	—
Fe_2O_3	0,25	0,03
MnO	0,02	—
CaO	1,54	0,87
SrO	—	0,003
MgO	41,35	40,29
CO_2	20,24	19,21
H_2O+	34,47	38,32
H_2O-		0,85
Нераств. остаток	—	0,19
Сумма	100,54	99,76

На фиг. 1 приведена кривая нагревания артинита, полученная в лабо-



Фиг. 1.

ратории экспериментальной петрографии ИГЕМ АН СССР.

Для кривой характерны две эндотермические остановки при 290° и 505° и намечается третья очень небольшая остановка при 750°. По своим термоэффектам исследованный артинит очень близко подходит к артиниту с Урала (показан пунктиром).

Артинит является довольно редким минералом и отмечен в асбестовых рудниках в Баженовском районе (Урал), в трещинах среди серпентинизированных дунитов Нижне-Тагильского платиноносного массива, а также в асбестовых рудниках Ломбардии (Италия) и в других местах.

Гидромагнезит встречается в разрыхленной массе магнезитизированных ультраосновных пород вместе с магнезитом. Оба они являются продуктами выветривания ультраосновных пород—дунитов, перидотитов.

Макроскопически гидромагнезит представляет собой гороховидную, жирную на ощупь мелоподобную плотную массу от серовато-белого до снежно-белого цвета. Размеры горошин в поперечнике колеблются от 0,5 до 2,0 *см.* Блеск матовый, удельный вес—2,2; твердость около—3,5—4,0. Под микроскопом бесцветный, оптически положительный, Ng=1,544, Np=1,529, Ng—Np=0,015.

Химический состав гидромагнезита приведен в таблице 2 (графа 1). (Анализ выполнен в химлаборатории ИГН АН Армянской ССР аналитиком А. А. Петросян). Для сравнения в графе 2 приведен химический анализ гидромагнезита с Сев. Кавказа [2]. Как видно из таблицы наш гидромагнезит очень сходен с северокавказским гидромагнезитом.

Таблица 2

Компоненты	Содержание в %	
	1	2
MgO	43,42	44,20
CaO	0,80	0,19
FeO	0,57	0,30
CO_2	37,38	39,42
H_2O	17,98	16,31
Сумма	100,17	100,42

На основании химического анализа состав его близок к формуле: $3{,}5\ MgCO_3 \cdot Mg(OH)_2 \cdot 4{,}5H_2O$.

В таблице 3 приведена рентгенограмма гидромагнезита, выполненная в лаборатории ИГЕМ АН СССР.

При сравнении рентгенограммы нашего гидромагнезита с рентгенограммой гидромагнезита Сев. Кавказа также обнаруживается большое сходство между ними.

Таблица 3

№№ п/п	Y	dα	№№ п/п	Y	dα
1	5	4,56	19	7	1,842
2	6	4,17	20	2	1,824
3	1	3,94	21	6	1,762
4	4	3,29	22	3	1,677
5	5	3,18	23	2	1,628
6	5	3,14	24	1	1,585
7	8	2,94	25	2	1,561
8	10	2,87	26	4	1,543
9	6	2,68	27	2	1,502
10	7	2,52	28	1	1,489
11	1	2,46	29	2	1,460
12	10	2,28	30	1	1,418
13	8	2,25	31	2	1,390
14	7	2,215	32	4	1,381
15	3	1,951	33	1	1,366
16	5	1,938	34	3	1,329
17	4	1,891	35	5	1,302
18	1	1,874	36	4	1,278

Гидромагнезит встречается довольно часто в выветрелых зонах ультраосновных пород. Известен в Саткинском месторождении магнезита (Ю. Урал), на горе Беден (Сев. Кавказ), в Грубшюнце на р. Игнаве (Чехословакия), в Пьемонте (Италия) и других пунктах. В Армении гидромагнезит встречается совместно с магнезитом почти во всех месторождениях магнезитизированных ультраосновных пород.

Тальк. Наличие талька в ультраосновных породах СВ побережья озера Севан отрицалось Ю. А. Араповым после того, как им были проведены специальные поиски на тальк. Однако на Верхне-Кясаманском месторождении магнезитизированных пород, нами обнаружены небольшие по своим размерам скопления талька.

Здесь скопления талька встречены среди сильно трещиноватых, местами разрыхленных пород, представленных серпентинизированными перидотитами. Они образуют плотные массы зеленовато-серого цвета с характерной жирной поверхностью. Блеск матовый. Удельный вес 2,7. В HCl не растворяется. Оптически отрицательный. Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях, следующие: Ng=1,584, Np=1,541, Ng—Np=0,043.

Таблица 4

Компоненты	Содержания в %	
	1	2
SiO_2	59,40	59,32
TiO_2	0,10	0,04
Al_2O_3	8,19	7,36
Cr_2O_3	0,34	—
Fe_2O_3	1,47	0,93
FeO	1,76	4,86
MnO	не обн.	0,09
NiO	0,27	0,21
CaO	0,63	0,05
MgO	26,61	26,50
Na_2O | K_2O	0,30	0,10
H_2O-	не обн.	0,26
п. п. п.	1,0	—
Сумма	100,07	100,01

В таблице 4 приведен химический анализ описанного образца талька (графа 1), выполненный в химлаборатории ИГН АН Армянской ССР аналитиком А. А. Петросян. В графе 2 приведен химический анализ уральского талька из месторождения Листвяное. При сравнении этих двух анализов видим близость их по содержанию главных компонентов. Химический состав обоих образцов талька почти соответствует их теоретической формуле: $3MgO \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O$.

Тальк является распространенным

минералом и встречается почти во всех массивах ультраосновных пород. По мнению А. Г. Бетехтина [1] образование талька за счет ультраосновных пород происходит при участии гидротермальных растворов содержащих углекислоту примерно по следующей схеме:

$$4(Mg, Fe)_2SiO_4 + H_2O + 3CO_2 \rightarrow 3MgO \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O + 3MgCO_3 + Fe_2O_3.$$

оливин — тальк — магнезит — гематит

Брусит встречается вместе с артинитом в трещинах сильно серпентинизированных дунитов.

Макроскопически представлен бесцветными, реже слабозеленоватыми слюдоподобными чешуйками, обладающими весьма совершенной спайностью. Чешуйки очень гибкие, в изломе имеют стеклянный блеск, а на плоскостях спайности—перламутровый. Размеры отдельных чешуек колеблются в пределах от 0,3 до 1 *см*. В соляной кислоте растворяется, удельный вес—2,4. Оптически положительный. Показатели преломления, измеренные иммерсионным методом, следующие: Ng=1.582, Nm=1,560, Ng—Nm=0,022.

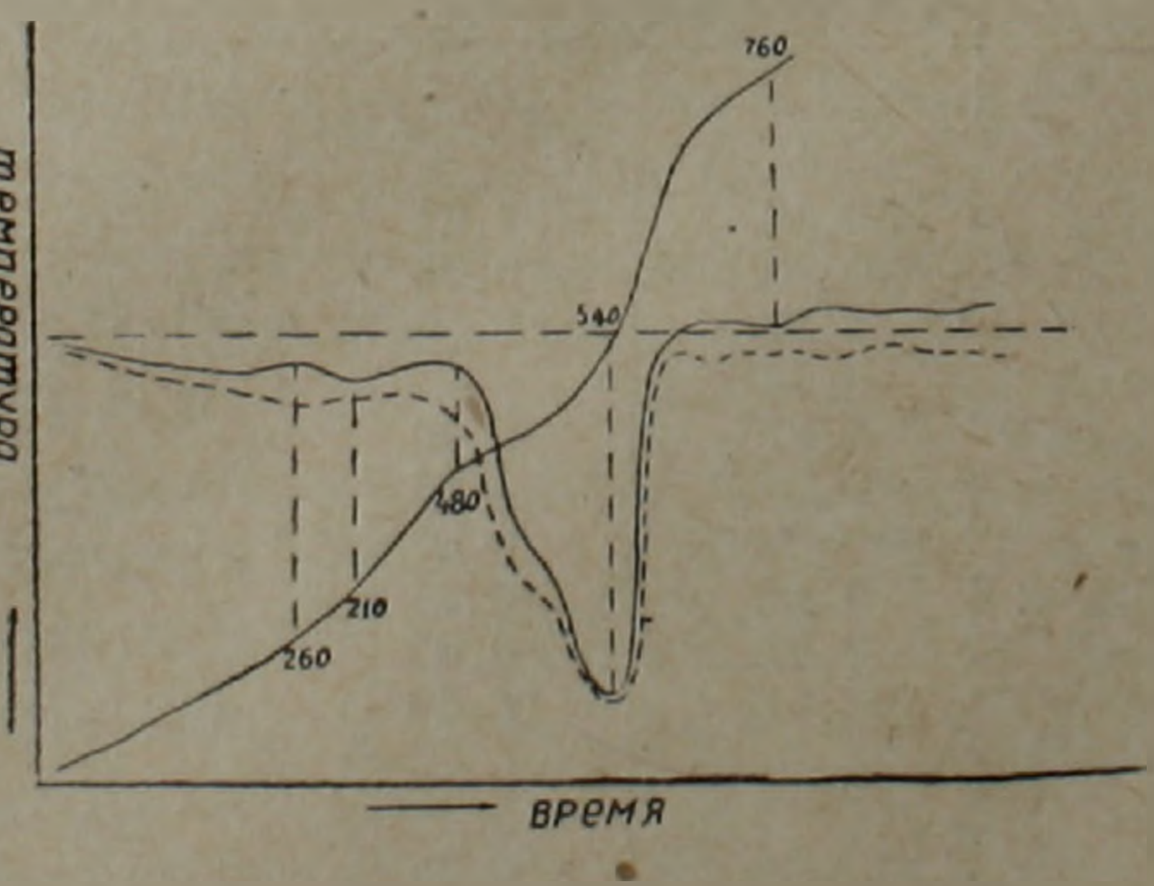
В таблице 5 приведен химический анализ описанного образца брусита (графа 1), выполненный в химлаборатории Армянского геологического управления. Для сравнения приведен химанализ брусита с Урала (графа 2).

Таблица 5

Компоненты	Содержания в %	
	1	2
SiO_2	1,44	0,12
Fe_2O_3	2,09	0,40
Al_2O_3	нет	—
MnO	0,12	0,15
CaO	0,25	1,68
MgO	62,32	62,25
H_2O	28,75	28,93
CO_2	5,75	7,00
Сумма	99,51	100,53

Несколько повышенные содержания SiO_2 и Fe_2O_3, возможно, объясняются примесями попавшими в пробу № 1 при ее отборе. Относительно же главных компонентов (MgO, H_2O) брусит Армении обнаруживает большое сходство с уральским бруситом. Судя по химическим анализам составы брусита близки к их теоретической формуле $MgO \cdot H_2O$.

Кривая нагревания описанного брусита (фиг. 2), полученная в лаборатории экспериментальной петрографии ИГЕМ АН СССР характеризуется слабой эндотермической остановкой при 270° (вследствие присутствия $Fe_2O_3 \cdot H_2O$) и более резкой эндотермической остановкой при 540°. По своим термоэффектам описанный брусит не отличается от уральского брусита (показано пунктиром).



Фиг. 2.

Брусит является довольно распространенным манералом и встречается во всех массивах невыветрелых серпентинитов. В Армении он

встречен на участках развития сильно серпентинизированных дунитов в ассоциации с артинитом и серпентином и, повидимому, образовался в результате гидротермального изменения дунитов в процессе их серпентинизации.

Ферробрусит наблюдается также в трещинах серпентинизированных дунитов.

Представлен слюдоподобным тонкочешуйчатым минералом, отличающимся от брусита своим темнокоричневым цветом, что, повидимому, обусловлено присутствием изоморфной примеси железа. В связи с этим показатели преломления, измеренные иммерсионным методом, отличаются более высокими значениями: Ng=1,588, Nm=1,565, Ng—Nm=0,023. Твердость небольшая (2,5—3). Удельный вес—2,5. В HCl легко растворяется.

В таблице 6 приведен химический анализ описанного ферробрусита, выполненный в химлаборатории Армянского геологического управления. Как видно из таблицы от брусита минерал отличается сравнительно высоким содержанием Fe_2O_3 и низким содержанием MgO, CO_2 и CaO.

Таблица 6

Компоненты	Содержания в %
MgO	34,29
CaO	сл.
Fe_2O_3	32,18
CO_2	3,34
H_2O	30,12
Сумма	99,93

Весьма характерны свойства этого минерала. По данным А. Г. Бетехтина [1] ферробрусит в свежем состоянии по внешним признакам совершенно не отличается от брусита. На воздухе в течение нескольких дней окисляется, желтеет, буреет до темнокоричневого цвета. При этом минерал расщепляется по спайности и тускнеет (в связи с разрушением кристаллической решетки). В зоне выветривания за счет CO_2, растворенного в поверхностных водах, частично карбонатизируется, приобретает вид чешуек золотисто-бурого цвета и переходит в пироаурит. Условия нахождения его (полые трещины в серпентинизированных дунитах, иногда в хромитовых залежах) указывают на то, что он образовался в числе последних минералов гидротермального происхождения и повидимому связан с процессом серпентинизации пород.

На Урале ферробрусит встречен в платиноносных месторождениях хромита в Нижне-Тагильском дунитовом массиве иногда в кернах буровых скважин со значительных глубин. В Армении он обнаружен на глубоких горизонтах Шоржинского хромитового месторождения в трещинах серпентинизированных дунитов и встречается весьма редко в трещиноватых магнезитизированных породах Даринского месторождения.

Пироаурит встречается в мелких трещинах дунитов и перидотитов, реже в разрыхленных участках магнезитизированных пород.

Обычно он образует тонкие прожилки, сложенные слюдоподобными, тонкочешуйчатыми агрегатами золотисто-бурого цвета. Размеры отдельных чешуек не превышают 2—3 *мм*. Блеск перламутровый.

Спайность весьма совершенная. Удельный вес—2,1. В соляной кислоте легко растворяется. Оптически отрицательный минерал, Nm=1,562, Np=1,540. Nm—Np=0,022 (измерены иммерсионным методом).

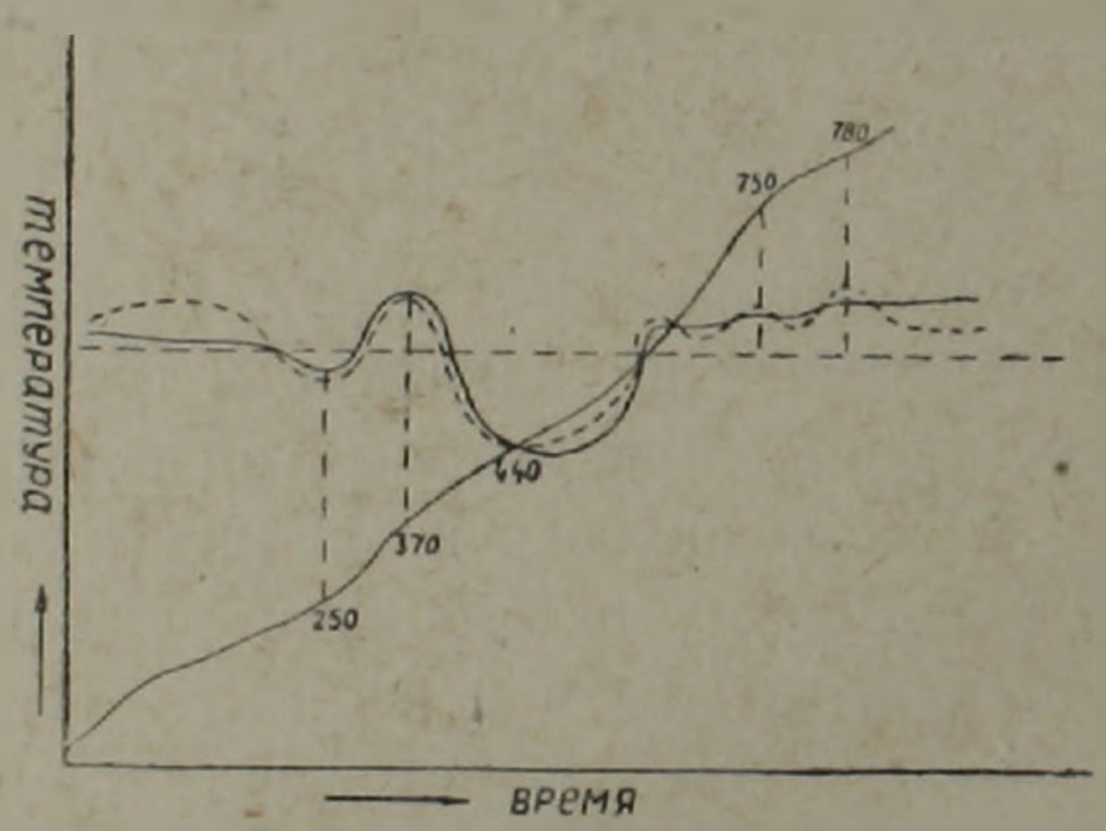
Химический состав описанного пироаурита приведен в таблице 7 (графа 1) (анализ выполнен в химлаборатории Армянского геологического управления). Для сравнения в графе 2 приведен химанализ уральского пироаурита.

Таблица 7

Компоненты	Содержания в %	
	1	2
MgO	34,75	34,50
CaO	сл.	—
Fe_2O	22,38	23,49
CC_2	7,15	7,87
H_2O	33,45	33,92
Сумма	100,38	99,78

Как видно из таблицы по своему составу оба пироаурита очень сходны друг с другом. Данные анализа могут быть уложены в следующую формулу: $Mg_{17}\ Fe_6\ (OH)_{46} \cdot (CO_3)_{3,5} \cdot 10H_2O$.

На фиг. 3 приведена кривая нагревания пироаурита, которая аналогична кривой нагревания уральского пироаурита (показана пунктиром).



Фиг. 3.

Для кривой характерны две резко выраженные эндотермические остановки при 230° и 470° и слабая остановка при 700°.

Пироаурит находится в ассоциации с серпентином, бруситом, артинитом и, повидимому, образуется в результате карбонатизации железистых разновидностей брусита—ферробрусита в зоне выветривания, за счет CO_2, растворенного в поверхностных водах.

Пироаурит довольно редкий минерал, встречен в асбестовых рудниках в Баженовском районе на Урале, а также в доломитизированных известняках контактово-метасоматических месторождений в Лонгбан, Нордмарк (Швеция) и др. В Армении он встречен среди серпентинизированных дунитов Шоржинского месторождения хромита и среди магнезитизироранных дунитов Даринского месторождения.

Бруньятеллит встречается в трещинах приконтактовых частей магнезитизированных ультраосновных пород в виде тонких прожилков.

По своему внешнему виду и физическим свойствам бруньятеллит похож на ферробрусит. Отличается лишь более светлой окраской чешуйчатых агрегатов и в соляной кислоте в отличие от ферробрусита выделяет пузырки CO_2. Спайность весьма совершенная. Оптически отрицательный минерал. Nm=1,542, Np=1,511, Nm—Np=0,031.

В таблице 8 (графа 1) приведен химический состав бруньятеллита (анализ выполнен в химлаборатории Армянского геологического

управления). Для сравнения в графе 2 приведен состав бруньятеллита с Урала [2]. Из таблицы видно, что оба бруньятеллита очень сходны по своему составу. Данные анализов могут быть уложены в следующую формулу:

$MgCO_3 \cdot 3{,}5\ Mg(OH)_2 \cdot 0{,}8Fe(OH)_3 \cdot 3{,}3H_2O$.

По мнению А. Г. Бетехтина бруньятеллит образовался в результате карбонатизации брусита. Сопутствующими минералами являются серпентин, феррогрусит, пироаурит и др.

Таблица 8

Компоненты	Содержания в %	
	1	2
MgO	43,33	43,13
Fe_2O_3	14,25	13,78
Al_2O_3	0,19	—
TiO_2	сл.	—
CO_2	10,64	10,41
H_2O	31,46	32,90
Сумма	99,86	100,22

Бруньятеллит впервые был описан в Торре Санта Мария, в долине Маленко, Ломбардия (Италия). Затем он был изучен на Урале, где залегает в виде тонких прожилков и корочек на стенках трещин в серпентините, в ассоциации с артинитом, гидромагнезитом, пироауритом, бруситом и арагонитом. В Армении он встречен на Шоржинском и Даринском месторождениях магнезитизированных пород.

Тремолит-асбест наблюдается в трещинах магнезитизированных ультраосновных пород в виде прожилков мощностью в 1 *см*.

По своему внешнему виду прожилки имеют продольно-волокнистое строение, длина волокон—2—4 *см*. Цвет белый, иногда серебристо-белый. Легко распушивается, давая тонкие и мягкие волокна. Удельный вес—2,71. Оптически отрицательный, удлинение положительное, обладает едва заметным плеохроизмом. Ng=1,56, Np=1,54, Ng—Np=0,02.

Химический состав тремолит-асбеста Армении приведен в таблице 9 (графа 1) (анализ выполнен в химлаборатории ИГН АН Армянской ССР, аналитиком А. А. Петросян). В графе 2 для сравнения приведен анализ тремолит-асбеста из Ирана, в графе 3 колебания в составе тремолит-асбеста по Дельтеру [3].

Таблица 9

Компоненты	Содержания в %		
	1	2	3
SiO_2	37,20	50,27	52,0—59,0
Al_2O_3	3,67	3,72	0,0—0,5
Fe_2O_3	1,40	1,36	0,4—1,0
FeO	1,52	5,80	2,0—11,0
MgO	24,98	20,48	10,0—33,0
CaO	15,00	11,16	10,0—17,0
MnO	0,10	0,19	1,1—22,2
$Na_2O + K_2O$	0,50	0,60	0,7—3,5
H_2O	2,0	4,52	0,2—3,5
п. п. п.	13,15	0,88	—
Сумма	99,52	98,98	—

Из приведенных данных видно, что состав нашего тремолит-асбеста почти ничем не отличается от состава тремолит-асбеста из иранского месторождения, за исключением содержания SiO_2. Сравнительно малое количество SiO_2 в нашем образце вполне закономерно, если учесть, что он залегает среди магнезитизированных участков, где в процессе магнезитизации происходит вынос SiO_2 в нижние горизонты и соответственно обогащение MgO. Данные химического анализа пересчитаны в следующую формулу—$3CaO \cdot 6MgO \cdot 7SiO_2 \cdot H_2O$.

Актинолит-асбест встречается в виде прожилков мощностью до 5—6 *см*, приуроченных к контакту серпентинизированных и частично рассланцованных перидотитов с дайками кварцевых диоритов.

От тремолита отличается лишь зеленоватой окраской (в связи с более высоким содержанием железа).

В нашем распоряжении нет полного химического анализа актинолит-асбеста. Лишь в нескольких образцах были определены содержания FeO (зеленая окраска подсказывала его принадлежность к актинолиту). Данные анализов говорят о более высоком содержании FeO по отношению к тремолиту, доходящее до 8—10% (при содержании FeO>5% тремолит-асбест условно принято называть актинолитом).

Месторождения тремолит- и актинолит-асбеста известны в СССР на Урале, а также в Швейцарии, Австрии, Германии и др. странах. В Армении тремолит-асбест образует значительные скопления на Даринском месторождении магнезитизированных пород, а актинолит-асбест дает скопления по правому борту ущелья восточного притока р. Памбак (Басаргечарский район).

Важнейшей особенностью описанных разновидностей амфибол-асбеста является их способность разщепляться на тончайшие эластичные, прочные волокна, их огнеупорность и кислотоупорность, что и обусловливает их применение в ряде отраслей промышленности. Поэтому при проведении соответствующих геологоразведочных работ на наших месторождениях они могут приобрести промышленное значение.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1) из описанных минералов артинит, тальк, брусит, феррobрусит, тремолит- и актинолит-асбест относятся к эндогенным минералам, а гидромагнезит, пироаурит и бруньятеллит—к экзогенным.

2) из всех минералов в настоящее время практическое значение имеет лишь гидромагнезит; в будущем при постановке соответствующих геолого-разведочных работ, могут приобрести практическое значение минералы амфибол-асбеста. Остальные описанные минералы пока представляют лишь минералогический интерес и в Армении встречены впервые.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 20 VI 1957 г.

Ս. Բ. ԱԲՈՎՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՕԻԼՏՐԱՀԻՄՔԱՅԻՆ ԻՆՏՐՈՒԶԻՎ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՀԵՏ ԿԱՊՎԱԾ ՆՈՐ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ամփոփում

Վերջին տարիների ընթացքում հեղինակի կատարած հետազոտությունները յուրք տվին հայտնաբերել մի շարք նոր միներալներ, որոնք տարածականորեն և գենետիկորեն կապված են ուլտրահիմքային ապարների հետ

Այդ միներալները հիմնականում ներկայացված են մագնեզիումի ջրային սիլիկատներով (սերպենտին, հիդրոմագնեզիտ), մագնեզիումի սիլիկատով (տալկ), մագնեզիումի և երկաթժեք երկաթի հիդրատներով (բրուսիտ, ֆերրոբրուսիտ), մագնեզիումի և երկաթժեք երկաթի հիդրատներով $|CO_3|^{-2}$ կոմպլեքսային անիոնի հետ (պիրոաուրիտ, բունյատելիտ) և վերջապես երկաթ-մագնեզիումային սիլիկատներով (ամֆիբոլներ—ակտինոլիտ և տրեմոլիտ-ասբեստ):

Սերպենտին *հանդիպում է մագնեզիտացած ուլտրահիմքային ապարների ճեղքվածքներում, բարակ երակիկների ձևով, Դարայի հանքավայրում և Շորժայի քրոմիտի հանքավայրի խոր հորիզոններում: Նա բարակ ասեղնաձև, խավոլոր ձյունասպիտակ միներալ է, բազադրիչ ապրեգատների ճառագայթաշառավղային կազմությամբ: Իր օպտիկական հատկություններով, քիմիական կազմով և տաքացման կորի վարքով նման է ուրալյանին:*

Հիդրոմագնեզիտը *հանդիպում է մագնեզիտի հետ միասին համարյա բոլոր մագնեզիտացած ուլտրահիմքային ապարների փխրուն մասերում: Իրենից ներկայացնում է սիսեռաձև, ճարպոտ, կավճանման մորթասպիտակից մինչև ձյունասպիտակ զանգված: Իր քիմիական և օպտիկական հատկություններով նա մոտ է Հյուսիսային Ուրալի մագնեզիտներին:*

Տալկը *հայտնաբերված է Վերին-Քյասամանի մագնեզիտացած ուլտրահիմքային ապարներում փոքր կուտակումներով, կանաչ-մոխրագույն ճարպոտ հոծ զանգվածների ձևով: Քիմիական կազմով մոտենում է ուրալյան տալկերին:*

Բրուսիտը *հանդիպում է արտինիտի հետ միասին խիստ սերպենտինացած դունիտների ճեղքվածքներում: Ներկայացված է անգույն, երբեմն բաց կանաչավուն, փայլարանման թեփուկներով, որոնք ունեն կատարյալ հերձում: Քիմիական կազմով, օպտիկական հատկություններով և տաքացման կորի վարքով մոտ է ուրալյան բրուսիտին:*

Ֆերրոբրուսիտը *նույնպես նկատվում է սերպենտինացած դունիտների ճեղքվածքներում և ներկայացված է փայլարանման, բարակ թեփուկային ագրեգատով, որը տարբերվում է բրուսիտից մուգ-դարչնագույն գույնով: Բրուսիտի համեմատությամբ ֆերրոբրուսիտի մեջ Fe_2O_3-ի պարունակությունն ավելի բարձր է, իսկ MgO-ի, CO_2-ի և CaO-ի պարունակությունը՝ ցածր:*

Պիրոաուրիտը *հանդիպում է Շորժայի քրոմիտային և Դարայի մագնեզիտացած ապարների՝ դունիտների և պերիդոտիտների մանր ճեղքերում: Նա նույնպես ներկայացված է գորշ-ոսկեգույն փայլարանման, բարակ թեփուկային ագրեգատով և իր կազմով շատ մոտ է ուրալյան պիրոաուրիտներին:*

Բունյատելիտը *հայտնաբերված է Շորժայի և Դարայի մագնեզիտացած ուլտրահիմքային ապարների հանքավայրերի մերձկոնտակտային մասերի ճեղքվածքներում: Արտաքին տեսքով և ֆիզիկական հատկություններով նման է ֆերրոբրուսիտին և տարբերվում է նրանից միայն ավելի բաց դունավորությամբ: Իր քիմիական կազմով և օպտիկական հատկություններով շատ նման է Ուրալի բունյատելիտին:*

Տրեմոլիտ-ասբեստը *հանդիպում է Դարայի մագնեզիտացած ուլտրահիմքային ապարների խիստ ճեղքավորված մասերում: Մակրոսկոպիկ դրանք բարակ երակիկներ են երկայնական-թելային կառուցվածքով. թելերի երկարությունը 2—4 սմ է, գույնը՝ սպիտակ, երբեմն արծաթասպիտակ, հեշտությամբ*

դառնում է խալանման, տալով բարակ և փափուկ թելիկներ։ Իր քիմիական կազմով մոտ է Իրանի տրեմոլիտ-ասբեստին։

Ակտինոլիտ-ասբեստը նույնպես հանդիպել է 5—6 սմ կարողություն ունեցող երակիկների ձևով, Փամբակ գետի (Բասարգեչարի շրջան) ծայր արևելյան վտակի աջ ափին։ Տրեմոլիտից տարբերվում է միայն կանաչավուն գույնով (երկաթի ավելի բարձր պարունակության հետևանքով — FeO > 5%)։

Կատարած ուսումնասիրությունները թույլ են տալիս անել հետևյալ եզրակացությունները՝

1. Արտինիտը, տալկը, բրուսիտը, ֆերրոբրուսիտը, տրեմոլիտը և ակտինոլիտ-ասբեստը պատկանում են էնդոգեն միներալների, իսկ հիդրոմագնեզիտը, պիրոաուրիտը և բրունյատելիտը՝ էկզոգեն միներալների շարքին։

2. Ներկայումս գործնական նշանակություն ունի միայն հիդրոմագնեզիտը։ Հետագայում համապատասխան երկրաբանական հետախուզական աշխատանքների հետևանքով գործնական նշանակություն կարող են ստանալ ամֆիբոլ-ասբեստի միներալները։ Մյուս միներալները առայժմ ունեն միներալոգիական նշանակություն և հետաքրքրական են նրանով, որ Հայաստանում գտնված են առաջին անգամ։

ЛИТЕРАТУРА

1. *А. Г. Бетехтин* —Минералогия. Госгеолиздат, 1950.
2. *И. И. Гинзбург, И. А. Рукавишникова*—Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, 1951.
3. Требования промышленности к качеству минерального сырья (справочник для геологов), вып. 5, Госгеолиздат, 1946.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գեոլոգ. և աշխարհագր. գիտ. սերիա X, № 4, 1957 Серия геологич. и географич. наук

ГЕОХИМИЯ

Э. А. ХАЧАТУРЯН

К ГЕОХИМИИ РУД КОЛЧЕДАННОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ

Изучение вещественного состава и геохимических особенностей руд главнейших серно-медноколчеданных и полиметаллических месторождений Северной Армении позволяет привести некоторые новые данные по распространению в рудах тех или иных элементов и их геохимической характеристике.

Минералогический состав руд рассматриваемой формации довольно детально описан в работах ряда исследователей [3, 6], в связи с чем повторное описание минералогии с характеристикой отдельных минералов считаем излишним. Новые минералы, обнаруженные в рудах серноколчеданных месторождений, описаны в нашей предыдущей статье [8]. Здесь мы ограничиваемся приведением лишь списка гипогенных, гипергенных и нерудных минералов в виде сравнительной таблицы (табл. 1).

Спектральными анализами, произведенными в лабораториях ВСЕГЕИ и Ленинградского Государственного Университета под общим руководством проф. М. М. Клер, в гипогенном минеральном комплексе колчеданных и полиметаллических месторождений установлено наличие следующих 35 элементов:

Литофильные—Mg, Al, Na, K, Ca, Ba, Ti, Be, Zr, Li, Sr, Mn, V, Sn, Y.

Халькофильные—Fe, Cu, Zn, S, Ga, Ge, Pb, As, Se, Ag, Au, Sb, Cd, Te, Tl, Bi, In.

Сидерофильные—Ni, Co, Mo.

По количественному распространению и форме нахождения все перечисленные элементы могут быть подразделены на следующие группы:

I. Элементы, образующие собственные минералы; S, Fe, Cu, Pb, Zn, Sb, As, Ag, Bi, Sn, Ba, Si, Al, Mg, Ca, Na, K. Эти элементы, в свою очередь, делятся на две подгруппы:

а) ведущие элементы, определяющие реальную промышленную ценность семейства колчеданных руд: Cu—в халькопирите, Fe и S—в серном колчедане, Zn—в сфалерите, Pb—в галените, Ba—в барите, Si—в кварците, Al—в каолините и др.

| МИНЕРАЛЫ / ТИПЫ РУД | | |

б) второстепенные элементы: Sb—в тетраэдрите, As—в теннантите, Ag—в аргентите, Bi—в висмутине, виттихените и эмплектите, Sn—в станнине и др.

II. Элементы, образующие изоморфную примесь в минералах или встречаемые в неизвестной форме: Ga, Ge, Se, Te, Cd, In, Tl, Y, Be, V. Из них практический интерес могут представить Cd, Se, Te, вероятно также Ge, Ga, Tl, In, получение которых может быть организовано на базе отходов промышленной переработки колчеданных и полиметаллических руд.

Перейдем к характеристике распространения редких и рассеянных элементов, в последовательности порядковых номеров Менделеевской таблицы:

Литий является мало типичным элементом для рассматриваемой формации. Установлен в одной пробе медно-цинковой руды в количестве около 0,03%.

Бериллий. Наличие незначительного количества бериллия в измененных породах и отчасти в окисленных цинковых рудах объясняется его дисперсностью и вхождением в решетку других элементов (Fe^{+2}, Zn^{+2}, Mn^{+2}) в связи с полярным изоморфизмом.

Ванадий. В одном случае в барите содержание ванадия доходит до 0,03—0,1%. Для колчеданной формации ванадий нетипичен.

Кобальт является мало типичным элементом, все же в небольших количествах присутствует в различных типах руд. Содержание его колеблется в пределах 0,003—0,01%; установлен в пирите и халькопирите. В серноколчеданном типе руд наличие кобальта, вероятно, связано с присутствием линнеита.

Никель подобно кобальту для колчеданных и полиметаллических руд является мало типичным элементом. Присутствие его констатировано спектральными анализами в пирите, в количестве 0,03—0,1%. Следы никеля отмечаются также в сфалерите и халькопирите серноколчеданного и полиметаллического типов руд.

Галлий для серноколчеданных руд нетипичен, но в серном колчедане отмечается его присутствие в количестве 0,003—0,01%. Примерно в таких же количествах галлий содержится и во вмещающих породах.

В сфалерите галлий присутствует постоянно в количестве 0,003—0,01%, в отдельных случаях это содержание доходит до 0,03%. Его наличие отмечается и в рудах медноколчеданного типа.

Химические анализы, выполненные в лаборатории ИМГРЭ АН СССР, показали следующие содержания галлия (см. стр. 60).

Таким образом, наиболее высокое содержание галлия отмечается в цинковом концентрате.

Германий, наряду с галлием, встречен в сфалерите, в количестве 0,003—0,01% (по данным спектральных анализов).

№№ п/п	№№ проб	Название породы, руды, минерала	Содержание галлия в %
1	202	Цинковый концентрат	0,006
2	203	Свинцовый концентрат	0,0025
3	135	Медно-цинковая руда	0,0015
4	85/54	Гранодиорит	0,002

Самостоятельные минералы германия в рудах описываемой формации пока неизвестны. Возможно, что германий в цинковых рудах находится в рассеянном состоянии.

По данным химических анализов, содержание германия в полиметаллических рудах и концентратах низкое.

№№ п/п	№№ проб	Название руды, минерала, концентрата	Содержание германия в %
1	55/50	Галенит-сфалеритовая руда	0,0012
2	14/50	Полиметаллическая руда	0,0006
3	37/50	. .	0,001
4	29/50	Сфалерит	0,0012
5	202	Цинковый концентрат	0,00045
6	204	Медный концентрат	0,0003
7	205	Хвосты	0,0004

Мышьяк. Присутствие мышьяка преимущественно в рудах полиметаллического типа объясняется наличием в них сульфосолей-тенантита и энаргита. Содержание мышьяка в сфалерите составляет 0,03—0,1 до 0,3%, а в блеклой руде 0,3—1,0%; в количестве до 0,1%. он отмечен также в руде серноколчеданного типа.

Селен. В литературе имеется много данных о содержании селена в колчеданных, особенно в пирит-халькопиритовых рудах. Таким образом, присутствие селена в различных типах руд данной формации является вполне закономерным явлением. Содержание селена приведено в нижеследующей таблице.

№№ п/п	№№ проб	Название минерала, руды, концентрата	Содержание селена в %
1	8	Пирит	0,0340
2	151	Халькопирит	0,0070
3	149	Пирит	0,0020
4	37	Пирит	0,0125
5	77	Пирит	0,0233
6	155[2]	Халькопирит	0,0010
7	155[1]	Пирит	0,0090
8	55	Пирит	0,0110
9	132	Халькопирит	0,0250
10	140[1]	Халькопирит	0,0200
11	46[2]	Пирит	0,0160
12	25	Пирит	0,0240
13	204	Медный концентрат	0,0068
14	205	Хвосты	0,0005

Стронций. Геохимическая роль стронция очень сходна с ролью бария, поэтому не случайно, что в барите в количестве до 3—10% почти постоянно присутствует стронций. Небольшое содержание стронция в сфалерите, пирите и галените полиметаллического типа вызвано, повидимому, тесной ассоциацией барита с указанными сульфидами.

Иттрий установлен спектрально в одной пробе чисто отобранного сфалерита в количестве ~0,001%. Вообще иттрий для руд колчеданной формации является нетипичным элементом.

Цирконий. Незначительное содержание циркония (0,003—0,01%) отмечается в различных типах руд и в гидротермально измененных вмещающих породах.

Молибден почти постоянно присутствует в средних пробах и чистых фракциях отдельных минералов полиметаллического типа руд. Содержание его почти кларковое, но местами доходит до 0,01%. Примерно такое же количество Mo содержится в серноколчеданном типе руд.

Следует отметить, что вообще молибден для колчеданной формации нетипичен.

Серебро в заметном количестве присутствует во всех типах руд рассматриваемой формации, однако наиболее характерным является для полиметаллических руд. Присутствие его в полиметаллических рудах вполне закономерно и обусловлено наличием в них самородного серебра, аргентита, серебросодержащего галенита, блеклой руды и др,

Кадмий геохимически тесно связан с цинком. В рассматриваемой формации кадмий почти постоянно встречается в полиметаллических и медно-цинковых рудах. Содержание его колеблется в пределах 0,1—0,3, часто доходит до 1—3%. Таким образом, кадмий приобретает практический интерес и может быть извлечен при переработке цинковых концентратов.

Индий в виде следов отмечен в сфалерите медноколчеданного типа; в полиметаллическом типе отсутствует, что, повидимому, следует объяснить малой железистостью сфалерита. В количестве до 0,01% индий установлен в серноколчеданной руде.

Олово. Присутствие олова в медно- и серноколчеданных типах руд, несомненно, связано с наличием в них медно-оловянного минерала—станнина (Cu_2 Fe Sn S_4)

Содержание Sn обычно ниже кларкового до 0,001%.

Сурьма в заметном количестве (0,03—0,1%) устанавливается преимущественно в полиметаллической руде, что связано с присутствием в них тетраэдрита.

Теллур. Согласно В. М. Гольдшмидту, теллур является типичным халькофильным элементом и подобно большинству других халькофильных элементов, обладает диамагнитными свойствами, которые возрастают в ряду сера—селен—теллур.

Теллур почти постоянно присутствует преимущественно в серноколчеданном типе руд, что объясняется изоморфизмом его с серой.

Присутствие некоторого количества теллура в сульфидах, повидимому, обусловлено ролью селена, который легко замещая серу, в свою очередь, легче, чем сера может заместиться теллуром.

Содержание теллура в различных минералах и рудах приведено в нижеследующей таблице:

№№ п/п	№№ проб	Название минерала, руды, концентрата	Содержание теллура в %
1	8	Пирит	0,0024
2	151	Халькопирит	0,0020
3	149	Пирит	0,0040
4	37	Пирит	0,0033
5	77	Пирит	0,0036
6	155[2]	Халькопирит	следы
7	155[1]	Пирит	0,0020
8	55	Пирит	0,0080
9	132	Халькопирит	0,0010
10	140[1]	Халькопирит	0,0017
11	46[2]	Пирит	0,0011
12	25	Пирит	0,0090
13	204	Медный концентрат	0,0022
14	205	Хвосты	0,0004

Золото является характерным элементом почти для всех типов руд рассматриваемой формации и обычно тесно связано с галенитом, халькопиритом и теннантитом.

Выделения самородного золота отмечаются в полиметаллическом и медноколчеданном типах руд.

Таллий спектрально установлен в сфалерите (0,003%) и пирите (0,03%) полиметаллического типа руд.

В медно-и серноколчеданных рудах таллий не отмечен. Практическое значение таллия для колчеданной формации пока неясно.

Висмут. Присутствие висмута (0,001—0,003%) в медно- и серноколчеданных рудах объясняется наличием в них в незначительном количестве рассеянных медно-висмутовых минералов—виттихенита ($3\,Cu_2S \cdot Bi_2S_3$) и эмплектита ($Cu_2S \cdot Bi_2S_3$).

Из приведенной краткой характеристики видно, что различные типы руд колчеданной формации многими общими чертами минерального состава руд и их геохимических особенностей объединяются в единую группу.

Геохимические особенности медноколчеданного оруденения определяются значительной концентрацией в нем меди, подчиненным содержанием цинка и свинца. Типичным и в геохимическом отношении интересным является присутствие в заметном количестве золота, серебра, кадмия, галлия, германия, а также кобальта, молибдена, олова, сурьмы, мышьяка, висмута.

В рудах серноколчеданного типа основными элементами являются сера и железо, к которым в убывающем порядке примешиваются медь, цинк и свинец. Кроме селена и теллура, которые являются ха-

рактерными для данного типа, в рудах в незначительном количестве содержатся также титан, ванадий, кобальт, никель, мышьяк, олово, висмут и др.

Полиметаллический тип оруденения характеризуется значительной концентрацией цинка, подчиненным содержанием свинца и меди. В рудах отмечается повышенное содержание серебра и заметное количество золота и кадмия. Кроме них установлены галлий, германий, кобальт, никель, мышьяк, молибден, иттрий, сурьма. Обращает на себя внимание повышенное содержание стронция в тесной геохимической связи с барием и кальцием.

Таким образом, для перечисленных типов руд характерны почти одни и те же ассоциации элементов. Общность минералого-геохимических черт различных типов руд позволяет колчеданную формацию рассматривать как единый геохимический комплекс.

Геологические условия формирования месторождений, морфология рудных тел, характер изменения вмещающих пород, минералогический состав руд в достаточной мере доказывают, что оруденение этого геохимического комплекса связано с деятельностью гидротермальных растворов.

Некоторое разнообразие руд колчеданной формации, повидимому, связано с изменением во времени химических свойств гидротермальных растворов. Общеизвестно, что эти изменения разнообразны и характер их в деталях пока неясен.

Согласно существующим взглядам (Боуэн, Феннер, Смирнов, Ферсман и др.) изменение состава гидротермальных растворов происходит по следующей схеме: первоначально растворы обладают низкой величиной pH и являются кислыми. По мере продвижения, растворы нейтрализуются окружающими породами (особенно карбонатными) и pH постепенно растет: образуются нейтральные или слабо щелочные растворы. Сульфиды, которые не могли выпадать из кислых растворов, при нейтрализации их выделяются и образуют гидротермальные месторождения свинца, цинка, меди и др. Дольше других элементов в растворах удерживаются ртуть, сурьма и мышьяк, которые выпадают из щелочных растворов.

Изменение характера растворов вызывает не только смену одних рудных минералов другими, но и смену жильных минералов: SiO_2 вытесняется $CaCO_3$ и $FeCO_3$, $BaSO_4$ и др.

В ходе гидротермального процесса намечается уменьшение величины кислородного потенциала: почти весь кислород расходуется в самом начале на образование окислов тяжелых металлов и далее процессы протекают в сероводородной, карбонатной и сульфатной среде.

Для выяснения условий переноса рудообразующего материала (pH растворов) при формировании месторождений колчеданной формации небезынтересно напомнить об экспериментальных данных некоторых исследователей. Алленом и др. [9] доказано, что кислая реакция растворов благоприятствует образованию марказита, а щелочная

реакция способствует возникновению пирита и сфалерита. Позже, Л. Э. Ротман и Е. И. Ефимовой [5] марказит был получен в нейтральных, а пирит или смесь пирита с марказитом—в щелочных растворах.

Таким образом, в обоих случаях экспериментально доказывается, что пирит, сфалерит, может быть и халькопирит, галенит и др. сульфиды образуются в слабо щелочной среде.

Надо полагать, что главная масса колчеданного оруденения рассматриваемой формации также образовалась в результате переноса рудообразующего материала в растворах со слабо щелочной реакцией.

Проведенные нами минералого-геохимические исследования позволяют придти к выводу, что в геохимическом отношении различные типы руд колчеданной формации обнаруживают много общих черт и объединяются в единый геохимический комплекс. В рудах этой формации установлено наличие от 20 до 23 редких и рассеянных элементов, среди которых определенный интерес могут представить селен, теллур, кадмий, галлий и германий.

Минералогические ассоциации различных типов руд и некоторые геохимические их черты говорят о том, что миграция рудоносных растворов и выпадение из них отдельных соединений происходили в условиях постепенного роста величины pH, т. е. в результате образования слабо щелочных или даже щелочных растворов. В этих условиях выделились сульфиды меди, цинка, свинца и др. элементов, которые образовали типичные медно-серноколчеданные и полиметаллические месторождения.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 15 VI 1957 г.

Է. Ա. ԽԱՉԱՏՐՅԱՆ

ՀՅՈՒՍԻՍԱՅԻՆ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԿՈԼՉԵԴԱՆԱՅԻՆ ՅՈՐՄԱՑԻՆԵՐԻ ԳԵՈՔԻՄԻԱՅԻ ՀԱՐՑԵՐ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հյուսիսային Հայաստանի կոլչեդանային և բազմամետաղային հանքանյութերի միներալոգիական կազմի և գեոքիմիական առանձնահատկությունների ուսումնասիրությունները թույլ են տալիս որոշ նոր տվյալներ բերել հանքանյութերում այս կամ այն էլեմենտների տարածման և նրանց գեոքիմիական բնութագրման վերաբերյալ։

Բազմաթիվ սպեկտրալ անալիզների շնորհիվ կոլչեդանային և բազմամետաղային հանքավայրերի հիպոգեն միներալային կոմպլեքսում հայտնաբերվել է 35 էլեմենտ։

Լիտոֆիլ — Mg, Al, Na, K, Ca, Ba, Ti, Be, Zr, Li, Sr, Mn, V, Sn, Y.

Խալկոֆիլ — Fe, Cu, Zn, S, Ga, Ge, Pb, As, Se, Ag, Au, Sb, Cd, Te, Tl, Bi, In.

Սիդերոֆիլ — Ni, Co, Mo.

Ըստ տարածման և գտնվելու ձևի թված էլեմենտները կարելի է բաժանել հետևյալ խմբերի՝

I. էլեմենտներ, որոնք ներկայացված են իրենց սեփական միներալներով՝ S, Fe, Cu, Pb, Zn, Sb, As, Ag, Bi, Sn, Ba, Si, Al, Mg, Ca, Na, K.

Էլեմենտների այս շարքը իր հերթին ստորաբաժանվում է երկու ենթախմբի՝

ա) Գլխավոր էլեմենտներ, որոնք որոշում են կոլչեդանային հանքանյութերի արդյունաբերական արժեքը, Cu *—խալկոպիրիտում,* Fe *և* S *—ծծմբի կոլչեդանում,* Zn *— սֆալերիտում,* Pb *— գալենիտում,* Ba *— բարիտում։*

բ) Երկրորդական էլեմենտներ, Sb *— տետրաէդրիտում,* As *— տեննանտիտում,* Ag *— արգենտիտում,* Bi *— բիսմուտինում, վիտաիխենիտում և էմպլեկտիտում,* Sn *— ստաննինում։*

II. էլեմենտներ, որոնք հանդիպում են տարբեր միներալների բաղադրության մեջ, իզոմորֆ խառնուրդի կամ անհայտ ձևով՝ Ga, Ge, Se, Te, Cd, In, Tl, Y, Be, V.

Ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ կոլչեդանային ֆորմացիայի տարբեր տիպի հանքանյութերը իրենց միներալոգիական կազմի և գեոքիմիական առանձնահատկությունների մի շարք ընդհանուր նշաններով միավորվում են մեկ խմբում։

Կոլչեդանային ֆորմացիայի հանքանյութերի որոշ բազմազանությունն ըստ երևույթին կապված է հիդրոթերմալ լուծույթների քիմիական հատկությունների փոփոխման հետ։ Հանրահայտ է, որ այդ փոփոխությունները շատ բազմազան են և մանրամասնորեն դեռ ուսումնասիրված չեն, քանի որ նրանք կախված են լուծույթների և շրջապատի ապարների փոխազդեցությունից։

Կարելի է ենթադրել, որ կոլչեդանային ֆորմացիայի հանքայնացման գլխավոր մասը առաջացել է թույլ ալկալային լուծույթների կողմից հանք առաջացնող նյութի տեղափոխման հետևանքով, որը բավարար կերպով բացատրվում է Ալլենի և Լ. Ի. Ռոտմանի ու Ե. Ի. Եֆիմովայի կատարած փորձերի տվյալներով։ Այդ փորձերի համաձայն պիրիտը, սֆալերիտը և մի շարք այլ սուլֆիդներ առաջանում են ալկալային լուծույթներում։

Այսպիսով, տարբեր տիպի հանքանյութերի միներալոգիական կազմը և գեոքիմիական որոշ նշանները ցույց են տալիս, որ հանքաբեր լուծույթների միգրացիան և նրանցից առանձին միացությունների անջատումը կատարվել է լուծույթի pH*-ի աստիճանական աճի հետևանքով։ Այդ պայմաններում անջատվել են պղնձի, ցինկի, կապարի և այլ էլեմենտների սուլֆիդները, որոնք առաջացրել են տիպիկ ծծմբա-պղնձակոլչեդանային և բազմամետաղային հանքավայրեր։*

ЛИТЕРАТУРА

1. *Берг. Г.* Геохимия месторождений полезных ископаемых. ОНТИ, 1937.
2. *Гевеши Г.* Химия и геохимия группы титана. „Основные идеи геохимии", вып. II, 1935.
3. *Магакьян И. Г.* Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН Армянской ССР, 1947.
4. *Магакьян И. Г.* Рассеянные и редкоземельные металлы. Изд. АН Армянской ССР, 1957.
5. *Ротман Л. Э.* и *Ефимова Е. И.* К гидротермальному синтезу сульфидов железа и меди. „Труды 3-го совещания по экспериментальной минералогии и петрографии". Изд. АН СССР, 1940.
6. *Степанян О. С.* Ахтальское полиметаллическое месторождение. Изд. АрмФАН, 1938.
7. *Ферсман А. Е.* Геохимия. т. IV. Госхимиздат, 1939.
8. *Хачатурян Э. А.* К минералогии серноколчеданных руд Танзутского и Чибухлинского месторождений Армянской ССР. Известия АН Армянской ССР, т. X, № 3, 1957.
9. *Allen E. T., Grenzhaw I. L a. Merwin H. E* Effect of temperature and acidity in the formation of marcasite (FeS_2) and wurtzite. Amer. Journ. Sci., 38, № 227, 1914.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գեոլոգ. և աշխարհագր. գիտ. սերիա X, № 4, 1957 Серия геологич. и географич. наук

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

И. Г. МАГАКЬЯН, С. С. МКРТЧЯН

ВЗАИМОСВЯЗЬ СТРУКТУРЫ, МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ НА ПРИМЕРЕ МАЛОГО КАВКАЗА*

Малый Кавказ располагается во внутренней зоне Средиземноморской альпийской складчатой системы и одноименного металлогенического пояса, характеризуясь особенностями, присущими этой крупной структуре земной коры.

Тектонические структуры и магматические комплексы Малого Кавказа хорошо прослеживаются на восток в Иран, и на запад в Анатолию и далее на Балканы.

Детальными многолетними исследованиями, проведенными авторами, на территории Армянской ССР и прилежащих к ней частей Грузии и Азербайджана выделено три тектоно-магматических комплекса—Алаверди-Кафанский, Памбак-Зангезурский и Севано-Амасийский, резко отличающихся друг от друга по геологическому строению, истории формирования, магматизму и металлогении.

Отмеченные тектоно-магматические комплексы образуют поясовые зоны. Алаверди-Кафанская зона располагается в северо-восточной части Малого Кавказа, Памбак-Зангезурская непосредственно к юго-западу от нее, а Севано-Амасийская протягивается по границе этих двух зон, частично пересекая первую из них (см. карту).

Во всех трех зонах господствующим является эндогенное (магматогенное) оруденение и отчетливо выражена приуроченность определенных типов месторождений и металлов к отдельным обособленным в пространстве магматическим комплексам.

Рудоносные магматические комплексы разного возраста, состава и фации глубинности формировались в определенные этапы развития отдельных зон и геологическая обстановка их становления обусловливала металлогеническую специализацию с обособлением различных металлов и типов руд, специфичных для каждой зоны.

Алаверди-Кафанская структурная зона и одноименный рудный пояс характеризуются господством мощных вулканогенных (отчасти осадочных) толщ различного возраста: юрского (мощностью до 3 *км*), мелового и третичного (суммарной мощностью до 2—3 *км*) возраста, слагающих широкие пологие складки широтного и общекавказского

* Доклад, представленный XX-ому международному геологическому конгрессу в г. Мехико, в сентябре 1956 г.

I Алаверди-Кафанская зона (колчеданный рудный пояс), II Памбак-Зангезурская зона (мелно-молибденовый рудный пояс), III Севано-Амасийская зона (хромитовый и золого-ртутно-сурьмяно-мышьяковый рудный пояс). 1—Гранитоидные интрузии палеозойскогоо возраста, 2—Альбитофиры и кварцевые порфиры послесреднеюрского возраста, 3—Гранитоиды предсеноманского возраста, 4—Гранитоиды эоценового возраста, 5 Гранитоиды миоценового возраста, 6—Гипербазиты и габбро верхнемелового и эоценового возраста, 7—Олигоценовые и пост олигоценовые вулканогенно-осадочные образования (лавы, туфы, туфобрекчии), 8—Границы структурных зон и рудных поясов.

простирания, непосредственно подстилаемые интенсивно дислоцированными и метаморфизованными породами нижне-палеозойского—докембрийского фундамента,

В этой зоне с нижнего палеозоя до начала юрского времени господствовали геоантиклинальные тенденции развития. Юрские отложения всюду, где вскрыто их основание, лежат на нижнепалеозойском и допалеозойском субстрате. С начала юры зона вступает в стадию

геосинклинального погружения, что сопровождается интенсивным проявлением вулканизма и накоплением мощной толщи вулканогенных и частью осадочных пород.

Этот комплекс пород прорван многочисленными гипабиссальными гранитоидными интрузиями умеренно-кислого состава мелового (предсеноманского) и верхнеэоценового возраста.

Среди интрузивных массивов имеются относительно крупные площадью до 50—100 *кв. км* и многочисленные более мелкие.

В пределах Алавердского и Кафанского рудных районов хорошо представлена также интрузивная фация малых глубин, выраженная небольшими штоками, дайками, лакколитоподобными телами альбитофиров и кварцевых порфиров послесреднеюрского возраста*.

Металлогеническая роль отдельных магматических комплексов резко различна:

С послесреднеюрскими альбитофирами и кварцевыми порфирами очень тесно пространственно, а также и генетически, в смысле общности родоначального очага, связаны колчеданные (медные и полиметаллические с баритом) месторождения Алавердского рудного района (Алаверди, Шамлуг, Ахтала и др.) и Кафанского рудного района (Кафан, Шаумян и др.).

С предсеноманскими гранитоидами генетически тесно связаны сравнительно небольшие контактово-метасоматические и высокотемпературные гидротермальные месторождения железных руд (Цакери-дош и др.), а также небольшие месторождения меди и полиметаллических руд.

Наконец, с очень разнообразными по составу (от гранитов до нефелиновых сиенитов) интрузиями эоценового возраста тесно связаны контактово-метасоматические месторождения железа (Сулагян), медные, полиметаллические, золото-сульфидные и, повидимому, некоторые из серноколчеданных месторождений. Особняком стоят в этой зоне своеобразные эпигенетические месторождения кристаллических пиролюзит-псиломелановых руд (Саригюх, Севкар и др.), связанные с вулканической деятельностью верхнемелового периода.

Из всех отмеченных типов месторождений крупное промышленное значение имеет колчеданный тип, обладающий значительными запасами меди а также цинка, свинца и барита.

Колчеданные руды содержат примеси серебра, золота, кадмия, индия, галлия, германия, таллия.

Перспективны, кроме колчеданных, месторождения железа, золота, некоторые из свинцово-цинковых и марганцовых.

Алаверди-Кафанская структурная зона прослеживается за пределами Армении: в юго-западных районах Азербайджана, южной Грузии и Артвинском округе Турции, слагая единую поясовую зону и

---

* Верхняя граница возраста альбитофиров и кварцевых порфиров недостаточно ясна (верхняя юра-мел?).

охватывая северную дугу всего Малого Кавказа. Здесь характерны те же типы структур, магматизма и металлогении и известны крупные колчеданные месторождения (Кедабек и Чирагидзор в Азербайджане, Маднеули в Грузии, Дзансул и Кварцхана в Артвинском округе Турции) и промышленные железорудные месторождения контактово-метасоматического типа с наложенной кобальтовой минерализацией (Дашкесан в Азербайджане).

Памбак-Зангезурская структурная зона и одноименный рудный пояс четко отделены на юго-востоке от Алаверди-Кафанского (и заложенного в его пределах Севано-Амасийского) Хуступ-Гирратахским разломом типа надвига. К северу эта граница скрывается под покровом постплиоценовых лав и снова намечается довольно отчетливо по южному склону Памбакского хребта, где проходит вдоль Мисханского надвига.

Памбак-Зангезурская зона характеризуется интенсивной складчатостью, развитием палеозойских толщ и интрузий в нижнем структурном ярусе и широким развитием вулканогенных толщ верхнемелового и третичного возраста (эоцен, олигоцен, мио-плиоцен) и квартера в верхнем структурном ярусе.

На отдельных участках зоны, в ядрах крупных антиклиналей, обнажаются интенсивно дислоцированные и метаморфизованные породы кембрия-докембрия, прорванные палеозойскими гранитоидными интрузиями. Этот древний комплекс пород в пределах зоны трансгрессивно перекрыт отложениями различного времени: на юге (в Зангезуре) отложениями верхнего девона, в средней и северо-западной частях—породами верхнего мела и эоцена.

В отличие от Алаверди-Кафанской зоны, Памбак-Зангезурская в течение всей юры и нижнего мела обнаруживала ясно выраженные геоантиклинальные тенденции. Нигде на всем ее протяжении отложений указанного времени не обнаружено. Здесь отмечается и более интенсивная складчатость, охватывающая отложения до верхнего эоцена и олигоцена включительно, сопровождающаяся крупными разрывами типа надвигов.

Весь отмеченный комплекс пород слагает антиклинорий СЗ-ЮВ, общекавказского простирания, прорванный интрузиями гранитоидов миоценового возраста и местами, вдоль наиболее молодых разломов—небольшими экструзиями андезито-дацитов, вероятно, плиоценового возраста.

Ось антиклинория ундулирует на всем протяжении зоны. Она воздымается на юго-востоке, где вскрыты эрозией палеозойские образования, крупные массивы гранитоидов (Мегринский площадью до 1000 *кв. км* и др.) и генетически тесно с ними связанное интенсивное медно-молибденовое оруденение. К северо-западу, в Даралагязе, ось погружается в связи с чем здесь получают развитие породы среднего и верхнего эоцена, прорванные небольшими штокообразными телами гранитоидов. С последними связано полиметаллическое оруде-

нение при очень слабой роли медно-молибденового. Далее, на северо-западе зона скрывается под мощным плащем лав Гегамского (Агманганского) вулканического нагорья и появляется вновь из-под них в бассейне р. Маман, где благодаря воздыманию оси антиклинория, вновь обнажается древний комплекс пород, с перекрывающими их породами верхнего мела и эоцена и массивами гранитоидных пород с промышленным медно-молибденовым оруденением.

В пределах Памбак-Зангезурской зоны крупные промышленные концентрации меди и молибдена, генетически связанные с миоценовыми гранитоидами, и залегающие среди интрузивных массивов, относятся к широко известному общемировому типу прожилково-вкрапленных медно-молибденовых руд; здесь же, в связи с местными структурно-литологическими особенностями, возникают своеобразные типы исключительно богатых брекчиевидных медно-молибденовых руд в раздробленных порфиритах кровли рудоносных массивов, а также скарновые и жильные руды.

В медно-молибденовых рудах содержатся ценные примеси рения, висмута, теллура, селена; присутствуют золото и серебро.

В тесной связи с медно-молибденовым, господствующим в этой зоне типом оруденения, местами на периферии медно-молибденовых рудных полей или вдоль более поздних структур, наложенных на них, развито полиметаллическое оруденение, представленное сравнительно небольшими концентрациями руд.

С полиметаллическими рудами связана в отдельных случаях промышленная концентрация сурьмы в виде антимонита и свинцово-сурьмяных сульфосолей (буланжерита и др.) с примесью иногда ртути и висмута.

С более основными дифференциатами миоценовых интрузий тесно связаны гистеромагматические концентрации апатит-магнетитовых и титаномагнетитовых руд.

Что касается металлогенической роли плиоценовых андезито-дацитов, то она изучена пока слабо; предположительно мы связываем с ними реальгаровое оруденение и ртутно-сурьмяные проявления.

Сходные черты структуры, магматизма и металлогении имеют место за пределами Армении, в Нахичеванской АССР (по западному склону Зангезурского хребта) и в Иранском Карадаге (на юго-восточном продолжении Памбак-Зангезурского антиклинория).

Здесь также широко развиты медно-молибденовые и тесно с ними связанные полиметаллические (содержащие примесь молибдена) месторождения, известны крупные концентрации реальгар-аурипигментовых руд, проявления сурьмы и ртути.

Севано-Амасийская структурная зона и одноименный рудный пояс заложены в верхнемеловое время, частью по границе Алаверди-Кафанской и Памбак-Зангезурской зон, частью в пределах первой из них, пересекая ее под острым углом.

Эта зона характеризуется мощным развитием верхнемеловых и эоценовых отложений, изоклинальной складчатостью с глубинным разломом, вдоль которого в вулканогенно-осадочную толщу верхнего мела внедрялись гипербазиты и габбро верхнемелового (частью эоценового) возраста, образующие гипербазитовый пояс, прослеживающийся далеко за пределами Малого Кавказа. Вдоль этого же разлома, значительно позднее, повидимому в мио-плиоцене, внедрялись небольшие штоки лейкократовых гранитоидов и интрузивных дацитов.

С гипербазитами, особенно тесно с дунитами, связаны промышленные месторождения высококачественных магнохромитовых руд (Шоржа, Джиль и др.), а также проявления платины.

С мио-плиоценовыми гранитоидами и дацитами связаны недавно открытые и пока слабо изученные гидротермальные низкотемпературные месторождения коренного золота (в ассоциации, с теллуром и висмутом), сурьмы, ртути и мышьяка (реальгара).

Такой же характер структур, магматизма и металлогении имеет место на продолжении Севано-Амасийского пояса, с одной стороны на юго-востоке, в соседних районах Азербайджанской ССР (хромитовые месторождения Гейдара и др., реальгар-антимонитовое Деве-бойни, очень вероятно открытие месторождений золота, сурьмы и ртути), с другой стороны на западе—юго-западе, в соседних районах Турции, где известны многочисленные крупные месторождения хромита, месторождения реальгара (Кагызман), сурьмы, проявления ртути и золота.

Для территории Армянской ССР (и Малого Кавказа в целом) выделены следующие магматические циклы и соответствующие им металлогенические эпохи:

1. Палеозойский цикл, представленный, главным образом, гранитами, с которыми связаны проявления золота, касситерита, арсенопирита, висмутина, установленные в шлихах аллювия рек, размывающих древние массивы.

2. Послесреднеюрский цикл, представленный альбитофирами и кварцевыми порфирами, с которыми тесно пространственно и генетически, в смысле общности магматического очага, связаны промышленные месторождения колчеданных руд и полиметаллов с баритом (Алавердский и Кафанский рудные районы).

3. Предсеноманский цикл интрузий гранодиоритов и кварцевых диоритов с контактово-метасоматическим железорудным оруденением и наложенной местами на железорудные скарны гидротермальной кобальтовой минерализацией (Кохпский, Дашкесанский и др. рудные районы Алаверди-Кафанского пояса).

4. Верхнемеловой-эоценовый магматический цикл, представленный следующими различными комплексами:

а) верхнемеловыми и эоценовыми гипербазитами Севано-Амасийского рудного поса с хромитовым оруденением;

б) верхнемеловыми экструзиями и эффузивами порфиритового

состава, с корнями которых мы связываем эпигенетическое низкотемпературное марганцовое оруденение;

в) верхнеэоценовыми гранодиоритами, кварцевыми диоритами, монцонитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, с которыми связаны сравнительно небольшие месторождения меди, полиметаллов, железа, золота и серного колчедана.

Первый комплекс приурочен исключительно к Севано-Амасийской зоне (к глубинному разлому), второй и третий—к Алаверди—Кафанской зоне.

5. Миоценовый магматический цикл, представленный широко развитыми в пределах Памбак-Зангезурской зоны, и особенно в ее юго-восточной части, интрузиями гранитов, гранодиоритов, монцонитов и их более основных дифференциатов.

С интрузивами этого цикла, теснее всего с наиболее кислыми и молодыми фазами внедрения их, часто в пространственной связи с сериями даек гранодиорит-порфиров, вдоль зон дробления и разломов СЗ и СВ простирания, ассоциируют крупные промышленные месторождения медно-молибденовых руд, а также месторождения полиметаллических руд и сурьмы. С ранними габбро-пироксенитовыми фазами внедрения тесно связаны гистеромагматические месторождения титано-магнетитовых и магнетит-апатитовых руд.

6. Мио-плиоценовый магматический цикл, представленный кислыми гранитоидами и интрузивными андезито-дацитами, приуроченными к Севано-Амасийской структурной зоне (где они внедряются вдоль молодых структур, наложенных на глубинный разлом, контролирующий гипербазитовый пояс), а также к Памбак-Зангезурской зоне (вдоль наиболее молодых структур).

С этим циклом мы связываем низкотемпературные гидротермальные месторождения золота (с теллуром и висмутом), сурьмы, ртути и мышьяка (реальгара).

Таким образом, совершенно отчетливо выявляется специфика металлогении каждого магматического цикла; с другой стороны, так как магматические комплексы этих циклов территориально обособляются и характерны для отдельных структурных зон, отражая закономерности их развития, становится понятной специфика металлогении отдельных структурных зон и одноименных рудных поясов.

Действительно, послесреднеюрский цикл приповерхностных интрузий альбитофиров и кварцевых порфиров проявился, например, только в пределах Алаверди-Кафанской зоны, в связи с чем колчеданное оруденение локализовано в одноименном рудном поясе.

Миоценовые гранитоиды, с которыми генетически тесно связано медно-молибденовое оруденение, локализованы в пределах Памбак-Зангезурской структурной зоны и именно здесь, и только здесь, обособляется богатейший медно-молибденовый рудный пояс.

Наконец, интрузивные андезито-дациты, вероятно плиоценового возраста, приурочены к наиболее молодым разломам, контролирую-

щим в пределах Севано-Амасийского и отчасти Памбак-Зангезурского рудных поясов локализацию низкотемпературных гидротермальных месторождений мышьяковых (реальгар-аурипигментовых), сурьмяно-ртутных и золоторудных (с висмутом и теллуром) месторождений.

Существенно отметить также, что в пределах каждого рудного пояса возникают определенные и главные для данного пояса рудные формации (минералогические ассоциации), образование которых связано с отдельными металлоносными магматическими комплексами и обусловлено геологической (структурно-литологической) обстановкой, средой рудообразования, которая активно взаимодействует с металлоносными очагами и растворами.

Так, Алаверди-Кафанский рудный пояс характеризуется господством меди в колчеданном типе месторождений, представляющих метасоматические штоки и линзы, реже штокверковые зоны оруденения и серии жил среди вулканогенных пород среднеюрского (в Армении и Азербайджане) и мелового (в Грузии и Турции) возраста; Севано-Амасийский пояс характеризуется хромитовым оруденением среди гипербазитов, и золото-ртутно-сурьмяным вдоль разломов вулканогенно-осадочных пород; для Памбак—Зангезурского пояса одним из ведущих металлов является опять-таки медь, но уже в тесной ассоциации с молибденом, (который почти совершенно отсутствует в первых двух поясах), в прожилково-вкрапленных рудах внутри интрузивных массивов и частью в экзоконтактовых зонах пород кровли.

Специфика местных условий (особенности литологии и структуры) приводит к возникновению внутри отдельных рудных поясов различных типов руд в пределах месторождений одной и той же формации: скарновых и жильных руд железа; штоков, жил и штокверковых зон колчеданных руд; прожилково-вкрапленных, брекчиевидных, скарновых и жильных медно-молибденовых; жильных и пластовых полиметаллических; жильных, брекчиевидных и пластовых марганцовых руд, образование которых находится в прямой зависимости от литологии и структуры отдельных участков месторождений.

Обоснование большим фактическим материалом тесной и закономерной взаимосвязи типов структур, магматизма и металлогении, с выделением на этой основе рудных поясов, обладающих спецификой оруденения, позволило организовать в пределах Малого Кавказа целеустремленные, увенчавшиеся успехом, поиски и разведку отдельных рудных формаций в связи с определенными магматическими комплексами и в благоприятной для концентрации металлов геологической (структурно-литологической) обстановке.

Задача дальнейших работ—детализировать выявленные общие закономерности в распределении оруденения в пределах каждой рудной зоны и отдельных рудных полей, установить условия и факторы, благоприятствующие локализации промышленных концентраций металлов.

Выделенные рудные пояса Малого Кавказа, четко разграниченные нарушениями регионального характера, по имеющимся литературным данным, также намечаются в прилежащих областях внутренней зоны Средиземноморской складчатой системы в Иране, Турции и на Балканах, где в сходной с описанной геологической обстановке широко развиты главные и для Малого Кавказа типы месторождений: колчеданный, медно-молибденовый, полиметаллический, скарновый (железорудный), а также низкотемпературные гидротермальные марганцовые, золоторудные и ртутно-сурьмяно-мышьяковые месторождения.

Подобными же типами структур и магматических комплексов и сходной с описанной нами металлогенией характеризуется внутренняя зона обширной Тихоокеанской складчатой системы, опоясывающей Тихий океан и охватывающей побережье обеих Америк, Камчатку и островные дуги Азиатского материка. И здесь широко развиты те же главнейшие типы месторождений: колчеданный (Шаста-Каунти в США, Серро-де Паско в Перу, месторождения Японии и др.), медно-молибденовый (Бингём в США, Кананеа в Мексике, Чиквикамата в Чили) и другие.

Таким образом, установленные закономерные связи определенных типов месторождений с характерными тектоно-магматическими комплексами имеют, по-видимому, и более общий характер, отражая общую тенденцию развития внутренних зон мезо-кайнозойских складчатых систем, опоясывающих земной шар.

Институт Геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 5 IX 1957 г.

Հ. Գ. ՄԱՂԱԽՅԱՆ, Ս. Ա. ՄԿՐՏՉՅԱՆ

ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՆԵՐԻ, ՄԱԳՄԱՏԻԶՄԻ ԵՎ ՄԵՏԱԼՈԳԵՆԻԱՅԻ ՓՈԽԱԴԱՐՁ ԿԱՊԸ ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Փոքր Կովկասն իրենից ներկայացնում է ալպիական միջերկրածովային ծալքավոր գոտու և համանուն մետալոգենիկ մարզի ներքին գոնայի մի մասը։

Հեղինակների կատարած մանրամասն ուսումնասիրությունների համաձայն Փոքր Կովկասի սահմաններում անջատվում են երեք տեկտոնա-մագմատիկ կոմպլեքսներ, որոնք իրարից տարբերվելով ստրուկտուրային, մագմատիկ ու մետալոգենիկ առանձնահատկություններով, առաջացնում են գոտիների ձգվող գոնաներ։

Յուրաքանչյուր գոնայի զարգացման որոշակի էտապներում առաջացել են էնդոգեն հանքավայրերի կոմպլեքսներ, որոնք տարբերվում են իրարից հասակով, կազմով և խորությամբ, ընդ որում հանքավայրերի առաջացման գեոլոգիական գործոնները առանձին գոնաներում տարբեր տիպի հանքավայրերի անջատումով պայմանավորել են մետալոգենիայի ուրույնությունը։

Առաջին՝ Ա լ ա վ ե ր դ ի - Ղ ա փ ա ն ի փոքրաթիվ ծալքավոր գոնան կազ-

մված է յուրայից մինչև էոցենի հասակի հրաբխածին-նստվածքային ապարների կոմպլեքսից, որը հատված է կավճի և վերին էոցենի գրանիտոիդային հիպաբիսալ ինտրուզիվներով, ինչպես նաև հետմիջին-յուրայի (մինչև կավիճ-էոցեն) հասակի ալբիտոֆիրների ու կվարցային պորֆիրների մերձմակերեսային փոքր ինտրուզիվներով (սիլլեր, դայկաներ, մանր լակկոլիտներ)։

Հիպաբիսալ գրանիտոիդների հետ կապված են երկաթի սկառնային հանքավայրեր. վերջիններիի վրա տեղ-տեղ վերադրված են կոբալտի և պղնձի բազմամետաղային հիդրոթերմալ հանքանյութեր։ Ալբիտոֆիրների և կվարցային պորֆիրների հետ տարածականորեն և գենետիկորեն (սկզբնական օջախի ընդհանրության իմաստով) սերտ կապված են կոլչեդանային հանքանյութերի արդյունաբերական հանքավայրեր (ծծմբի կոլչեդան, պղնձի, ցինկի, կապարի միներալներ, ինչպես նաև բարիտ ու հիպոգեն գիպս)։

Երկրորդ՝ Սևան-Ամասիայի իզոկլինալ ծալքավորման գոնան կազմված է կավճի հասակի հրաբխածին-նստվածքային ապարների կոմպլեքսից, որը ջարդված է խորքային խզումով։ Խզման երկայնքով ներդրվել են կավճի հասակի հիպերբազիտներ քրոմիտի արդյունաբերական կուտակումներով։ Ավելի ուշ, խորքային խզման վրա վերադրված երիտասարդ միո-պլիոցենյան գրանիտոիդների հետ ըստ հեղինակների կապված են ոսկու (բիսմուտ և տելուր պարունակող), ծարիրի, անդիկի և մկնդեղի (ռեալգարի) ցածր ջերմաստիճանային հիդրոթերմալ հանքավայրեր։

Երրորդ՝ Փամբակ-Զանգեզուրի գոնան ներկայացնում է խոշոր անտիկլինորիում, որի միջուկում տեղադրված են պալեոզոյան ապարները, իսկ թևերում՝ երրորդական հասակի հրաբխածին նստվածքները՝ հատված միոցենի հասակի գրանիտոիդներով. վերջիններիի հետ սերտորեն կապված են արդյունաբերական կարևոր և մեծ նշանակություն ունեցող երակիկացանավոր տիպի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրեր, որոնք նման են Բինհեմ (ԱՄՆ), Կանաննա (Մեքսիկա) և ուրիշ հանքավայրերին։

Վերը նշված տարբեր տիպի հանքայնացման տարածական բաշխման օրինաչափությունները օգնել են մետալոգենիկ և պրոգնոզային քարտեզներ կազմելու գործին ու նպաստել նպատակասլաց որոնման աշխատանքների կազմակերպմանը, որոնց շնորհիվ հայտնաբերվել են մի շարք նոր տիպի արդյունաբերական հանքավայրեր։

Փոքր Կովկասի սահմաններում մետալոգենիայի ուրույն բնույթով արտահայտված հանքային գոնաները ռեգիոնալ տեկտոնական ստրուկտուրաների շնորհիվ պարզորոշ կերպով առանձնանում են իրարից և ձգվում դեպի միջնակրածովային ծալքավոր սիստեմի հարևան մարզերը՝ Իրան, Թուրքիա և Բալկաններ։

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գեոլոգ. և աշխարհագր. գիտ. սերիա X, № 4, 1957 Серия геологич. и географич. наук.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

С. С. ВАНЮШИН

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ШТОКВЕРКОВ В КАФАНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

Введение

В Кафанском рудном поле Армянской ССР, известном своим классически выраженным типом жильного оруденения, в последние 10—15 лет рудничной разведкой были выявлены крупные участки прожилково-вкрапленного оруденения штокверкового характера, запасы руды в которых в настоящее время заключают более 80% общих запасов Кафанского месторождения и являются основной сырьевой базой Зангезурского рудоуправления Совнархоза Армении.

В статье освещаются некоторые закономерности образования двух наиболее крупных участков прожилково-вкрапленного оруденения Кафанского рудного поля, основанные на фактическом материале собранном автором за время руководства разведочными работами на месторождении в 1941—1951 гг. и дальнейшего изучения его в последующие годы.

Краткая геолого-минералогическая характеристика рудного поля

Кафанское рудное поле, сложенное вулканогенно-осадочными породами юры общей мощностью более 2000 метров, представлено двадцатью тремя рудными участками, размерами в 0,1—0,5 *кв. км* каждый, разбросанными на площади в 30—35 *кв. км*, в интервале абсолютных отметок от 800 *м* до 1350 *метров*. Эти участки вмещают обычно от 2—10 до 45—87 рудных жил с зонами прожилково-вкрапленного оруденения, и будучи структурно-геологически и пространственно обособлены друг от друга, фактически являются отдельными месторождениями. Всего во всех участках, к настоящему времени, известно 350 преимущественно слепых рудных жил и примерно 14 слепых штокверков, из которых около половины жил и 4 штокверка являлись промышленными и разрабатывались отдельными рудниками в разное время с середины прошлого века до настоящего времени. В 1957 году в эксплоатации находится 17 жил и 2 штокверка.

Геология и структура месторождения впервые были описаны в 1934—1936 гг. В Г. Грушевым, М. П. Русаковым [1] и В. Н. Котля-

ром [2], их материалы нами пополнены на основе новых данных, накопленных за последние 15 лет.

Основной структурной единицей района месторождения является крупная Кафанская антиклиналь общекавказского простирания, в приосевой части которой, на восточном крыле брахиантиклинального раздува ее, и располагается Кафанское медное месторождение. На пологих крыльях антиклинали, и особенно на восточном ее крыле развит ряд разрывных нарушений СВ, СЗ, меридионального и широтного простирания, образовавших первичную структурную решетку дорудных разломов, определившую участки локализации оруденения.

Структурный контроль оруденения в рудном поле проявляется весьма четко в пространственной связи всех указанных выше рудоносных участков с крупными дорудными разломами. Из 23 рудоносных участков месторождения 19 участков залегают в лежачем и висячем крыльях дорудных разломов и только четыре в структурах так называемых „экранирующих крыш", представляющих собою комбинацию из плоскостей двух или трех взаимно пересекающихся вверху разломов.

Все рудные участки месторождения по типу контролирующих их структур, нами объединяются в следующие четыре группы (две из которых заимствованы из классификации Ф. И. Вольфсона) [3]:

1. Рудные участки, расположенные в районах изгибов крупных тектонических нарушений.

2. Рудные участки залегающие в замкнутых структурах экранирующих крыш.

3. Рудные участки, прилегающие непосредственно к крупным тектоническим нарушениям и залегающие в сопряженных с ними трещинных зонах.

4. Рудные участки несколько удаленные от крупных тектонических нарушений, залегающие на площадях развития боковых тектонических швов, оперяющих главные нарушения.

Все крупные разломы сопровождаются сопряженными с ними зонами трещиноватости, развивающимися локально—в блоках подвергшихся наибольшему напряжению. При удалении от разломов на 150—200 метров, в поперечном к ним направлении, трещиноватость резко уменьшается, а затем и целиком прекращается, в связи с полной разрядкой принятого данным блоком механического напряжения. Оруденение в основном приурочено к рудовмещающим полостям в участках повышенной трещиноватости и развивается в пределах полосы вышеуказанной ширины вдоль разломов. Данная основная закономерность локализации оруденения в Кафанском рудном поле впервые была установлена нами в 1945—1947 гг. и подтверждена всей дальнейшей практикой разведки месторождения за последние 10 лет, обеспечивая ежегодно нахождение новых слепых рудных тел.

Структурный контроль оруденения в рудных участках проявляется также в резко выраженном склонении отдельных рудных жил,

штокверков и целых участков (рудник № 6) под главные контролирующие их разломы.

Отмечается контролирующая роль дорудных даек кварцпорфира в отношении распределения оруденения в рудном поле Кафана, проявляющаяся в пространственной и парагенетической связи с дайками следующих рудных участков: рудников №№ 6, 7—10, Хрда, Барабатум и старых рудников Хазна, Гюней, Норашеник, Арчадзор и Хлатаг.

Общие черты металлогении Кафанского рудного района описаны в работе И. Г. Магакьяна и С. С. Мкртчяна, нами здесь приводятся новые данные, пополняющие материалы вышеуказанных авторов.

Медная минерализация в районе строго стратифицирована, будучи приурочена исключительно к нижне-юрским и средне-юрским породам, только самая последняя безрудная стадия его выражена кальцитовыми, кварц-флюоритовыми и опало-халцедоновыми жилами, секущими верхне-юрские туфоконгломераты и туфобрекчии.

Минеральный состав первичных медных руд во всех рудных участках, кроме одного, исключительно прост и представлен двумя рудообразующими сульфидами—халькопиритом и пиритом, с незначительной примесью борнита, теннантита, сфалерита, реже марказита и других минералов. В полиметаллических месторождениях (Шаумян, Барабатум) главными минералами в верхних горизонтах жил являются галенит, сфалерит, пирит и халькопирит; с глубиной количество галенита, а потом и сфалерита, уменьшается при одновременном увеличении в руде содержания халькопирита и пирита. Нерудные минералы представлены в основном кварцем и, в ничтожном количестве кальцитом, гипсом, каолинитом, а в полиметаллических участках еще и флюоритом. На юго-восточом фланге рудника № 6 отмечена совершенно отличная от других участков рудная формация, в которой развиты гипогенные пирит-халькозин-борнит-энаргитовые руды с незначительными количествами халькопирита, теннантита и ковеллина. В верхних горизонтах присутствует также сфалерит.

Формирование рудных тел месторождения происходило в условиях низких до средних температур (100—275°), на глубине 200—700 метров от поверхности.

Заполнение рудовмещающих трещинных структур происходило в течение единого рудного процесса, подразделяемого на несколько стадий с пульсационным характером поступления в них растворов, с привносом и выносом веществ, при взаимодействии рудообразующих растворов с вмещающими породами. Главная масса меди в Кафанском месторождении была выделена в основную рудную стадию—именуемую нами медной, отложившей в большей части рудных участков руды халькопирит-пиритовой формации, с резким преобладанием в них халькопирита. Теннантит и энаргит в этих рудах весьма редки и являются более поздними. Значительно меньшая часть меди отложена в

следующую стадию рудоотложения, именуемую медно-мышьяковой, в которую были отложены руды пирит-халькозин-энаргитовой формации с примесью теннантита. Данной стадии предшествовало трещинообразование в узко локализованных участках и в частности в зоне развитой вдоль гипсового разлома в руднике № 6. Для этой стадии характерно широкое участие коллоидных растворов сильно обогащенных медью и серой и бедных железом, что при наличии повышенного кислородного потенциала растворов обусловило отложение богатых медью первичных минералов: халькозина, энаргита, борнита и ковеллина вместе с пиритом и незначительным количеством халькопирита, выделившегося позже всех других минералов.

В третью стадию минерализации—именуемую цинковой, были отложены руды полиметаллического состава в рудниках им. Шаумяна, Барабатум, Чинар, Норашеник и др., представленные преимущественно сфалеритом, халькопиритом и пиритом, с небольшим количеством галенита и теннантита в верхних горизонтах рудных жил (обычно почти нацело эродированных) с примесью тетрадимита, алтаита, золота и серебра.

В рудах этой стадии отмечены в основном массивные и симметрично-полосчатые текстуры грубозернистого строения, без признаков участия коллоидных растворов в их образовании.

Геохимические особенности Кафанского рудного поля характеризуются: 1) весьма высоким содержанием меди в жильной массе, в связи с выполнением трещин колчеданными рудами массивной текстуры, с преобладанием в них халькопирита; 2) почти полным отсутствием в рудах молибдена; 3) привносом в процессе дорудного гидротермального метаморфизма вмещающих пород—железа, магния и воды и выносом из них кремния, алюминия, кальция, натрия и калия.

Генезис рудопроявлений района автор, в согласии с большинством исследователей его, склонен связывать парагенетически с субвулканическими интрузиями кварцевых порфиров, считая источником оруденения глубинный магматический очаг породивший экструзии кварцпорфиров; последние в виду их малого объема сами не могли быть источником столь интенсивно развитого оруденения.

По общему комплексу характерных признаков условий образования, Кафанское рудное поле относится к типу гидротермальных—переходных от среднетемпературных к низкотемпературным месторождений малых глубин.

Прожилково-вкрапленное оруденение

Участки с прожилково-вкрапленным оруденением в Кафанском рудном поле впервые начали разрабатываться еще в середине второй половины прошлого века в руднике Гаврил-Магара (верхние горизонты штокверка рудника № 7—10), в рудниках Мецмагара, Беюк, Пача и Саралых. Однако после открытия богатых жильных руд все эти участки, за исключением рудника № 7—10, перестали эксплоатироваться с начала XX века.

После национализации Кафанских рудников и их частичной реконструкции вся добыча медных руд с 1929 г. по 1942 г. велась исключительно на жильных объектах и лишь с 1943—1944 гг. в рудниках № 7—10 и № 6 начали разрабатывать штокверковые руды пирит-халькопиритовой формации, а с 1953—1954 гг. руды халькозин-борнит-энаргитовой формации в восточной зоне прожилково-вкрапленного оруденения рудника № 6. Возможность наличия здесь промышленных руд прожилкового типа отмечали В. Н. Котляр и Ф. В. Шутлив, а после их открытия они описывались Б. С. Вартапетяном [4] и С. С. Ванюшиным.

В настоящее время в Кафанском рудном поле известно 14 участков с проявлением прожилкового и вкрапленного оруденения различного минерального состава, масштаба и промышленного значения. Из них 6 участков находятся в старых, теперь недоступных, рудниках (им. Шаумяна, Саралых, Пагалты, Беюк, Харлампий и Пача), частично осмотренных автором в 1942—1944 гг. Остальные 8 участков расположены в ныне действующих рудниках №№ 1—2, 6 и 7—10. Объем статьи не позволяет нам дать хотя бы краткую характеристику всех вскрытых зон с вкрапленным и прожилковым оруденением, поэтому мы ограничиваемся описанием двух наиболее типичных и крупных из них.

Штокверк рудника № 7—10

Рудник № 7—10 находится на северо-западном фланге Кафанского месторождения на южном склоне горы Сааддаш, в месте ответвления от нее Сааддашского хребта. В геологическом строении участка принимают участие преимущественно туфогенно-осадочные породы средней и верхней юры представленные (сверху вниз): 1) туфобрекчиями, туфоконгломератами, грубозернистыми туфами и туфопесчаниками—верхней юры, общей мощностью 200—240 *м*; 2) ангидрито-гипсовой толщей, туфопесчаниками, туфами, туфоконгломератами, плагиоклазовыми и кварцплагиоклазовыми порфиритами и туфобрекчиями—средней юры, общей мощностью 300—320 *м*; и 3) эпидотизированными брекчиевидными и мандельштейновыми порфиритами—нижней юры.

Верхнеюрские породы и две верхние свиты среднеюрских пород развиты только на восточном фланге рудника за восточно-сааддашским разломом. Нижнеюрские породы слагают ядро Кафанской антиклинали и вероятно западный фланг рудника на уровне гор 810 метров.

Туфогенно-осадочные породы средней юры на западном фланге рудника прорваны дорудной дайкой интрузивного кварцпорфира доверхнеюрского возраста, а на восточном фланге субвулканическими интрузиями альбитофира верхнеюрского возраста и дайками габбро-диорита и диабаза мелового возраста.

Структура рудного участка. Участок залегает в тектоническом блоке деформированных пород расположенном на восточном крыле

Кафанской антиклинали ССЗ простирания, разбитой двумя разрывными нарушениями, простирающимися параллельно оси складки в северо-западном направлении. Эти разломы контролируют оруденение участка.

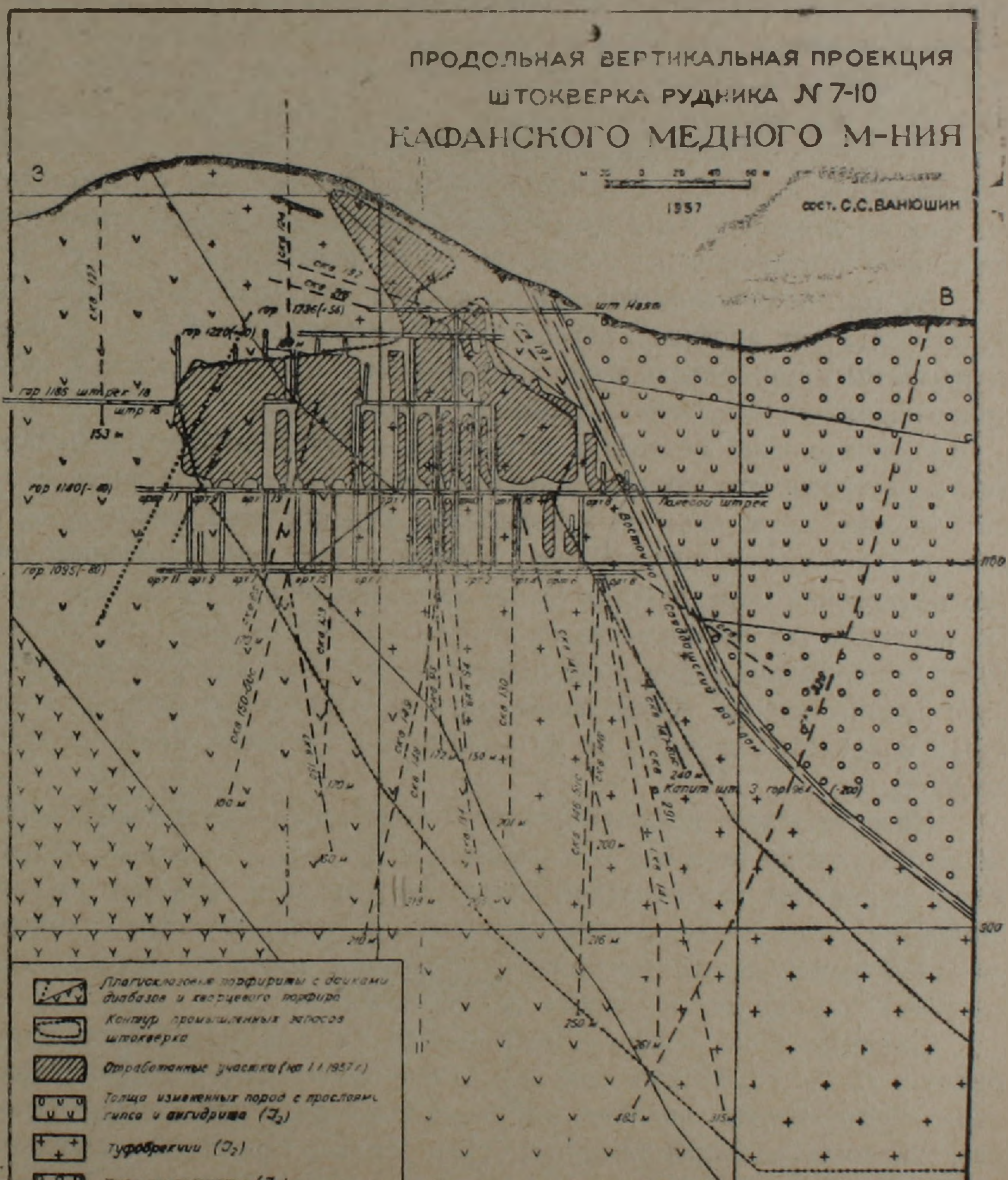
Наиболее крупным из них является восточно-саяддашский разлом взбросо-сдвигового характера; у восточной оконечности штокверка он резко меняет свое простирание с северо-западного на меридиональное и падение с северо-восточного на восточное. Разлом прослежен горными выработками рудника на пяти горизонтах, а на поверхности от устья капитальной штольни № 2 на 0,5 *км* севернее села Башкенд. Зона разлома всюду представлена полосой рассланцованных, перемятых и огипсованных пород. Мощность его на верхних горизонтах равна 13—15 метров, а на горизонте капитальной штольни № 3 всего 5 метров. Разлом дорудный, но по нему имели место пострудные подвижки, он ограничивает рудное поле с востока и обусловливает восточное склонение рудного тела штокверка. Менее изученным разломом является Западно-Саяддашский ограничивающий рудное поле рудника с запада. Он имеет северо-западное простирание (310°), падает на ЮЗ под углами 60—80° и хорошо фиксируется в нижней штольне Хаджи и на горе Саяддаш, сложенной альбитофирами.

По этим разломам с запада и востока на блок рудного поля были надвинуты прилегающие участки месторождения, сложенные теми же вулканогенными породами, среди которых на восточном крыле развита ангидритовая толща мощностью 65—70 метров. В результате возникших тектонических напряжений рудный блок, расположенный в лежачих блоках разломов локально подвергся слабому дроблению, с образованием двух систем мелких трещин широтного направления, сопряженных на западе только с западно-саяддашским разломом, а на востоке только с восточно-саяддашским разломом. На участке резкого изгиба последнего в рудном блоке образовалась сопряженная с разломом сколовая зона дробления, в виде системы мелких параллельных, кулисообразно расположенных трещин, северо-восточного простирания падающих на юго-восток. Установленная нами схема формирования структуры участка рудника № 7—10, вопреки мнению Б. С. Вартапетяна [4], лишает возможности считать его залегающим в структуре экранирующей крыши.

Медная минерализация в руднике морфологически представлена жильным и штокверковым типом оруденения. На всей площади участка протяжением до 1 *км* известно около 40 небольших жил и 1 крупный штокверк; 33 жилы находятся южнее штокверка и не имеют связи с последним, 7 жил располагаются севернее штокверка, залегая в сопряженных с ним трещинах, со встречным штокверку южным падением. Промышленное значение имели только 12 жил, из них лишь одна жила № 5-сев. разрабатывается в настоящее время на северном фланге штокверка, а остальные жилы эксплоатировались до 1943 года на южном фланге рудника.

Зона прожилково-вкрапленного оруденения в руднике № 7—10 представлена крупным, линзовидной формы телом, широтного простирания (270°) и северного падения (70—80°), с размерами: в длину 200—220 *м*, по мощности 10—15 метров и по вертикали 470—550 метров. Рудная минерализация выполняет участок дробления, образовавшийся в лежащем боку восточно-сааддашского разлома (аз. 320°), сложенный туфобрекчиями и кварцево-плагиоклазовыми порфиритами средней юры, прорванными на западном фланге его дайками кварцевого порфира и диабаза (фиг. 1).

Минерализация зоны выражена серией параллельных, коротких, непостоянных по мощности, простиранию (230—240°) и падению жил



Фиг. 1.

и прожилков халькопиритового, пирит-халькопиритового и кварцевого (с вкрапленностью сульфидов) состава, сопровождаемых гнездами и вкрапленниками тех же минералов, располагающихся между ними во вмещающих породах. Жилы и прожилки обычно имеют протяженность 15—25 метров и залегают под углом 45° к простиранию рудного тела, с падением их на юго-восток под углами 50—60°. По падению и простиранию жилы и прожилки кулисообразно сменяют друг друга. В центральной обогащенной части рудоносного участка, на горизонтах 1186, 1140 и 1095 были встречены кулисообразно залегающие короткие (15—25 метров) линзы сплошного халькопирита массивной текстуры, мощностью до 1,0—1,5 *м*, протягивающиеся по падению на 25—35 метров и имеющие аналогичное всей системе прожилков падение и простирание. Комплекс морфологических элементов характерных для участка прожилково-вкрапленного оруденения рудника № 7—10 позволяет отнести его к типу штокверковых залежей.

В верхних горизонтах штокверка в висячем боку его по трещинам оперения от него отходит ряд самостоятельных жил с обратным—южным падением—в этом проявляется взаимосвязь между этими двумя типами оруденения в руднике № 7—10 (фиг. 2).

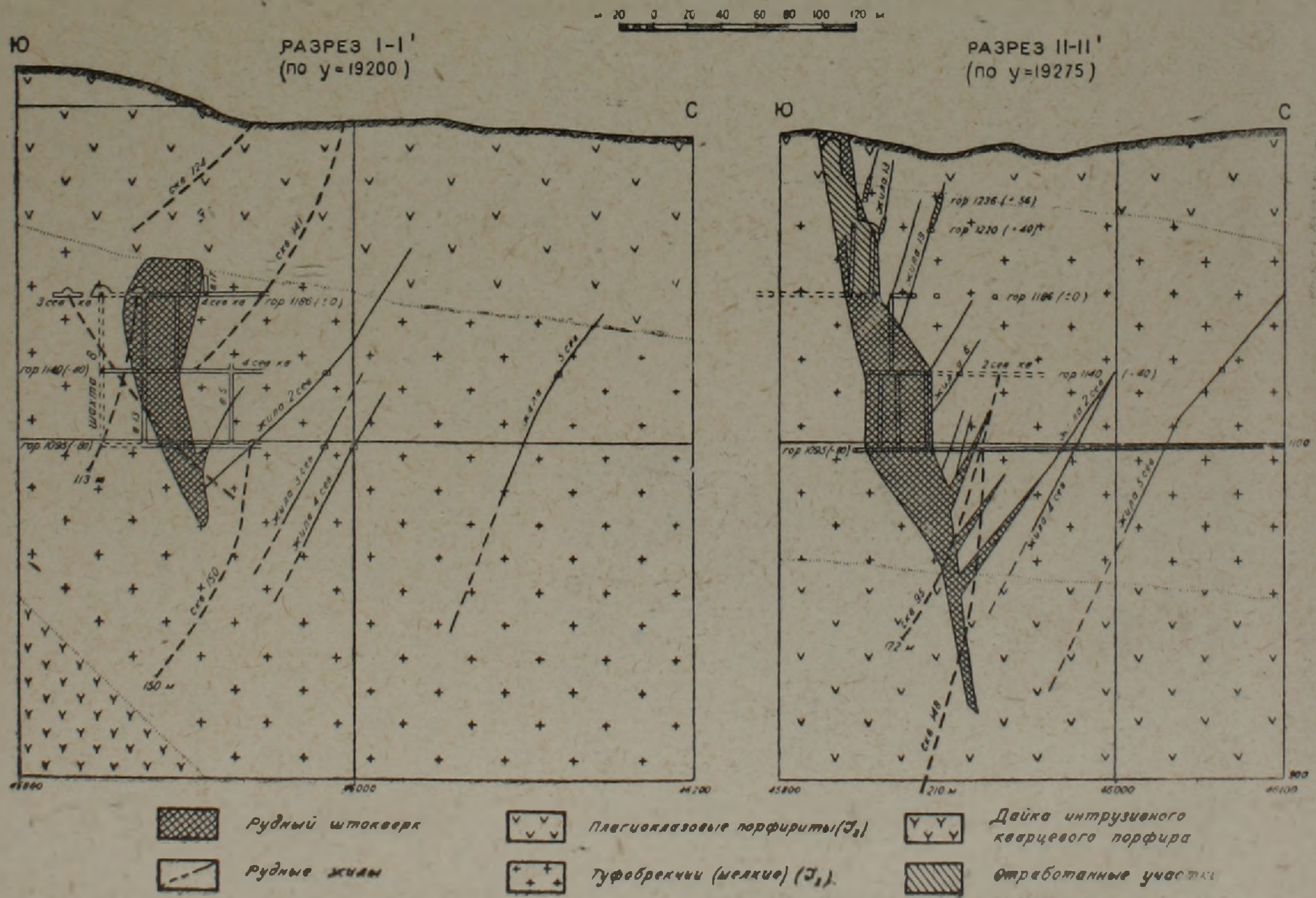
На гор. 1095 вдоль восточного фланга штокверка в висячем боку его залегает апофиза, пересеченная ортами №№ 0, 2, 4 и 6-ым штреком по простиранию, выше горизонта она переходит в жилу, ниже продолжение ее встречено буровыми скважинами.

Распределение металла в штокверке в горизонтальном направлении характеризуется обогащенностью медью центральной части его с постепенным снижением ее к периферии рудного тела, как по простиранию, так и вкрест простирания, в связи с чем промышленный контур оруденения определяется по данным химических анализов проб. По вертикали от поверхности на глубину до 400 метров, по данным горных и буровых работ, наблюдается та-же самая картина обогащенного рудного столба. Содержание меди по отдельным блокам штокверка колеблется от 0,5% до 4,0—7,0%, а в рядовой руде от 0,7% до 2,5%.

Интересен факт исключительного однообразия минерального состава штокверка по падению и простиранию во всех скважинах. Проявлений первичной вертикальной зональности по всей глубине рудного столба не наблюдается; нельзя подметить и литологического контроля—оруденение одинаково развито в плагиоклазовых, кварц-плагиоклазовых порфиритах и мелких туфобрекчиях.

Специфической чертой минерального состава штокверковых руд рудника № 7—10, отличающей его от других рудных участков Кафанского рудного поля, является полное отсутствие в нем колломорфной разновидности халькопирита, наиболее сильно развитой в руднике № 6 и в меньшей степени в других рудниках. В руднике № 7—10 только в жиле № 5-сев., мощностью 0,7—1,8 метра, сопряженной со штокверком, автором наблюдались довольно крупные гнезда и линзы

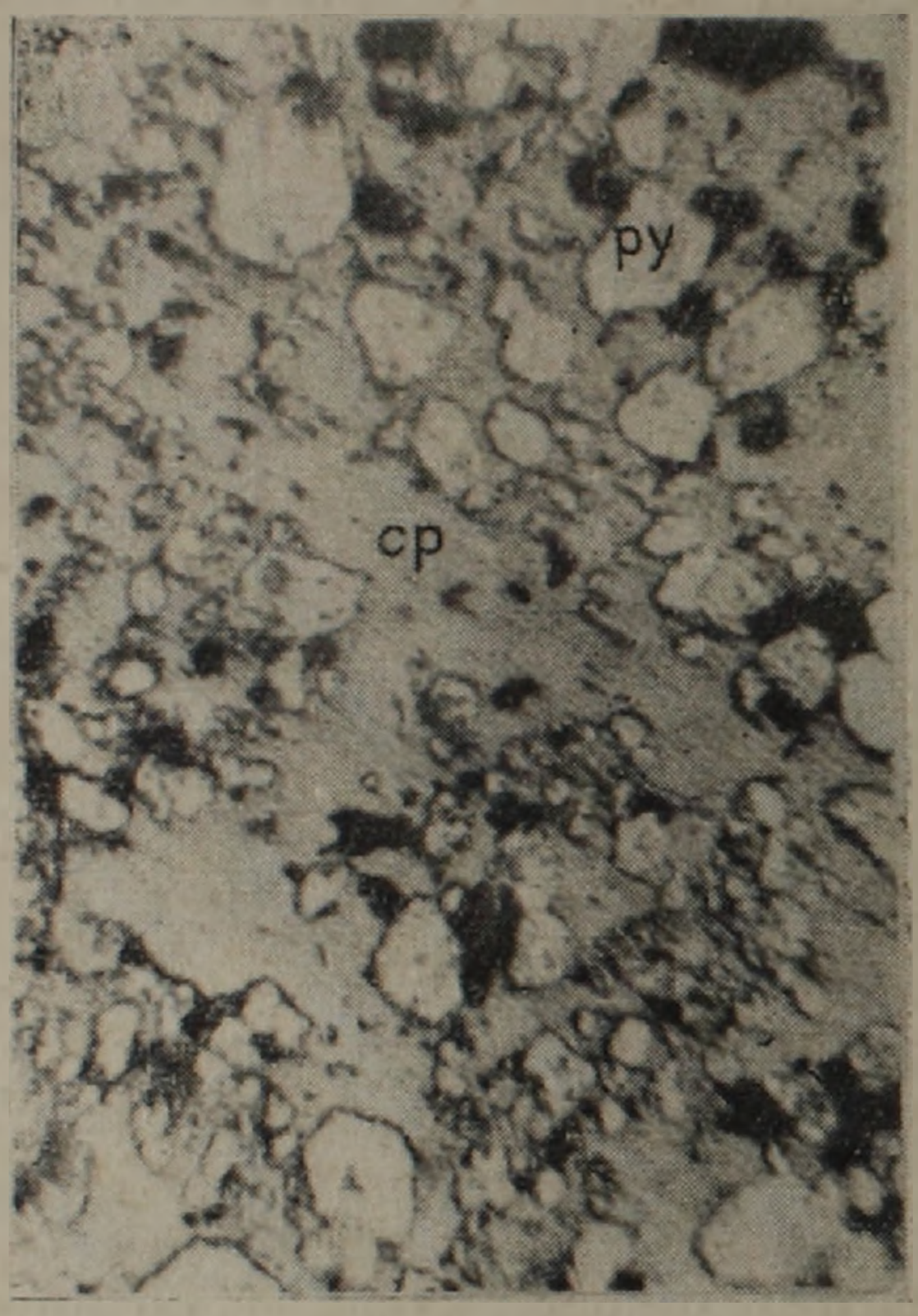
ПОПЕРЕЧНЫЕ РАЗРЕЗЫ ШТОКВЕРКА РУДНИКА №7-10



Фиг. 2.

халькопирита колломорфной текстуры, с микроскопически мелкой вкрапленностью кристаллического пирита (фиг. 3).

Минеральный состав гипогенных руд штокверка исключительно прост и ограничивается двумя рудообразующими сульфидами—халькопиритом и пиритом, нескольких генераций. Количественные соотношения обоих минералов примерно равны, но непостоянны, давая переменное преобладание то одного то другого из них. Нерудные минералы представлены в основном кварцем нескольких генераций, с незначительным количеством кальцита, гипса и каолинита.



Фиг. 3. Катакластическая структура. Раздробленный кристаллический пирит в колломорфном халькопирите. Жила № 5 сев. гор. 1095 рудника № 7—10. ×100.

Отложение руд в штокверке происходило в основную рудную стадию минерализации месторождения путем выполнения рудами пирит-халькопиритовой формации системы параллельных открытых трещинных полостей и бесчисленного количества пустот и мелких пор, неизбежно образующихся в зоне дробления. Текстурные и структурные особенности руд, исключительно сложные конфигурации сульфидных минералов, наблюдавшиеся автором и другими исследователями (А. Пэк) в очистных забоях, реликты боковых пород в рудах и наличие взаимопереходов между различными типами руд, говорят о некоторой роли метасоматических процессов в образовании руд, наряду с процессами отложения материала в трещинных пустотах, игравших главную роль.

Для штокверковых руд участка характерны брекчиевая, прожилковая, вкрапленная, массивная и реже крустификационая текстуры. Колломорфные текстуры отсутствуют. Преобладающим типом структур в рудах являются крупно и среднезернистая реликтовая, коррозионная и структура пересечения.

Штокверк рудника № 7—10, несмотря на довольно детальную разведанность его буровыми скважинами, еще далеко не исчерпал своих возможностей дальнейшего прироста запасов промышленной руды, за счет выявления новых апофиз штокверка (аналогично вскрытой в 1956 году на гор. 964) и детальной разведки глубоких горизонтов его, с учетом восточного склонения рудного тела.

Штокверк рудника № 6

Рудник № 6 находится в центральной части Кафанского рудного поля, под расположенным над ним селом Каварт. В геологическом отношении участок сложен теми-же свитами вулканогенно-осадочных пород что и рудник № 7—10, а именно верхними горизонтами среднеюрской толщи и нижними свитами верхней юры, общей мощностью в 400—450 метров. Эти породы на западном и восточном флангах участка прорваны мощными дайками кварцевого порфира дорудного возраста, а в центральной части его дайками габбро-диорита и диабаза пострудного возраста, повсеместно секущими рудные тела.

Структура рудного участка исключительно интересна и учебно-показательна по четкости структурного контроля. Она выражена двумя экранирующими „крышами", представляющими собою замкнутые сверху тектонические структуры, образованные четырьмя взаимно пересекающимися дорудными нарушениями: Мешмагаринским (Комсомольским), северо-восточным, Кавартдашаским и Гипсовым, типа сбросов и взбросо-сдвигов СЗ, СВ и меридионального простирания, различного падения. Эти разломы локально или во взаимодействии друг с другом контролируют распределение оруденения в данном участке в виде двух рудных блоков, из которых северный вмещает все рудные жилы пирит-халькопиритового состава разрабатывавшиеся с 1933 по 1953 гг., второй-же блок—южный включает восточную зону прожилково-вкрапленного оруденения с новой для Кафанского рудного поля пирит—халькозин—энаргитовой формацией эндогенных руд.

Медное оруденение в руднике № 6 представлено жильным и штокверковым типом. Всего на 9-ти горизонтах рудника № 6 известно 87 рудных жил, их крупных апофиз и 2 штокверка, из них промышленное значение имели 55 жил и два штокверка.

В результате весьма интенсивной разработки жильного поля рудника № 6, в период 1933—1953 гг. все промышленные жилы вскрытые суммарно девятью горизонтами его, полностью выработаны (за исключением глубоких горизонтов жилы № 29) и рудник с 1954 года базирует всю свою добычу на восточной зоне прожилково-вкрапленного оруденения, описываемой ниже.

Жильное поле рудника в целом и ряд наиболее крупных жил слагающих его, имеют резко выраженное восточное склонение под экранирующий все поле северо-восточный разлом, являющийся главной контролирующей структурой данного участка.

Восточная зона прожилково-вкрапленного оруденения в руднике № 6 залегает на юго-восточном фланге последнего, сложенном нацело гидротермально измененными, осветленными, окварцованными и пиритизированными породами, образованными за счет метаморфизации кварцплагиоклазовых порфиритов, туфов и туфопесчаников среднеюрского возраста. С востока по шву гипсового разлома на толщу измененных пород налегает свита, представленная рассланцованными и

огипсованными туфогенно-осадочными породами мощностью до 70 метров, с прослоями и линзами ангидрита до 1 метра мощностью, секущимися местами тонкими прожилками селенита.

Центральная часть рудного блока вмещающего зону прорвана пострудной дайкой габбро-диорита ЗСЗ простирания и крутого падения. В 120—150 метрах восточнее зоны залегает мощная дайка кварцевого порфира дорудного возраста.

Границы зоны прожилково-вкрапленного оруденения на северном и южном флангах разведкой еще не установлены, однако общие контуры ее и форма штокверковой залежи уже определились, в результате вскрытия центральной части ее на пяти горизонтах горных работ.

Описываемый штокверк представляет собою крупных размеров рудную залежь типа плоской линзы, меридионально (0—10°) вытянутую, с переменными углами падения ее на восток от 35° до 60°. Выявленная разведкой длина её по простиранию на разных горизонтах колеблется от 300 до 450 *м*, а мощность на трех нижних горизонтах изменяется от 25 *м* до 30 *м*, увеличиваясь до 100—120 *м* на верхних горизонтах. По вертикали штокверк разведан-горными и буровыми работами на глубину 160 метров.

Медное оруденение выполняет тектонически деформированный блок в лежачем крыле гипсового разлома, морфологически представленный системой параллельных, кулисообразно залегающих, рудных жил и прожилков, широтного или близкого к нему простирания и крутого (75°—90°) падения, непостоянной мощности, колеблющейся от 0,08—0,30 *м* до 0,5—0,7 *м*, а в раздувах до 1,0—1,5 *м* и короткого протяжения (15—30 *м*), с гнездами и вкрапленниками тех-же минералов, располагающихся между прожилками или выполняющими мелкие самостоятельные участки.

Отдельных рудных жил, сопряженных с этим штокверком по трещинам оперения и имеющих, аналогично таковым в руднике № 7—10, идентичный с ним вещественный состав, на участке не обнаружено, что указывает на отсутствие вертикальных смещений в данной рудолокализующей структуре.

Интенсивность оруденения в общем контуре зоны неравномерная, но в целом подчинена определенной закономерности, проявляющейся в локализации промышленного оруденения преимущественно в лежачем боку огипсованной толщи вдоль шва гипсового разлома, в виде полосы шириною 25—40 метров, прослеженной на всех пяти вскрывающих зону горизонтах. Далее же на запад от квершлагов степень оруденения резко ослаблевает, количество рудных прожилков, гнезд и вкрапленников в зоне резко уменьшается и они заменяются единичными жилами небольшой мощности и короткой протяженности (15—50 *м*).

Полоса промышленного оруденения, прилегающая к плоскости шва гипсового разлома, окаймляется с запада, параллельно расположенной

полосой безрудной кварцево-пиритовой минерализации, шириною в 60—100 метров.

По вертикали сверху вниз от гор. 0 до гор. —100 интенсивность рудной минерализации в зоне не ослабевает, в связи с чем имеется основание ожидать продолжения промышленного оруденения на глубину до гор. 813 и гор. 746.

Главной контролирующей структурой восточной зоны прожилково-вкрапленного оруденения рудника № 6 является гипсовой разлом, что подтверждается локализацией медного оруденения вдоль шва его и угасанием интенсивности минерализации по мере удаления от разлома на запад—в поперечном к нему направлении (фиг. 4).

Минеральный состав штокверка в руднике № 6 резко отличается от всех других меднорудных участков месторождения, в том числе и от жильного участка этого-же рудника, наличием в нем новой, ранее не наблюдавшейся в Кафанском рудном поле пирит-халькозин-энаргитовой формации эндогенных руд.

Руда восточной зоны прожилково-вкрапленного оруденения представлена следующими гипогенными рудообразующими сульфидами: пирит, халькозин, борнит, теннантит, энаргит, сфалерит, халькопирит, люцонит, ковеллин. Из нерудных минералов в ней установлен кальцит, гипс и каолинит.

Рудная минерализация в общем контуре штокверка по вертикали и горизонтали распределяется весьма неравномерно, обуславливая различие минерального состава и резкие колебания содержания меди в соседних блоках от промышленного до некондиционного, что осложняет эксплоатационные работы. Разница в вещественном составе рудных агрегатов, слагающих штокверк, определяется наложением различных минеральных ассоциаций в процессе рудогенеза.

В штокверковых рудах нами отмечены следующие текстуры: прожилковая, вкрапленная, колломорфная, полосчатая и массивная.

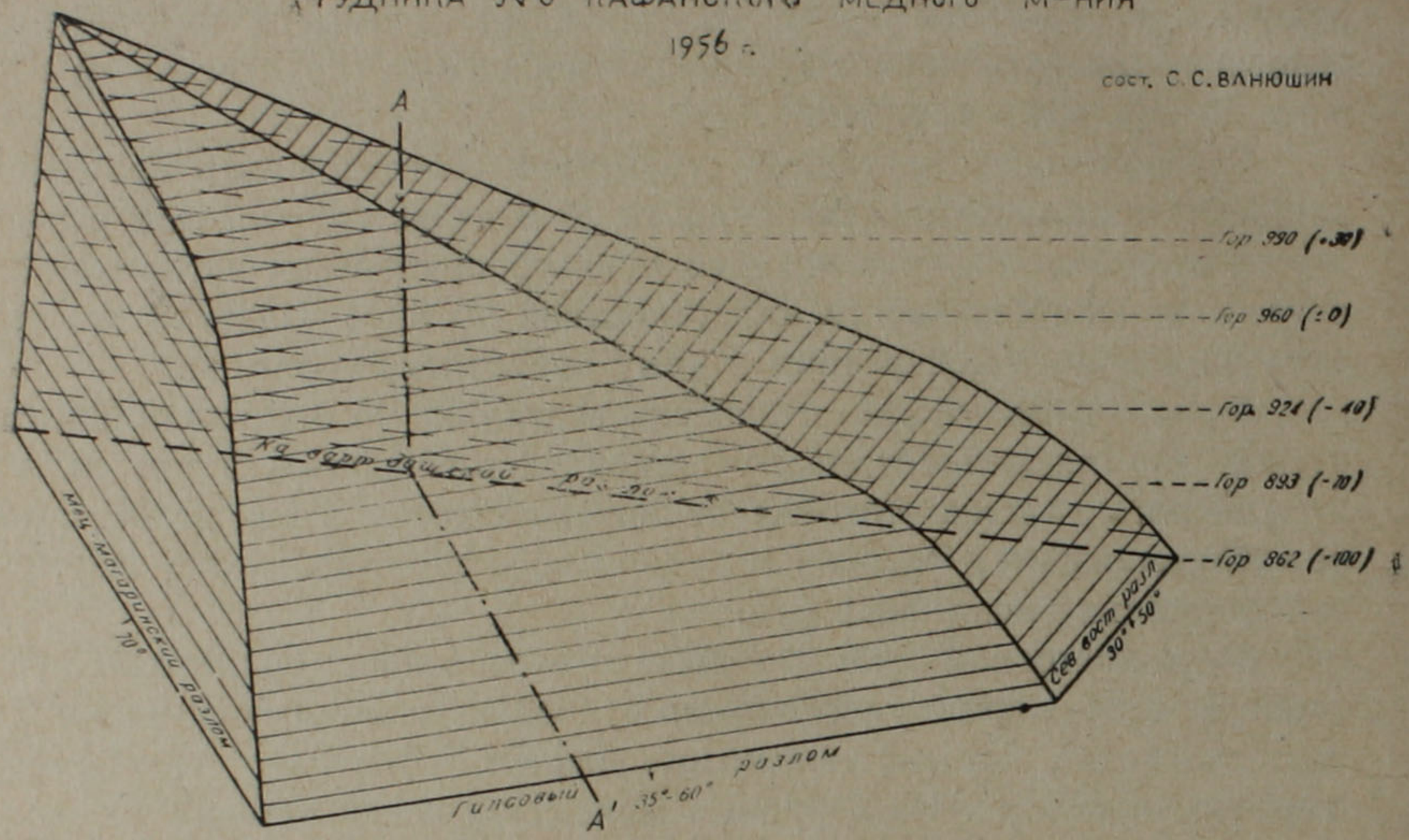
Под микроскопом в аншлифах руд штокверка наблюдается наличие грубосферических, округлых, кольцевидных и цепочных текстур пирита в халькозине, сфалерите и борните, каплевидных выделений теннантита и халькопирита в борните, а также колломорфных зернистых структур пирита и халькозина, что со всей определенностью свидетельствует о коллоидном происхождении руд данного участка и выпадении их из растворов в форме геля (фиг. 5, 6, 7, 8).

Рудовмещающие полости в штокверковой зоне выполнены одной или последовательно несколькими, из выделенных нами основных минеральных ассоциаций: кварц-пиритовой, пирит-халькозин-борнитовой, кварц-энаргит-пиритовой и пирит-сфалеритовой, часто пространственно обособленных.

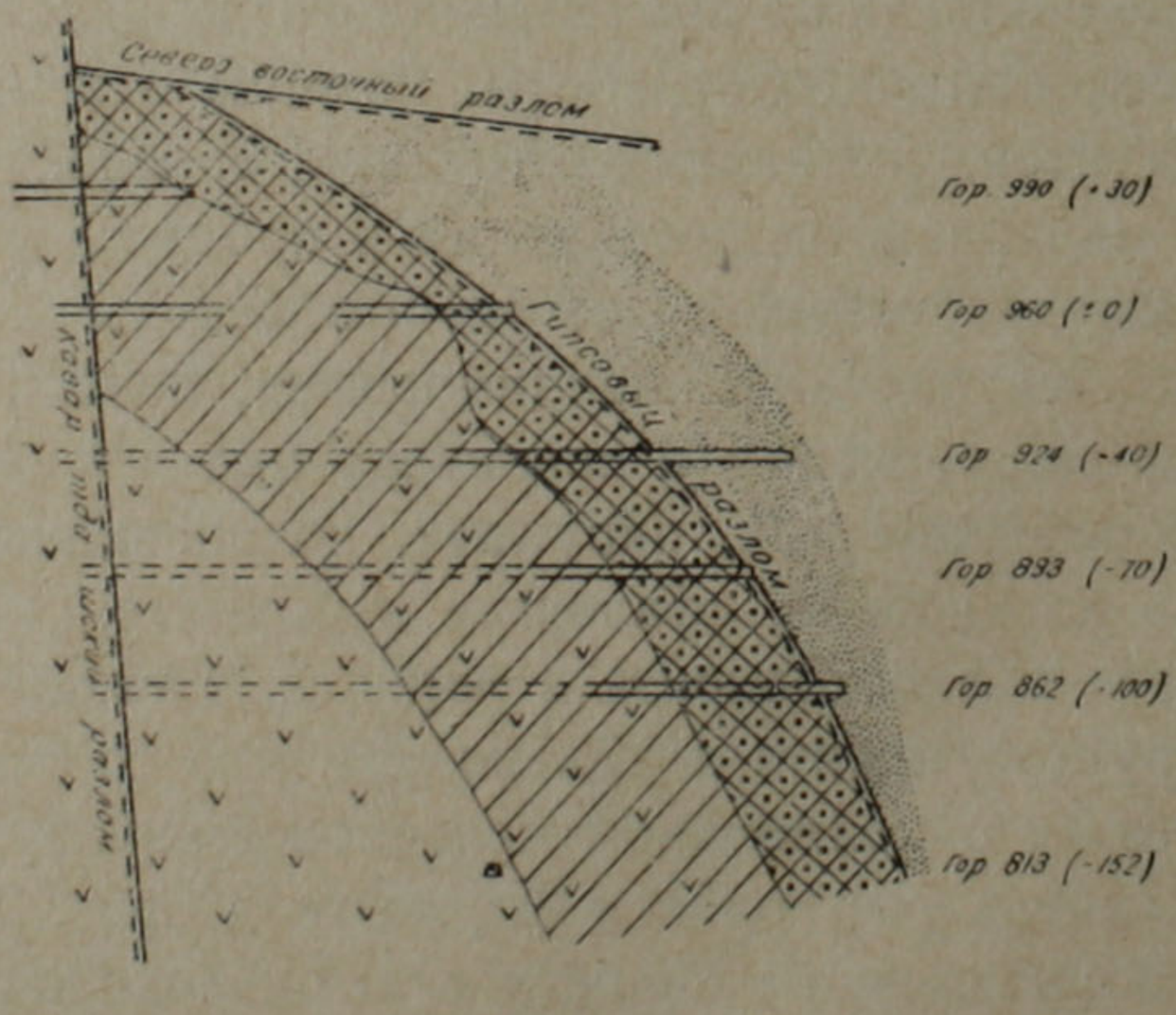
Содержание меди в руках штокверка, по данным бороздового и товарного опробования, варьирует, по отдельным блокам зоны, от 0,3—0,5% до 3,5—4,3%, показывая в рядовой руде, выдаваемой на обогатительную фабрику, относительно низкие средние содержания меди в

БЛОКДИАГРАММА СТРУКТУРЫ
ВОСТОЧНОЙ ЗОНЫ ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ
РУДНИКА №6 КАФАНСКОГО МЕДНОГО М-НИЯ
1956 г.

сост. С. С. ВАНЮШИН



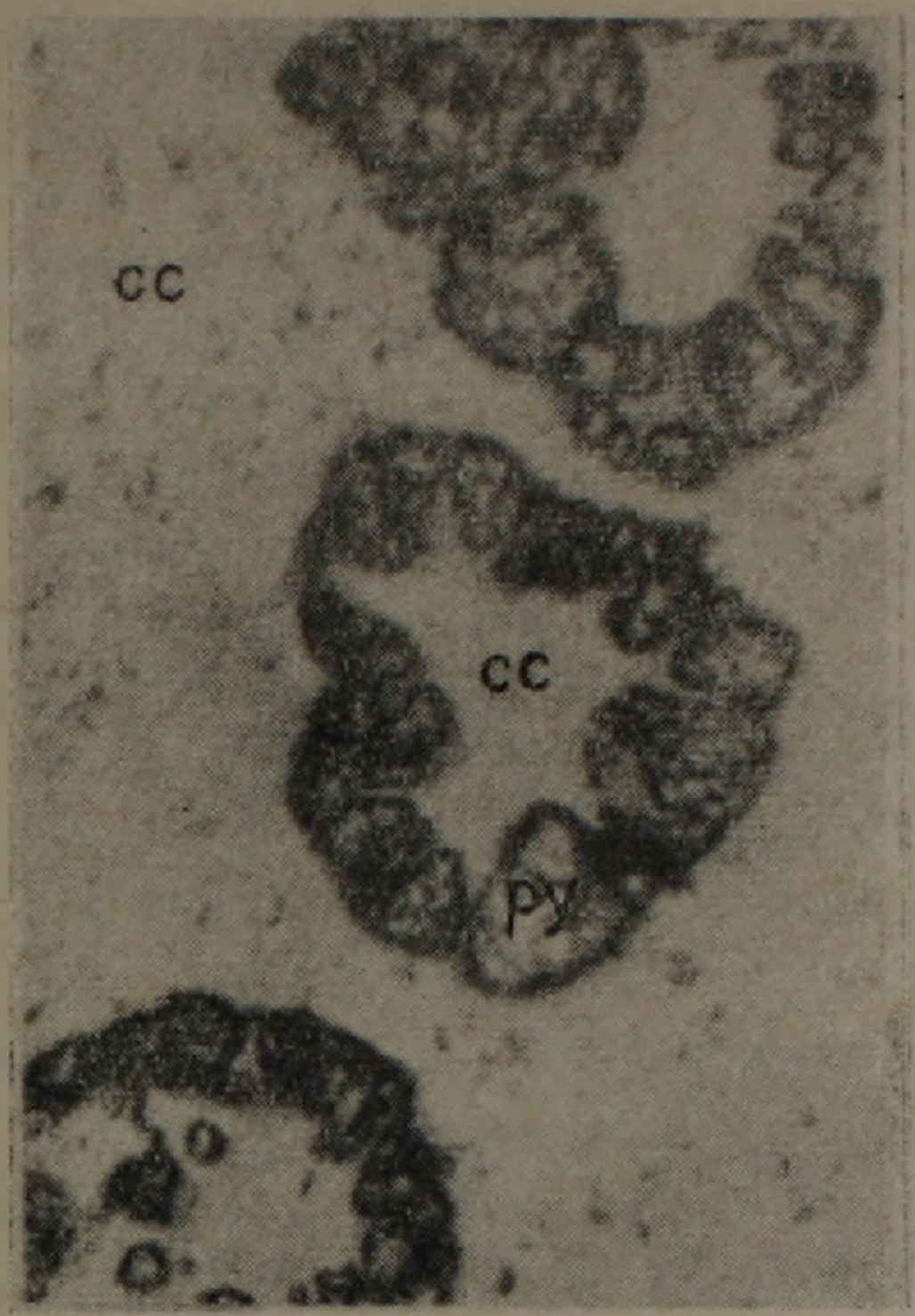
СХЕМАТИЧЕСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО А–А'



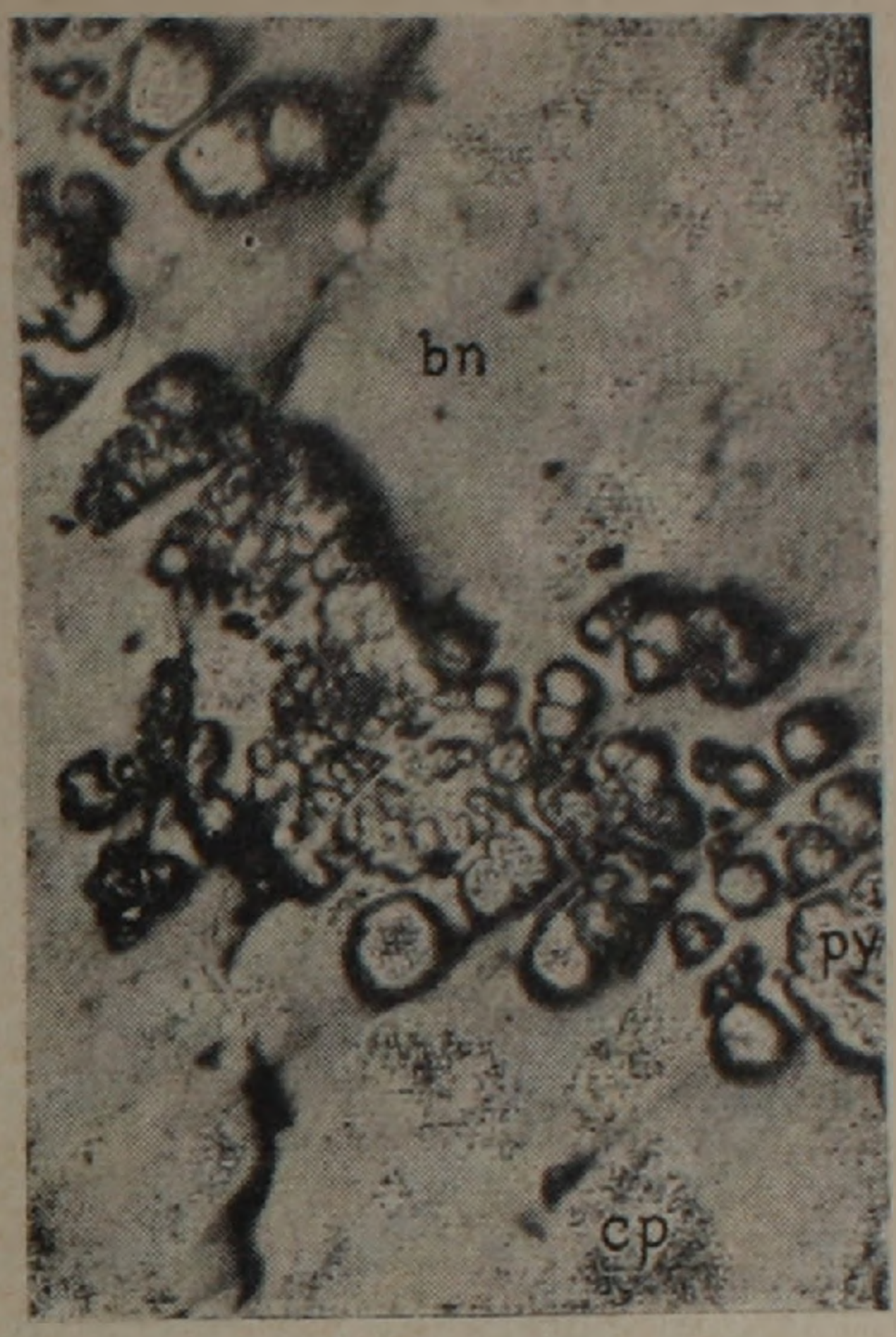
условные обозначения разреза

- Участки промышленного оруденения (борнит, теннантит, халькозин, энаргит, халькопирит, сфалерит и пирит)
- Непромышленная кварц-пиритовая минерализация
- Огипсованная толща с прослоями гипса и ангидрита
- Измененные порфириты

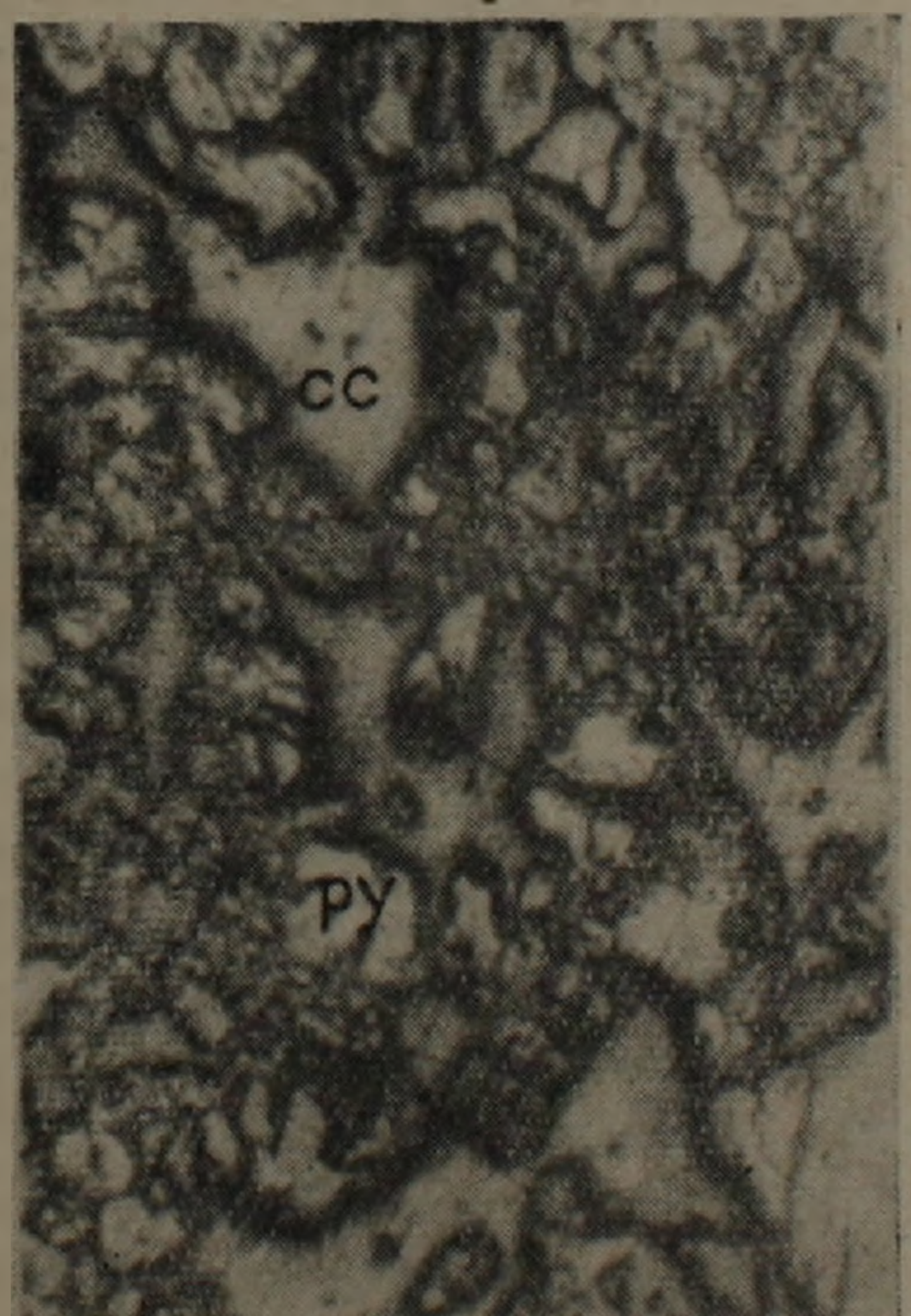
Фиг. 4.



Фиг. 5. Кольцевидные формы пирита в гипогенным халькозине×70.



Фиг. 6. Каплевидные формы пирита в борните и халькопирите×100.



Фиг. 7. Скелетные образования пирита в гипогенном халькозине×42.

Фиг. 8. Кольцевидные формы в сфалерите×70.

1,2—1,4%. Кажущееся противоречие между низким содержанием и вещественным составом рудных агрегатов, выполненных преимущественно богатыми медью минералами, объясняется резким преобладанием в руде пирита, присутствующего суммарно в количестве 50—60%, как в самостоятельных выделениях, так и в тонком срастании с халькозином, энаргитом, борнитом и сфалеритом.

Спектральными анализами мономинеральных проб, отобранных из руд данного участка в энаргите и теннантите обнаружено присутствие германия, а в теннантите еще и висмута, в количестве 0,04%. Возможность нахождения при дальнейших более детальных исследованиях руд штокверка рудника № 6 минералов германия (германита и др.) весьма вероятна, в связи с наличием в аншлифах в полях борнита мельчайших изотропных зерен неизвестного минерала (германита?), более бледного цвета чем борнит. Идентичность минеральной ассоциации данного участка Кафанского месторождения с месторождением Тсумеб (Цумеб) в Южной Африке, в котором германит развит в парагенезисе с пиритом, халькозином, энаргитом, теннантитом и сфалеритом [6] увеличивает вероятность открытия германита в этих рудах.

Изучение вещественного состава руд штокверка и возрастных взаимоотношений слагающих его различных минеральных ассоциаций, позволяет подразделить весь процесс формирования штокверка на следующие шесть стадий минерализации:

Первая стадия—дорудная—серноколчеданная, проявилась в интенсивной вкрапленности пирита во вмещающих породах всего рудного блока—между четырьмя ограничивающими его разломами. Более поздняя субфаза ее отложила на северо-западном фланге сетку прожилков пирита мощностью до 1 *см*.

Вторая стадия—кварц-пиритовая, выполняет тонкие прожилки в нацело гидротермально измененных и пиритизированных породах, а также слагает зальбанды более мощных жилок в штокверке с полосчатыми или симметрично полосчатыми текстурами.

Третья стадия—пирит-халькозин-борнитовая. В эту стадию выделялась основная масса меди штокверка в виде самостоятельных прожилков, а также путем заполнения центральных частей прожилков, выполненных у зальбандов более ранними кварцем и пиритом (фиг. 9, 10). Преобладающим рудным минералом этой стадии после пирита является халькозин, остальные сульфиды имеют подчиненное значение. Порядок выделения минералов: кварц-пирит-халькозин-борнит-ковеллин-халькопирит. Иногда наблюдается одновременное выпадение халькозина с колломорфными пиритом и борнитом.

Ковеллин—гипогенный минерал в рудах участка, ассоциирует обычно с халькозином и пиритом, образуя с ними иногда тесные срастания. Реже встречается с кварцем (фиг. 11).

Образования этой стадии широко развиты на горизонтах 924, 893

и 862 штокверка, на верхних же горизонтах халькозин встречается в меньших количествах.

Четвертая стадия—кварц-энаргит-пиритовая; в эту стадию выпало значительно меньшее, по сравнению с предыдущей, количество меди. Проявляется она в узко локализованных участках, располагающихся в виде полосы шириною 15—20 метров, приуроченной к гипсовому разлому, который являлся главной контролирующей структурой штокверка. Количество энаргита в штокверке в некоторых местах заметно увеличивается, по мере приближения к разлому с запада.

На гор. 987, под экранирующей оруденение свитой кварцитизированных туфопесчаников, зона энаргитового оруденения расширяется отходя от гипсового разлома на большее расстояние. В целом же распределение энаргита в штокверке весьма неравномерно и имеет скорее всего спорадический характер.

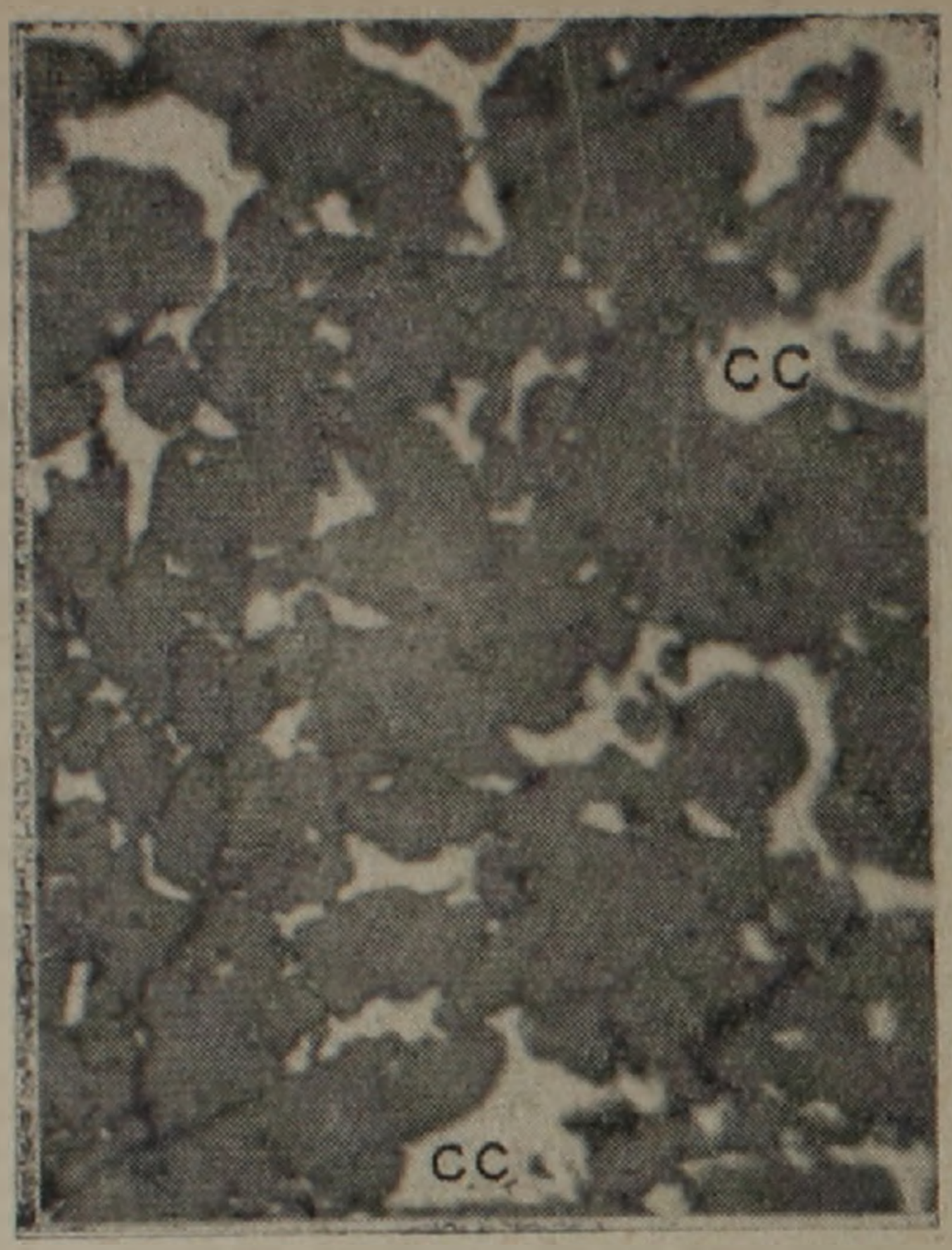
Энаргит в ассоциации с кварцем и пиритом на нижних горизонтах выполняет мелкие и крупные гнезда, реже он встречается совместно с халькозином, выполняя центральные части прожилков симметрично-поясового строения, сложенных у зальбандов образованиями третьей и четвертой стадий. На горизонтах 987 и 960 он встречен в крупных гнездах величиною 4—5 метров в поперечнике и в виде двух жил мощностью 0,1 метра, в ассоциации с кварцем, колломорфным пиритом, халькопиритом и теннантином.

На фоне описанной выше закономерности распределения энаргита весьма интересен факт полного отсутствия его на восточном фланге жилы № 6 у гипсового разлома. Это отклонение от общего правила локализации энаргита—в данном участке, повидимому, следует связывать с переотложением минералов в жиле, вызванным термальным воздействием на нее мощной пострудной дайки габбро-диорита, секущей под острым углом (в плане) восточный фланг жилы на гор. 863 за пределами горных работ. Аналогичные явления термального метаморфизма рудных жил пирит-халькозин-энаргитового состава, на участке пересечения их пострудной дайкой риолит-дацита, наблюдались в месторождении Бьютт в США [8].

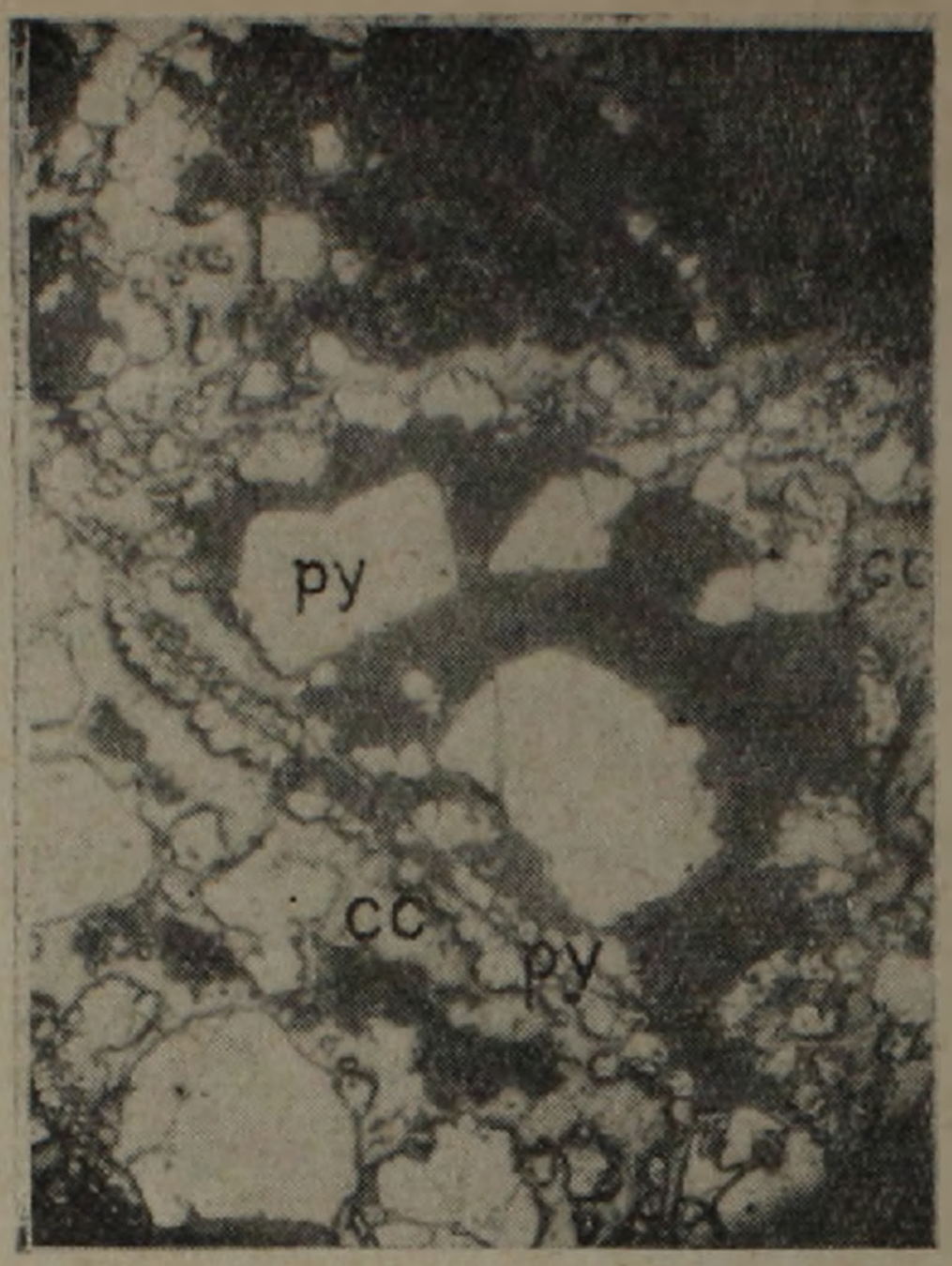
В аншлифах отмечено наличие люцонита-моноклинной разновидности, а также характерные для энаргита таблитчатые идиоморфные кристаллы, окруженные, как правило, узкой каемкой халькопирита (фиг. 12). Порядок выделения минералов; кварц-пирит-энаргит-халькопирит.

Пятая стадия—пирит-сфалеритовая, проявляется только на двух верхних горизонтах (987 и 960). Сфалерит представлен двумя разновидностями тонко- и средне-зернистого сложения буровато-черного цвета и выполняет обычно гнезда и реже тонкие прожилки в нацело гидротермально измененных породах. Ассоцирует с молочно-белым кварцем и пиритом, реже встречается совместно с теннантитом и колломорфным халькопиритом.

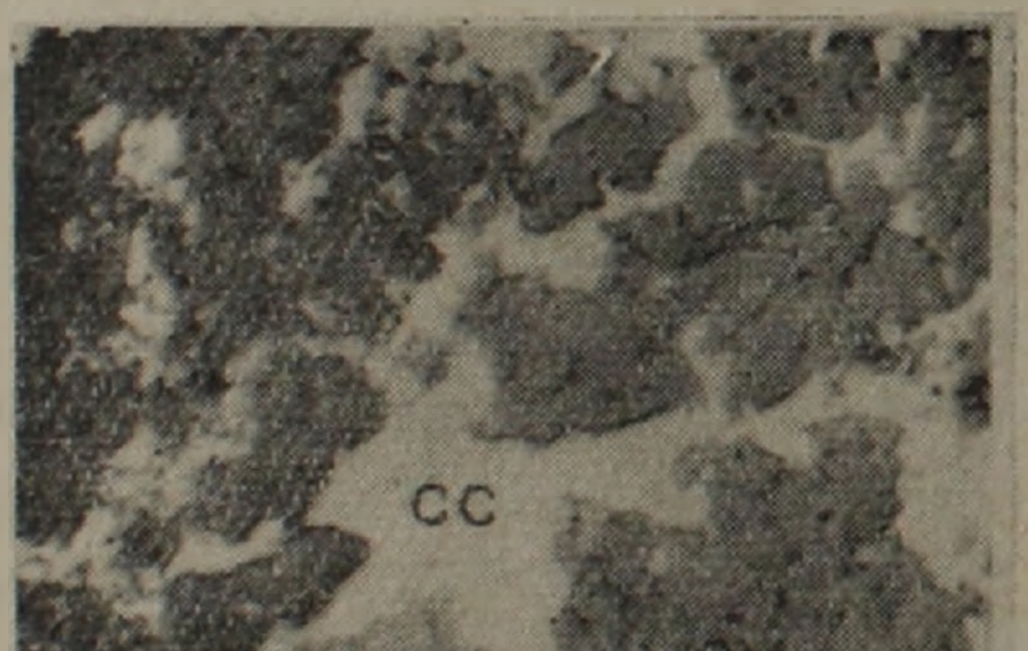
Присутствие в рудах этой стадии тонкозернистого сфалерита, ко-



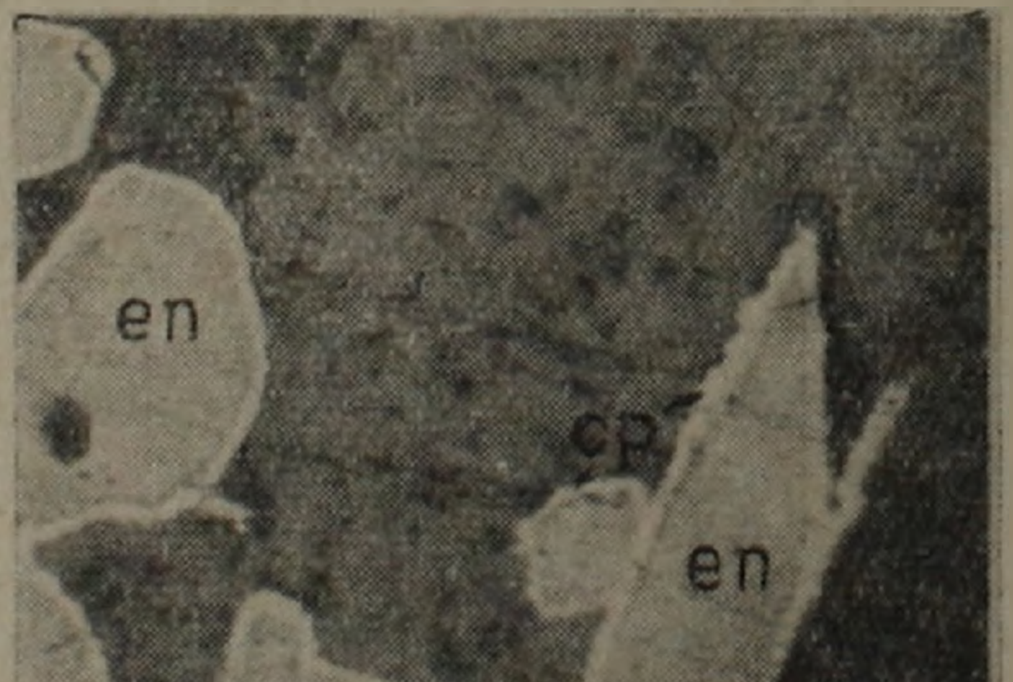
Фиг. 9. Интерстициальная структура. Гипогенный халькозин в кварце×42.



Фиг. 10. Порфирокластическая структура. Идиоморфные зерна пирита сцементированы кварцем (черное), окаймленным колломорфным пиритом, затем повторно сцементированы гипогенным халькозином×70.



Фиг. 11. Графическая структура отложения с гипогенным ковеллином в халькозине и кварце (темное)×29.



Фиг. 12. Структура краевых каемок. Кристаллы энаргита с каемками халькопирита в кварце(черное)×70.

торый макроскопически выглядит колломорфным, говорит об отложении его из сильно переохлажденных растворов [5]; причиной образования последних явилось быстрое падение давления в растворах при поступлении их в верхние приповерхностные горизонты участка.

Распределение цинковой минерализации в верхних горизонтах имеет кустовой и гнездовой характер. Горизонтальная алмазно-буровая скважина № 84 на горизонте 960 в интервале 60 метров глубины ее от устья подсекла ряд участков с содержанием цинка в них до 4—5%.

Шестая стадия—завершающая, отложила тонкие прожилки и гнезда кальцита, флюорита, розового и фиолетового кварца (аметиста) и марказита; на поверхности она проявляется в виде маломощных жилок опало-халцедонового состава, секущих верхнеюрские породы.

Возрастные соотношения проявлений пирит-халькозин-энаргитовой формации восточной зоны прожилково-вкрапленного оруденения рудника № 6 с жилами пирит-халькопиритовой формации, слагающими северный фланг этого же рудника, не выявлены в связи с отсутствием взаимопересечений таковых. Минералогический состав обоих участков и описанная выше последовательность отложения в Кафанском месторождении руд различной формации указывают на то, что руды восточной зоны оруденения отложены позже пирит-халькопиритовых.

Перспективы описанной зоны прожилково-вкрапленного оруденения, помимо общих, весьма благоприятных структурно-геологических факторов, определяются: 1) слепым характером штокверкового тела, 2) разведанностью его по вертикали на глубину только 160 метров, 3) сохранением одинакового пирит-халькозин-энаргитового состава руд на трех нижних горизонтах в интервале высоты 65—80 метров. Исходя из этого автор считает возможным прогнозировать продолжение промышленного оруденения в штокверке по вертикали дополнительно на 150—200 метров ниже горизонта 862 (—100), со склонением его к северу под северо-восточный разлом, определяющий склонение всего рудника № 6.

Сравнение штокверкового оруденения Кафанского месторождения с другими месторождениями. Штокверковое оруденение в руднике № 6 Кафанского медного месторождения Армянской ССР с необычной гипогенной пирит-халькозин-энаргитовой формацией руд по своему минералогическому составу является весьма редким типом и не имеет аналогов в Советском Союзе, так как во всех медных месторождениях, руды которых содержат халькозин, последний всюду является вторичным минералом, (исключение—гипогенный халькозин Джезказганского месторождения пластовых медистых песчаников в Казахской ССР).

Из зарубежных месторождений наиболее близкими по минеральному составу являются: месторождения Тсумеб в юго-западной Аф-

рике, а также знаменитое месторождение Бьютт в штате Монтана в США; последнее отличается от штокверкового оруденения рудника № 5 огромными масштабами, высоким содержанием меди, равным 3,5—4.0%, глубиной рудного столба более 1200 метров с поразительным, еще не нашедшим объяснения, однообразным минеральным составом, включающим халькозин по всему вертикальному протяжению рудного тела.

Что касается штокверка с пирит-халькопиритовым составом руд, то он относится к распространенному типу медного оруденения; в СССР, кроме Армении (Кафан, Шамлуг), этот тип встречен еще на Северном Кавказе в Урупском медном месторождении, а также в ряде медных месторождений Урала, (Карпушиха и др.).

Выводы

Геологические условия формирования штокверков в Кафанском рудном поле определялись следующими факторами:

1) Образованием сколовых зон дробления и трещиноватости в узко локализованных участках, строго подчиненных структурному контролю.

2) Приуроченностью вышеуказанных благоприятных для рудоотложения зон: *а)* к резким изгибам тектонических нарушений (штокверк рудника № 7—10), *б)* к лежачему крылу одного из тектонических нарушений, образующих структуру экранирующей крыши (восточный штокверк рудника № 6), *в)* к лежачим крыльям крупных тектонических нарушений типа взбросов (штокверки рудников № 1—2, 6, Пагалты, Беюк, Пача и Харлампий) и *г)* к участку междужильных прожилков и вкрапленников (штокверки в рудниках им. Шаумяна и Саралых).

3) Выполнением штокверковых участков Кафанского рудного поля продуктами трех последовательных стадий единого рудного процесса, с выделением из растворов в условиях небольших глубин, малого давления и низких (100—275°) температур, соответственно трех пространственно обособленных и различных по составу рудных формаций; *а)* пирит-хакькопиритовой (штокверки в рудниках №№ 1—2, 6, 7—10, Саралых и др.), пирит-халькозин-энаргитовой (восточный штокверк рудника № 6) и *в)* полиметаллической (штокверк рудника им. Шаумяна).

4) Выполнением рудообразующими растворами трещиноватых зон, структурно подготовленных несколькими последовательными фазами тектонической активности стресса, с пульсационным характером поступления растворов, изменяющихся в интервале времени каждой стадии рудогенеза.

5). Отложением прожилково-вкрапленных руд пирит-халькопиритовой формации в штокверке рудника № 7—10 и других участках в главную рудную стадию минерализации с выделением основной массы

меди. Оно происходило здесь в условиях относительно медленной и спокойной кристаллизации выпадающих минералов, без резкого падения давления растворов и при несколько более высокой температуре, чем в руднике № 6, в связи с вероятным прогревом вмещающих пород данного участка. Эти особенности рудоотложения объясняют причину отсутствия в рудах штокверка № 7—10 тонкозернистых структур и колломорфных текстур халькопирита, встречающихся почти во всех других участках месторождения.

6) Отложением прожилково-вкрапленных руд пирит-халькозин-энаргитовой формации в восточном штокверке рудника № 6 во вторую стадию минерализации только на одном из 23 известных в Кафанском рудном поле участков. Выпадение минералов из растворов в эту стадию происходило в аналогичной штокверку рудника № 7—10 рудолокализующей структуре, из истинных растворов, которые по мере подъема их в приповерхностную зону, вследствие резкого падения давления, становились резко пересыщенными и отлагали сульфиды в виде геля сложного состава, позже частично раскристаллизовавшегося.

Участие в процессах минералообразования восточного штокверка рудника № 6 растворов коллоидного происхождения подтверждается широким развитием в рудах колломорфных и тонкозернистых структур смеси халькозина, пирита, борнита и сфалерита.

Образование в рудах штокверка, при температуре до 105°С гипогенного халькозина и ковеллина (а не халькопирита), в ассоциации с пиритом и борнитом, в полосе шириною 25—35 метров строго локализованной вдоль плоскости гипсового разлома, вызвано не только избытком меди и серы в растворах, но также и повышенным потенциалом кислорода в зоне дробления, обусловленным близостью поверхности.

7) Отложением прожилково-вкрапленных руд полиметаллического состава в третью стадию минерализации с выполнением зоны межжильных прожилков в рудниках им. Шаумяна и мелких зон вкрапленников сфалерита в других участках—рудник № 1—2 (южнее шахты Мецмагара), а также образованием более крупных жил в рудниках им. Шаумяна, Барабатум, Чинар и Норашеник.

Выполнение этих участков происходило в условиях среды обладающей высокой проницаемостью для растворов, которые могли свободно циркулировать по трещинным полостям и медленно отлагать в них свой груз без резкого спада давления, в связи с чем руда в жилах и штокверковых участках рудника им. Шаумяна сложена рудами с массивными, симметрично полосчатыми и реже крустификационными текстурами грубозернистого строения.

8) Формированием штокверковых и жильных тел преимущественно в породах среднеюрского возраста, при полном отсутствии рудоносности в отложениях верхней юры, что стратифицирует оруденение и определяет возраст его как верхне-байоский. Последний по абсолютному летоисчислению, в сопоставлении с установленным абсолют-

ным возрастом нижне-мелового Цавского массива гранодиорита в 130 миллионов лет, выражается цифрой порядка 140—145 миллионов лет. Этому возрасту несколько противоречит отсутствие метаморфизма руд и их весьма свежий облик. Возраст оруденения в Кафанском рудном поле в дальнейшем, возможно, удастся уточнить, путем изучения изотопного состава свинца Шаумян-Халаджского участка.

В заключение можно отметить, что штокверки Кафанского рудного поля морфогенетически, по классификации Г. Н. Щербы [7], относятся к типу штокверков линейных зон крупных разломов, характеризующихся наличием в них системы параллельных мелких трещин, развитых по сколовым трещинам дробления.

Перспективы расширения сырьевой базы Кафанского месторождения связаны целиком с выявлением новых штокверковых участков с рудами прожилково-вкрапленного типа, в еще не вскрытых разведкой слепых рудных блоках.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 1 VIII 1957 г.

Ս. Ս. ՎԱՆՅՈՒՇԻՆ

ՇՏՈԿՎԵՐԿՆԵՐԻ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ԹԵՈԼՈՊԻԱԿԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐՈՒՄ

Ամփոփում

Այս հոդվածը ի մի է բերում Ղափանի հանքավայրում հեղինակի կատարած գիտահետազոտական ու հետախուզական աշխատանքների արդյունքները։

Ղափանի հանքադաշտում, որը զբաղում է 30—35 կմ² տարածություն և կազմված է յուրայի հասակի հրաբխածին-նստվածքային ապարներից, հայտնի են 23 հանքային տեղամասեր, որոնք շահագործվել են դեռ նախահեղափոխական շրջանում և հեղափոխությունից հետո Ս.յդ տեղամասերում 100 տարվա շահագործման ընթացքում հայտնաբերված են 350-ից ավելի հանքային երակ և 14 շտոկվերկ, որոնցից 155 երակ և 4 շտոկվերկ ունեն արդյունաբերական նշանակություն։

Հանքայնացման ստրուկտուրային հսկիչը բավական կտրուկ է և արտահայտվում է նրանով, որ 19 հանքային տեղամասեր տեղադրված են մինչհանքային ճեղքվածքների սառած ու կախված թևերում, իսկ 4 տեղամասեր ընկնում են էկրան հանդիսացող ծածկերի փակ ստրուկտուրաններում։ Վերջիններս ներկայացնում են 2—3 դիզյունկտիվ խախտումների փոխհատման կոմբինացիա, որոնց անկման անկյունները խորքում տարբերվում են։

Հեղինակին հաջողվել է հայտնաբերել հանքայնացման տեղադրման ընդհանուր օրինաչափությունը, որն արտահայտվում է հանքայնացման տեղադրումով մինչհանքային խախտումների նպաստավոր մասերում, խախտումների երկայնքով 150—200 մետր լայնության գոտի ձևով։

Ղափանի հանքավայրի մետալոգենիան բնութագրվում է 3 անջատ տեղադրված հանքային ֆորմացիաներով։

1) Պիրիտ-խալկոպիրիտային, որը հանդիպում է համարյա բե բոլոր սեղամասերում:

2) Պիրիտ-խալկոզին-էնարգիտային, որը հանդիպում է միայն մի տեղամասում:

3) Բազմամետաղային, որը տարածված է մի քանի տեղամասերում: Այս ֆորմացիայի համար բնորոշ են կույր հանքային մարմիններ:

Ներկայումս հայտնի 14 շտոկվերկներից ամենախոշորներն են՝ № 7—10, № 6:

№ 7—10 հանքի շտոկվերկը ներկայացված է խոշոր ոսպնյակաձև մարմնով, որի չափսերն են ըստ տարածման 220 մ, ըստ անկման 470—550 մ, կարողությունը 10—50 մ:

Հանքայնացումը տեղադրված է արևելյան սայատդաշյան խախտումի պահված թևի ջարդված տեղամասում և սերմված է վերջինիս և մինչ-հանքայնացման հասակի կվարց-պորֆիրային դայկայի միջև:

Հանքայնացումն արտահայտված է մի խումբ զուգահեռ, կարճ (15—20 մ), կարողությամբ ոչ կայուն (0,01—0,1 մ), կուլիսանման տեղադրված պիրիտ-խալկոպիրիտային և կվարցային երակներով, բներում ու ներփակումներով:

Շտոկվերկում հազվագյուտ հանդիպում են կարճ (15—25 մ), 0,5—1,5 մ կարողություն ունեցող հարուստ բյուրեղային խալկոպիրիտի ոսպնյակներ, որոնք տեղադրման էլեմենտներով համապատասխանում են երակիկային սիստեմին: Ճեղքվածքների ուղղությամբ շտոկվերկից անջատվում են հակառակ՝ հարավային անկում ունեցող մի շարք ինքնուրույն երակներ, որոնցից ամենամեծ հետաքրքրությունը ներկայացնում է № 5 հարուստ երակը:

Շտոկվերկի միներալային կազմը պարզ է և ներկայացված է երկու հանքանյութ առաջացնող սուլֆիդով՝ խալկոպիրիտով և պիրիտով: Երակային մինեյալներից ներկա են կվարցը և չնչին քանակով կալցիտը, գիպսը և կաոլինիտը: Առաջնային ուղղաձիգ զոնալականությունը բացակայում է և հանքանյութի կազմը ըստ խորության չի փոխվում: Պղնձի բաշխումը շտոկվերկի բոլոր հորիզոններում անհավասարաչափ է և պակասում է կենտրոնից դեպի ծայրամասերը:

Պղնձի միջին պարունակությունը հանքանյութում կազմում է 1,6%, տատանվելով 0,5% մինչև 7,0% սահմաններում: № 6 հանքի շտոկվերկը, որը կոչվում է արևելյան երակիկա-ցանավոր հանքայնացման զոնա, ներկայացված է յուրահատուկ և Ղափանի հանքի համար անսովոր պիրիտ-խալկոզին-էնարգիտային հանքանյութի ֆորմացիայով:

Մորֆոլոգիական տեսակետից շտոկվերկը ներկայացված է հարթ ոսպնյակաձև հանքային մարմնով, ունի միջօրեականին մոտ տարածում և արևելյան անկում:

Շտոկվերկում հանքայնացումը ներկայացված է՝ 1) զուգահեռ, կարճ, փոքր հզորության, թևք անկման երակիկների սիստեմով, որն—ունի համարյա լայնակի տարածում և 2) հիդրոթերմալ փոփոխված և պիրիտացված կվարց-պլագիոկլազային պորֆիրիտների ներփակումների և բների սիստեմով, որը հատում է հետհանքայնացման հասակի հյուսիս-արևմտյան տարածման և թևք անկման գարրո-դիորիտային դայկայով:

Շտոկվերկի միներալային կազմը հետևյալն է՝ պիրիտ, կվարց, խալկոզին, էնարգիտ, աֆալերիտ, բոռնիտ, տեննանտիտ, խալկոպիրիտ և կովելլին: Սուլֆիդների շարքում գերակշռողը հանդիսանում է պիրիտը, այդ իսկ պատճառով

պղնձի միջին պարունակությունը հանքանյութում բարձր չէ, սովորաբար տատանվում է 1,0—1,4% սահմաններում։ Բացի պղնձից, հանքանյութում հայտնաբերված է բիսմուտի և գերմանիումի առկայություն։

Տեղամասի գլխավոր հսկող ստրուկտուրան հանդիսանում է միջօրեականի տարածման և դեպի արևելք 35—60° անկյան տակ ընկած գիպսային խախտումը, որի պատկած կողում գտնվում է ամբողջ արևելյան զոնայի արդյունաբերական հանքայնացումը։ Խախտումից հեռանալով դեպի արևմուտք հանքայնացման ինտենսիվությունը նվազում է և 25—30 մ հեռավորության վրա ներկայացված է պիրիտով։

№ 6 և № 7—10 հանքի շտոկվերկների կազմավորումը կատարվել է ցածր (100—275) ջերմաստիճանի պայմաններում, մակերեսից 200—700 մ խորության վրա, երկու տարբեր էտապներում, որոնք բաժանվում են հանքայնացման 6 ստադիաների։ Դրանցից մեկը եղել է գլխավորը և անջատել է պղնձի հիմնական մասը։ Հանքայնացումը տեղադրվել է զուգահեռ բեկորատված զոնաների ճեղքերում, բազմաթիվ ծակոտիներում և դատարկություններում, մասամբ մետասոմատոզի հետևանքով։

Հանքային լուծույթների անմիջական աղբյուրը պետք է համարել խորքային մագմատիկ օջախը, որից սկզբում անջատվել են կվարց-պորֆիրների մերձմակերեսային ինտրուզիվ մարմինները։

ЛИТЕРАТУРА

1. *В. Г. Грушевой* и *М. П. Русаков.* Зангезур, его промышленное лицо и перспектива Разведка недр, 1934 г.
2. *В. Н. Котляр* и *А. Д. Додин.* Зангезурское медное месторождение, его структура, оруденение и генезис. Цветные металлы, 1937 г., № 3.
3. *Ф. И. Вольфсон.* Некоторые закономерности размещения эндогенных месторождений различных генетичеких типов. Тр. Ин-та Геолог. наук.
4. *Б. С. Вартапетян.* О структуре и новом типе оруденения в Зангезуре. Изв. Ак. наук АрмССР, 1947 г., № 1.
5. *А. Бетехтин.* Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сборник „Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд. Акад. наук СССР, 1955 г.
6. *Е. Орлова* и *Е. Маркова.* Ресурсы меди, свинца и цинка в капиталистических странах. Госгеолтехиздат, 1956 г.
7. *Г. Щерба.* Геологические условия образования некоторых штокверков и зональность оруденения. Изв. Ак. наук Казахской ССР, 1955 г., вып. 21.
8. *R. Sales and et C. Meyer.* Efect of post ore dike intrusion on Butte ore minerals. Economic, Geology, 1951, № 8.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գեոլոգ. և աշխարհագր. գիտ. սերիա X, № 4, 1957 Серия геологич. и географич. наук

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Г. И. ТЕР-СТЕПАНЯН

ОБ ИССЛЕДОВАНИИ ГЛУБИННОЙ ПОЛЗУЧЕСТИ СКЛОНОВ*

Природа глубинной ползучести склонов

Медленные гравитационные движения горных пород на склонах изучались многими исследователями; в последнее время они были уточнены проф. К. Терцаги, который выделил „постоянную ползучесть“ [7] или „массовую ползучесть“ [8].

Одним из видов этих движений являются процессы, развивающиеся в оползневом очаге, т. е. в той области тела откоса, в которой наблюдается местная концентрация касательных напряжений. Эти движения обладают широким распространением; они представляют собой фазу, предшествующую катастрофической фазе оползневого процесса. Их изучение вскрывает механизм оползания и может содействовать своевременной борьбе с оползнем в подготовительном периоде его развития, когда проведение противооползневых мероприятий наиболее эффективно. Анализ этих деформаций в сопоставлении с ходом развития оползнеобразующих факторов является также необходимым элементом, позволяющим в ряде случаев в периоды затишия оползневой деятельности безопасно эксплоатировать сооружения, находящиеся на склоне и своевременно принимать предупредительные меры при активизации оползня.

Медленные движения этого типа называются „глубинной ползучестью склонов“ [3]; они проявляются более или менее постоянно, хотя скорость этих движений подвержена колебаниям, связанным с изменением интенсивности оползнеобразующих факторов.

Полный цикл оползания складывается из фазы глубинной ползучести, могущей длиться годами, и фазы среза, когда происходит быстрое кратковременное оползание [4, 5]. В одних случаях оползневой процесс ограничивается одним полным циклом, в других—такие циклы могут повторяться. На некоторых склонах после полного цикла оползания начинается следующий, который ограничивается только фазой глубинной ползучести (неполный цикл). В случае „пластических оползней“ в медленное беспрерывное движение вовлекаются земляные массы значительной мощности. Этот процесс никогда не достигает быстрого

* Доклад IV Международному конгрессу по механике грунтов и технике фундирования, Лондон, 1957.

среза, но постоянно находится в фазе глубинной ползучести. Поэтому эти явления можно рассматривать как неразвившиеся оползни.

Принципиальное различие между медленной глубинной ползучестью, захватывающей широкие зоны деформации и быстрыми оползнями, происходящими по поверхностям скольжения сказывается и в характере возникающих оползневых структур; их крайними представителями являются флюидальные и кластические структуры. Это различие позволяет распознавать характер оползневых явлений, имевших место в геологическом прошлом, по ископаемым оползням, обнаруживающимся во внутриформационных нарушениях.

Деформативные свойства грунтов при сдвиге

Для количественной оценки глубинной ползучести склонов необходимо изучение деформативных свойств грунтов при сдвиге. Это изучение должно проводиться над девственными образцами грунта в начальной стадии деформаций и в области, расположенной за пределами временного сопротивления срезу, когда достигается постоянное сопротивление.

Для подобных исследований наиболее приспособлены кольцевые вращательные приборы. Один из приборов этого типа был сконструирован автором.

Данные о деформативных свойствах грунтов при сдвиге немногочисленны. Некоторые факты более или менее установлены. Они позволяют следующим образом апроксимировать деформативные свойства грунтов при сдвиге.

1. Процесс сдвига до достижения временного сопротивления срезу, при небольшой длительности действия касательных напряжений, делится на три фазы, отличающиеся характером кривых зависимости деформации от времени: стабилизации, ползучести и среза. После среза сопротивляемость грунта падает и достигает постоянной величины τ_c. При большой длительности действия касательных напряжений, фаза ползучести переходит в фазу стабилизации или в фазу среза.

2. В фазе ползучести имеется прямолинейная зависимость между величиной касательного напряжения и скоростью деформации, достигнутой к определенному моменту времени после приложения этого напряжения [6]. Медленное пластическое течение начинается при предельном напряжении сдвига τ_0.

3. В пределах небольших изменений нормальных напряжений грунта при одном и том же значении касательных напряжений имеется приблизительно обратная пропорциональность между величинами нормальных напряжений и приведенных деформаций сдвига γ_0; здесь приведенной деформацией сдвига называется отношение деформации γ сдвига к приведенной высоте h_0 образца грунта, $\gamma_0 = \frac{\gamma}{h_0}$. Отсюда, если напряженное состояние грунта выражать через отношение касатель-

ных напряжений τ, к нормальным σ, или *коэффициент сдвига*, $f = \frac{\tau}{\sigma}$, то приведенную деформацию сдвига грунта можно рассматривать как функцию этой величины, независимо от абсолютных значений нормальных и касательных напряжений.

Зоны деформации склона

В напряженном грунтовом массиве деформации будут происходить вдоль тех площадок, для которых отношение касательных напряжений к нормальным является наибольшим, т. е. по площадкам угла наибольшего отклонения полного напряжения от нормали. Отсюда следует, что тангенсы углов наибольшего отклонения ρ равняются коэффициентам мобилизованного сдвига грунта:

$$\operatorname{tg}\rho = f \qquad (1)$$

Область предельного напряженного состояния грунта, ограниченного горизонтальной поверхностью, находящегося под действием собственного веса находится на значительных глубинах, существенно превышающих высоты природных откосов. Поэтому концентрация напряжений, вызванная существованием откоса, представляет собой чисто местное явление, влияние которого быстро убывает как в глубину, так и по горизонтали.

Так как деформации сдвига определяются величинами мобилизованного коэффициента сдвига, то система изолиний наибольших углов отклонения ρ позволяет разделить всю область склона на три зоны:

1. Зона *стабилизации*, ограниченная изолинией $\rho_0 = \operatorname{arctg} f_0$, где $f_0 = \frac{\tau_0}{\sigma}$. В этой зоне значения мобилизованного сопротивления сдвига ниже предельного напряжения сдвига τ_0,

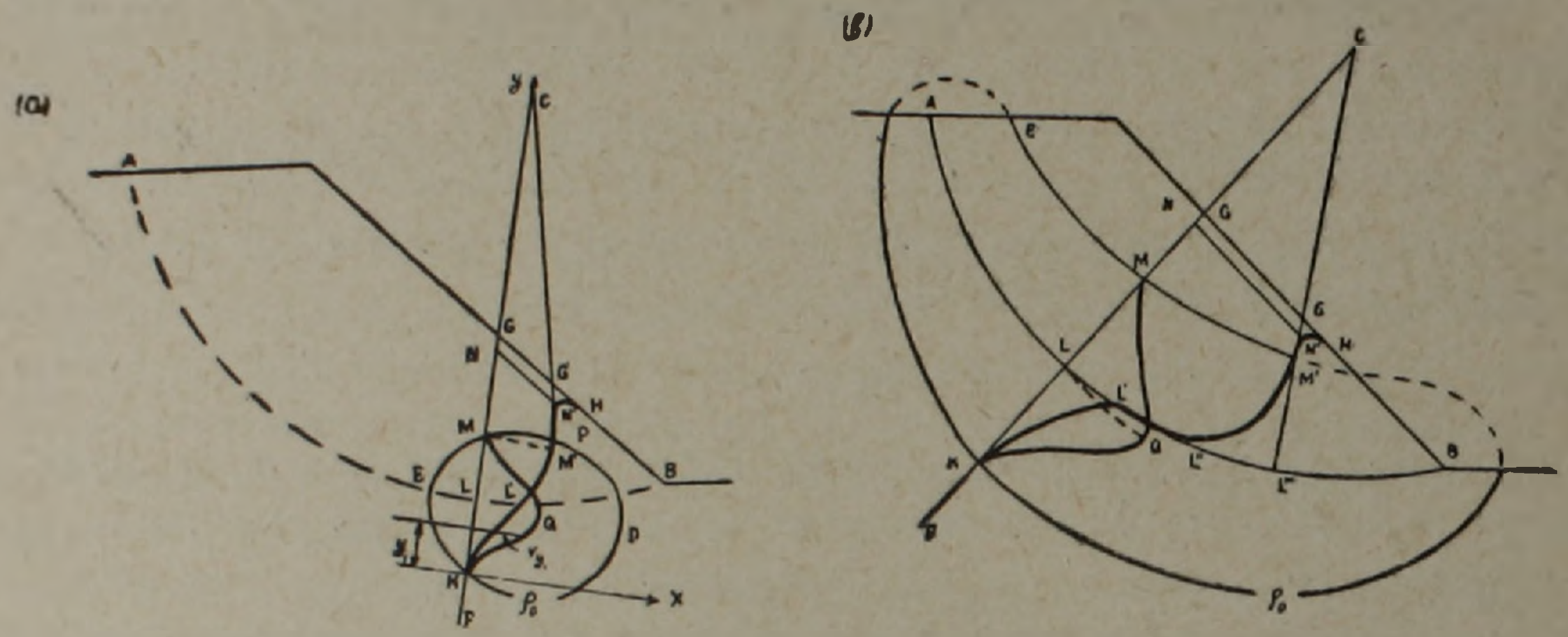
2. Зона *ползучести*, заключенная между изолиниями ρ_0 и $\rho_c = \operatorname{arctg} f_c$, где $f_c = \frac{\tau_c}{\sigma}$. Эта зона характеризуется постоянной скоростью деформации.

3. Зона *среза*, ограниченная изолинией ρ_c. В этой зоне имеет место предельное напряженное состояние, так как удовлетворяется условие пластичности.

При изменении напряженного состояния откоса изменяются и границы этих зон. При уменьшении коэффициента устойчивости склона, вдоль потенциальной поверхности скольжения, начиная от оползневого очага, возникают или развиваются островообразные зоны среза. При своем дальнейшем развитии эти зоны захватывают всю большую часть поверхности скольжения, пока наконец, не произойдет общее обрушение откоса (фаза среза).

Переход от ползучести к срезу

Образование широких *зон* деформации в фазе глубинной ползучести и *поверхностей* скольжения в фазе среза иллюстрируется фиг. 1. На фиг. 1а показана деформация склона в фазе глубинной ползучести. Здесь *AB*—потенциальная кривая скольжения, которая для упрощения заменена другой окружности с центром *C*; *KMDE*—изолиния угла наибольшего отклонения ρ_0; *FKMG* и *FKM'G'*—отрезки произволь-



Фиг. 1.

ной линии, проходящей через *C*, до и после деформации, соответственно, происходящей вследствие глубинной ползучести.

В пределах зоны ползучести *KM* имеет место течение материала с максимальным градиентом скорости в точке *L* (кривая относительной скорости *KQM*). В области *MNP* деформации вследствие глубинной ползучести не происходит, но имеет место общее смещение всей массы грунта, вызванное течением нижележащей зоны ползучести *MKD*. Наблюдаемое на дневной поверхности перемещение *GH* есть суммарный результат глубинной ползучести склона *GG'* и поверхностной ползучести *G'H*, происходящей в поверхностном слое грунта *NG*.

В фазе среза (фиг. 1b) зона глубинной ползучести расширяется. На поверхности скольжения *AB* к деформации глубинной ползучести *LL'* добавляется значительно большая по величине деформация среза *L'L''* (для удобства изображения на чертеже длина отрезка *L'L''* существенно сокращена). Движение поверхностной точки *G* есть результат поверхностной ползучести *G'H*, глубинной ползучести *LL'*+ *+L''L'''* и среза *L'L''*. Так как первые две составляющие пренебрежимо малы по сравнению с деформацией среза, то наблюдаемое на поверхности склона смещение *GH* практически целиком относится к срезу, происходящему по поверхности скольжения *AB*.

Только в этом смысле можно говорить о переходе от зон деформации в фазе глубинной ползучести к поверхностям среза в фазе среза.

Скорость глубинной ползучести склона

Скорость движения грунта в пределах зоны глубинной ползучести будет различной. Рассмотрим распределение скоростей по линии *CF* в пределах тела откоса. Выберем начало координат в точке *K* и направим оси координат, как показано на чертеже. На границах зоны ползучести (точки *K* и *M*, фиг. 1а), относительная скорость равна нулю, а у потенциальной кривой скольжения *AB* (точка *L*)—наибольшая. Функциональная зависимость между составляющей относительной скорости глубинной ползучести и ординатой *y* будет определяться законом изменения величины угла наибольшого отклонения ρ.

Для приближенного определения скорости движения склона в фазе глубинной ползучести можно воспользоваться реологическим уравнением Бингама:

$$\tau-\tau_0=\eta\frac{dv}{dy} \qquad (2)$$

где τ—касательное напряжение, действующее на площадку угла наибольшего отклонения, v—скорость движения грунта вдоль этой площадки и η—коэффициент вязкости грунта.

Разделив обе части уравнения на величину нормального напряжения, действующего на ту же площадку и преобразовав, получим:

$$dv=\lambda\ (f-f_0)\,dy$$

где величина $\lambda=\frac{\tau}{\eta}$ представляет собой коэффициент текучести грунта; он имеет размерность 1/*сек*.

Дифференциал скорости точки вдоль оси *x* будет

$$dv_x=\lambda\ (f-f_0)\ \sin\alpha\ dy$$

где α—угол между нормалью к площадке наибольшего отклонения и осью *x*. Интегрируя это выражение получим:

$$\int_{v_k}^{v_{x\,(y_1)}} dv=\lambda\int_0^{y_1}(f-f_0)\sin\alpha\,dy$$

Из граничных условий известно, что $v_k=0$. Учитывая (1) и произведя преобразования, находим составляющую абсолютной скорости глубинной ползучести склона

$$v_{x(y_1)}=\frac{\lambda}{2}\int_0^{y_1}\left[\sqrt{\frac{(\sigma_y-\sigma_x)^2+4\,\tau_{xy}^2}{\sigma_y\,\sigma_x+\tau_{xy}^2}}-f_0\right]\sin\alpha\,dy$$

где σ_x, σ_y и τ_{xy}—компоненты напряжений в рассматриваемой точке. Наибольшая абсолютная скорость получается при $y_1=KM$.

По мере развития деформации в зоне глубинной ползучести из-

меняется напряженное состояние склона. Это отражается на размещении изолиний углов наибольшего отклонения и в свою очередь вызывает изменение скорости глубинной ползучести. Внешне это обнаруживается в явлении расширения или миграции оползневых очагов.

Интерпретация результатов наблюдений за движением оползней

Наблюдения за движением оползней по смещению реперов и развитию трещин позволяет судить о расположении и развитии оползневого очага и в ряде случаев составлять прогнозы оползней.

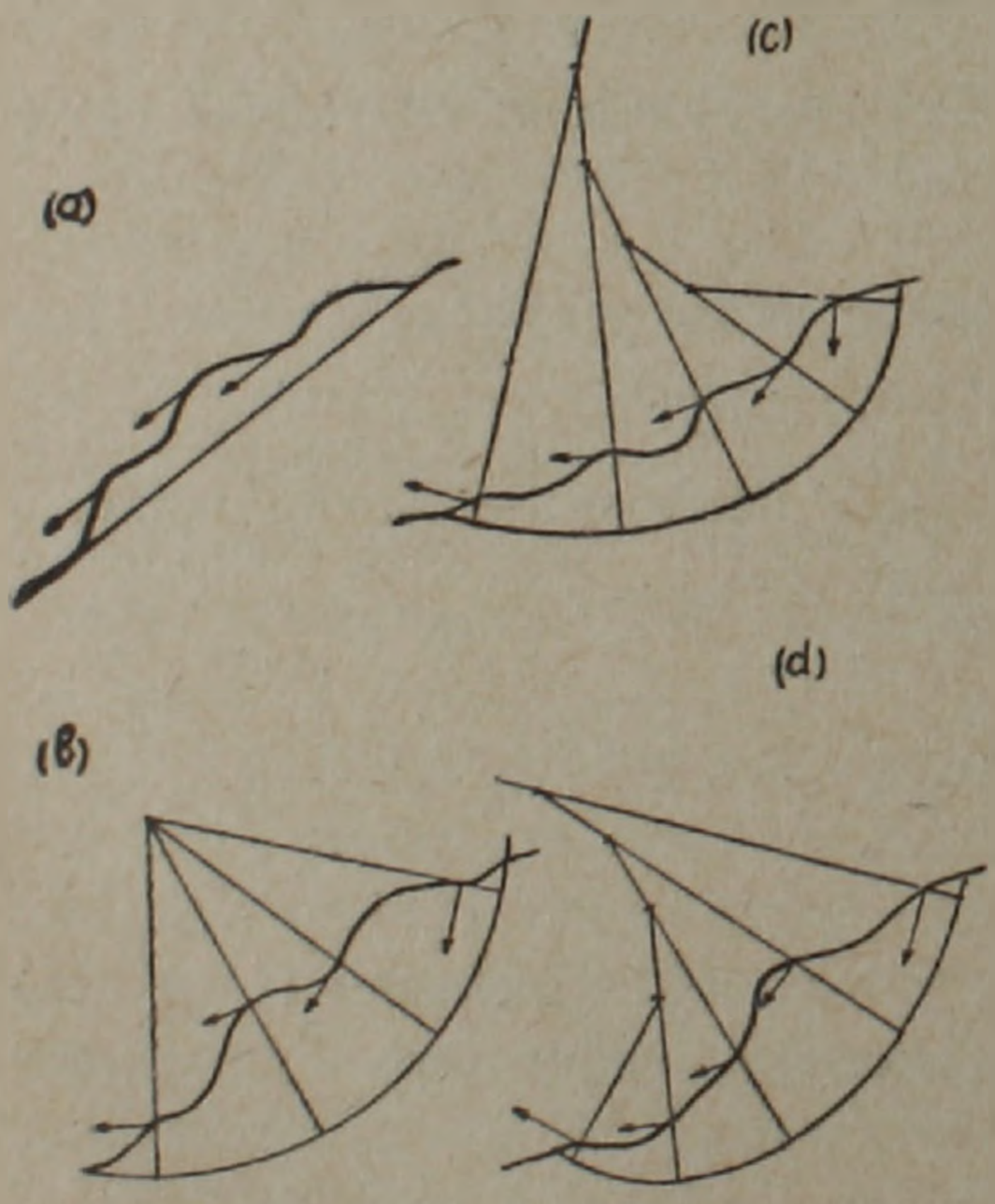
Наблюдения за временем проявления деформации позволяют различить следующие два типа движения склона:

а) движение всего массива начинается одновременно; кривые скорости смещения всех реперов имеют равные и одновременные экстремы; в среднем отделе оползня трещины отсутствуют. Такие случаи наблюдаются на небольших оползнях;

б) движение земляного массива начинается в оползневом очаге и постепенно распространяется по склону: прогрессивно вниз по склону и регрессивно вверх по склону. Кривые скорости смещения репевов, расположенных над оползневым очагом, показывают более ранние экстремы. В среднем отделе оползня, ниже очага оползания наблюдаются горизонтальные трещины сжатия, а выше очага—горизонтальные трещины растяжения (см. ниже классификацию трещин). В зависимости от местоположения оползневого очага, некоторые из этих типов трещин могут отсутствовать.

Во всех случаях в верхних отделах оползней возникают опущенные трещины растяжения, а в нижних—поднятые трещины сжатия.

Соотношение между формой поверхности скольжения и направлением векторов смещения показаны на фиг. 2: (a) поверхность скольжения плоская (фиг. 2a), векторы смещения реперов параллельны этой поверхности; (b) поверхность скольжения представляет собой дугу круга, нормали к векторам смещения пересекаются в его центре (фиг. 2b); (c) поверхность скольжения криволинейная, кривизна уменьшается вниз по склону (фиг. 2c); (d) то же, что (c), но кривизна увеличивается вниз по склону (фиг. 2d). В последних двух случаях в средней части склона возникают горизонтальные трещины растяжения или сжатия, соответственно.



Фиг. 2.

Анализ деформации склонов

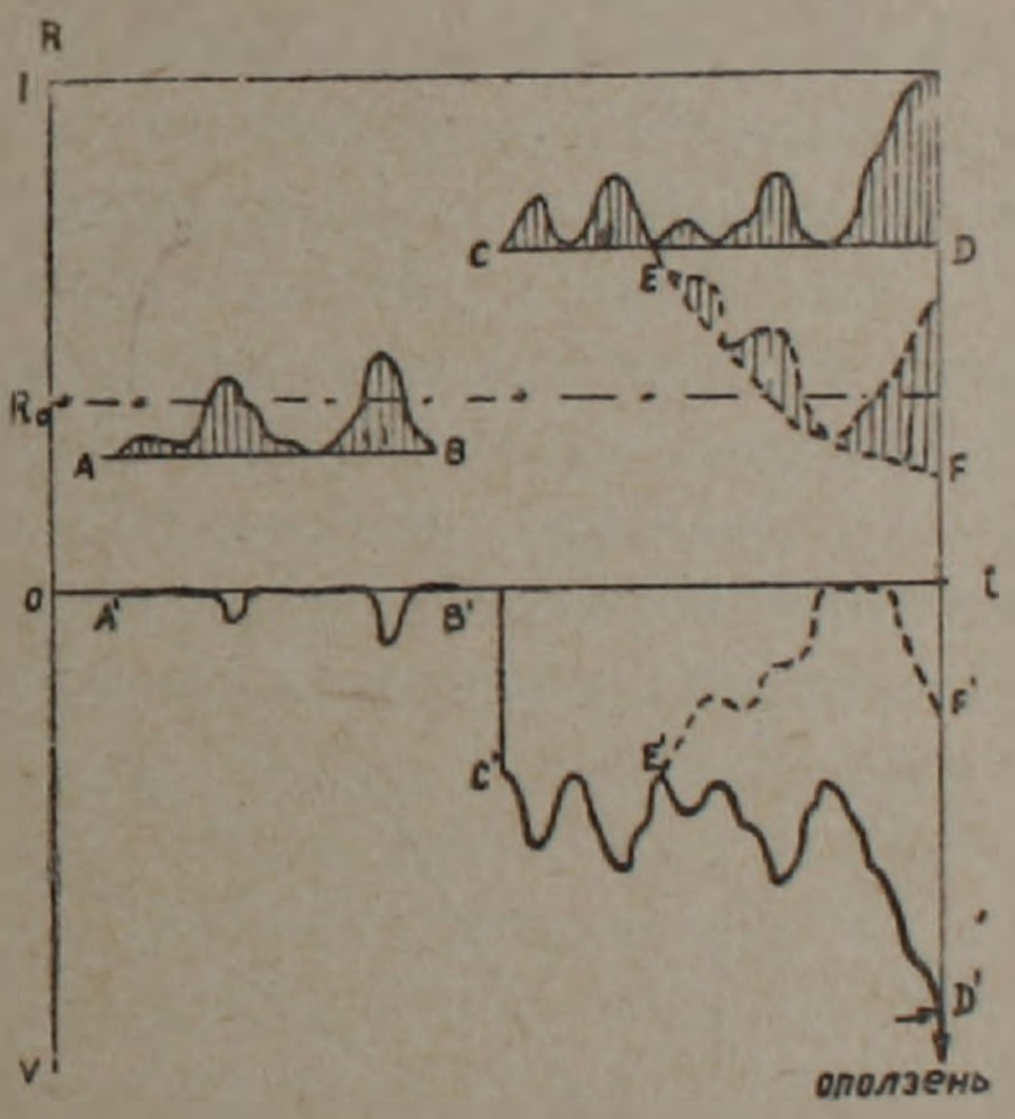
Для оценки среднего напряжения склона служит понятие *степени сдвига* R склона. Это отношение средневзвешенного коэффициента мобилизованного сдвига к грунту по потенциальной поверхности скольжения к полному коэффициенту сдвига при постоянной сопротивляемости:

$$R = \frac{1}{lf_c}\int_l f dl$$

Здесь l—длина кривой скольжения (в плоской задаче). Величина R показывает, какая часть общей сопротивляемости сдвигу является в среднем мобилизованной в результате имевшей место деформации склона. При наступлении фазы среза R равняется единице.

Общее и сезонное изменение интенсивности оползнеобразующих факторов, выражающееся в колебаниях степени сдвига склона, вызывает соответствующие изменения скорости смещения оползневых реперов.

На фиг. 3 показан схематический график деформации склона, на котором оползание происходит вследствие инфильтрации атмосферных осадков [7]. Здесь по оси абсцисс отложено время t, а по оси ординат степень сдвига склона R (вверх) и скорость глубинной ползучести v (вниз).



Фиг. 3.

Линии AB относится к вполне устойчивому склону (R преимущественно меньше, чем $R_0 = \frac{f_0}{f_c}$). При сезонных колебаниях степени сдвига R склона, она иногда превышает R_0, что вызывает небольшие деформации склона, обычно незаметные и безвредные (кривая скоростей $A'B'$).

Линия CD относится к склону постоянно находящемуся в фазе глубинной ползучести. Сезонные колебания степени сдвига склона вызывают изменения скорости движения (линия $C'D'$) и при стечении неблагоприятных обстоятельств происходит оползень (точка D). Своевременно осуществленные меры могут спасти склон (линия EF).

Этим же путем могут быть построены графики деформации склонов, происходящих и по другим причинам, например вследствие выветривания или быстрого понижения уровня воды.

Анализ многочисленных случаев оползаний на склонах подтверждает связь между интенсивностью оползнеобразующих факторов и

нарастанием скорости смещения в фазе глубинной ползучести. Имеется связь между характером фазы глубинной ползучести и масштабом подготовляющегося оползня: чем крупнее оползень, тем раньше он себя проявляет, тем длительнее идет нарастание скорости смещения, тем более грозные симптомы предстоящей катастрофы [5]. Поэтому изучение механизма оползания в фазе глубинной ползучести может дать ключ к предсказанию ожидаемых событий.

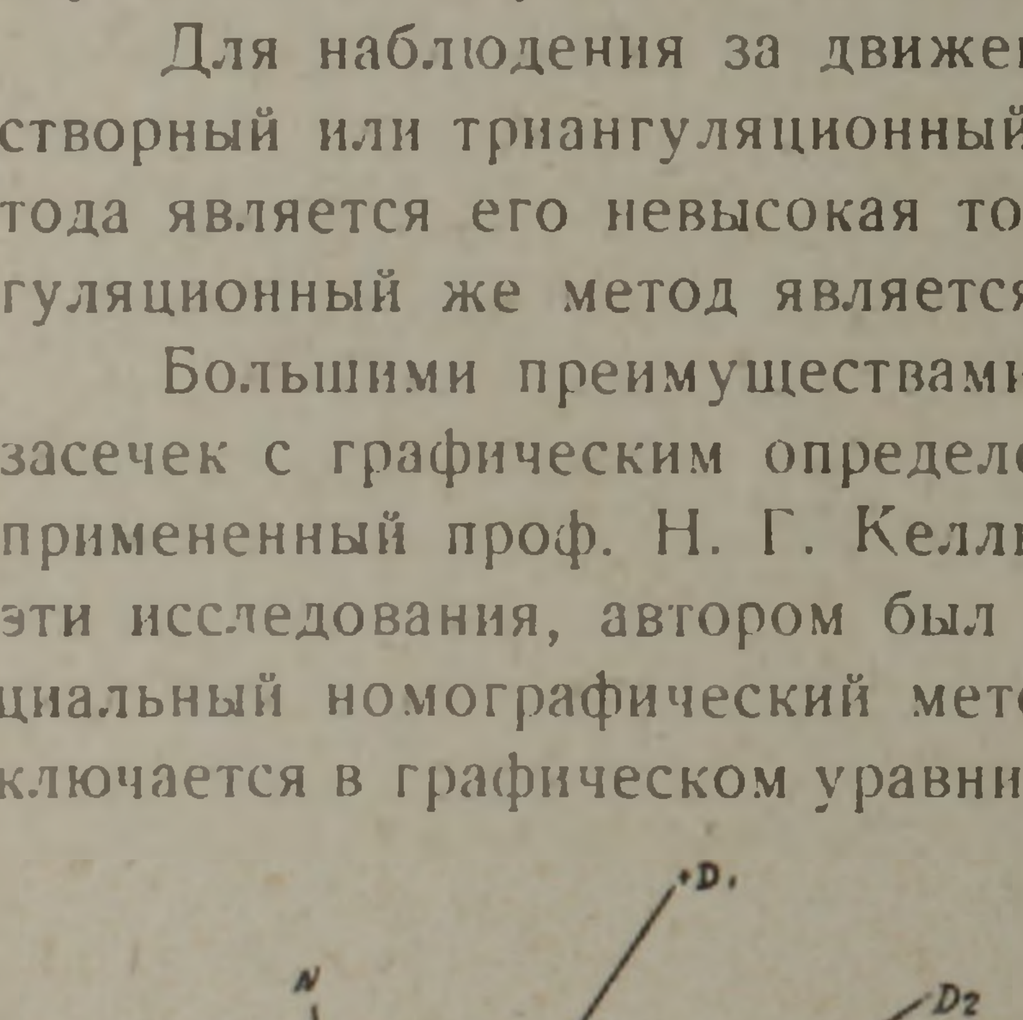
Только в немногих случаях, как, например, при оползнях, происшедших вследствие землетрясений или внезапного разжижения песков, оползание происходит почти внезапно [7].

Наблюдения за движением оползней

Эффективность наблюдений за движением оползней тесно связана с их систематичностью и точностью: чем точнее ведутся эти наблюдения, тем раньше может быть обнаружена подвижность склона, тем детальнее может быть проведено его исследование и могут быть улучшены условия эксплуатации склона или заблаговременно осуществлены противооползневые меры.

Для наблюдения за движением оползней, обычно, применяются створный или триангуляционный методы. Недостатком створного метода является его невысокая точность в холмистой местности, триангуляционный же метод является очень трудоемким.

Большими преимуществами обладает дифференциальный метод засечек с графическим определением перемещений, предложенный и примененный проф. Н. Г. Келль в 1928—1931 годах [1, 2]. Развивая эти исследования, автором был разработан многолучевой дифференциальный номографический метод прямых засечек и створов. Он заключается в графическом уравнивании разностей направлений и отклонений, измеренных помощью точных оптических теодолитов. Принцип этого метода показан на фиг. 4. Здесь D_i, . . . —линии перемещения, перпендикулярные к направлениям лучей; d_i . . . —линейные перемещения, вычисляемые по измеренным разностям δ_i направлений лучей $d_i = \frac{\delta_i}{g_i}$, где g_i — градиент



Фиг. 4.

линии положения направления луча; L_i, . . .—линии положений. Их взаимное пересечение дает фигуру смещения 1—2—3 . . . которая графически уравновешивается с учетом весов засечек.

В этом методе широко применяются номограммы. При всей своей

простоте, метод достаточно точен; перемещения могут быть определены с абсолютной погрешностью, не превышающей 2—4 *мм*.

Оползневые трещины

Для качественной оценки напряженного состояния оползневого склона могут служить оползневые трещины. Автором была составлена классификация оползневых трещин по признаку напряжений, действовавших в плоскости трещины и вызвавшей данную деформацию. Направление полного вектора деформации характеризуется вертикальным углом β, который этот вектор образует со своей проекцией на горизонтальную плоскость и горизонтальным углом α, который проекция вектора образует с нормалью к плоскости трещины.

В зависимости от горизонтального угла α различаются трещины; 1) растяжения, 2) растяжения и сдвига, 3) сдвига, 4) сжатия и сдвига, 5) сжатия. В зависимости от вертикального угла β различаются трещины: a) поднятые, b) горизонтальные; c) опущенные. Комбинация этих признаков дает различные типы трещин. Практически встречаются следующие девять типов трещин: 1a, 1b, 2a, 2b, 3, 4b, 4c, 5b, 5c (напр, тип 1a означает опущенная трещина растяжения; тип 3—трещина сдвига и т. д.).

Результаты наблюдения

Начиная с 1941 г. автором проводятся наблюдения за движением ряда крупных оползней. На оползне в апшеронских глинах был выявлен и оконтурен оползневой очаг. Наблюдения на оползне в олигоценовых глинах позволили поддерживать безопасное железнодорожное движение по оползневому участку. Оползень в эоценовых глинах показал изменение траектории движения масс в результате сопротивления, оказываемого одним из бортов. Наблюдения за оползнем в сарматских глинах позволили убедиться в стабилизации склона после имевшего место среза. На крупном оползне в нижнемеловых глинах в течение трех лет наблюдалась фаза глубинной ползучести. Был сделан прогноз фазы среза оползня, который оправдался через несколько месяцев; общее смещение склона в предсказанном месте достигло 5 *м*.

Выводы

Глубинная ползучесть склонов является подготовительной фазой оползания. Полный цикл оползания состоит из фазы глубинной ползучести, которая может длиться годами, и кратковременной фазы среза. Изучение фазы глубинной ползучести позволяет улучшить борьбу с оползнями и предсказывать наступление фазы среза.

Деформации глубинной ползучести склонов определяются значениями мобилизованного коэффициента сдвига. Мобилизованный коэф-

фициент сдвига равен тангенсу угла наибольшего отклонения полного напряжения. Поэтому система изолинии этого угла позволяет разделять тело откоса на три зоны: стабилизации, ползучести и среза.

В фазе глубинной ползучести происходят медленные деформации сдвига в пределах зоны ползучести. В фазе среза к этим малым деформациям добавляются значительно большие по величине деформации среза, происходящие в поверхности скольжения, по сравнению с которыми деформации ползучести оказываются пренебрежимо малыми. Вследствие этого, практически можно считать, что в фазе среза вся деформация происходит в поверхности скольжения.

Направление векторов смещения оползневых реперов и синхронность экстремумов скорости смещения этих реперов зависят от геометрических свойств поверхности скольжения. В работе рассмотрены следующие случаи поверхностей скольжения: плоская, круглоцилиндрическая и две цилиндрические, кривизна образующих которых уменьшается, или соответственно увеличивается, в направлении вниз по склону.

Осредненные напряжения массива, ограниченного откосом выражаются степенью сдвига склона. Анализ деформации склонов подтверждают связь между интенсивностью оползнеобразующих факторов и скоростью глубинной ползучести. Только в немногих случаях оползни происходят внезапно.

Для ведения геодезических наблюдений за движением оползневых реперов применяется многолучевой дифференциальный метод прямых засечек и створов, основанный на графическом уравнивании разностей направлений и отклонений, измеренных с помощью оптического теодолита. Этот метод позволяет с высокой точностью определять смещения и получать количественное выражение скорости глубинной ползучести склонов.

Для качественной оценки напряженного состояния могут быть использованы оползневые трещины; автор предлагает классификацию этих трещин, основанную на характере напряжений.

Наблюдения за движением оползней, проведенные автором на различного типа склонах подтверждают теоретическое и практическое значение исследования динамики оползней в фазе глубинной ползучести склонов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10.VI.57.

ԳԵՈՐԳ ՏԵՐ-ՍՏԵՓԱՆՅԱՆ

ԼԱՆՋԵՐԻ ԽՈՐՔԱՅԻՆ ՍՈՂՔԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ամփոփում

Լանջերի լեռնային ապարների դանդաղ գրավիտացիոն շարժման տեսակներից մեկը հանդիսանում է այն երևույթը, որը զարգանում է սողանքային օջախում, այսինքն լանջի այն մասում, որտեղ դիտվում է շոշափող լարումների տեղական կենտրոնացում։

Այդ շարժումներն իրենցից ներկայացնում են կատաստրոֆին նախորդող փուլ։ Նրանց ուսումնասիրությունը բացահայտում է սողանքի մեխանիզմը և կարող է նպաստել ժամանակին պայքարելու սողանքի դեմ՝ նրա զարգացման նախնական շրջանում, երբ հակասողանքային գործունեությունն ավելի էֆֆեկտիվ է։ Այդ դեֆորմացիաների վերլուծումը սողանք առաջացնող պատճառների զարգացման ընթացքի հետ միասին, նույնպես ներկայացնում է անհրաժեշտ էլեմենտ, որը թույլ է տալիս սողանքային գործունեության մեղմացման շրջանում անվտանգ շահագործել սողանքի վրա գտնվող կառուցվածքը և ժամանակին ձեռնարկել նախազգուշական միջոցառումներ սողանքի ակտիվացման դեպքում։

Այդ դանդաղ շարժումները կոչվում են «լանջերի խորքային սողք»։ Նրանք համարյա թե միշտ հանդես են գալիս հաստատուն կերպով, մինչդեռ այդ շարժումների արագությունը ենթակա է տատանումների, որոնք կախված են սողանք առաջացնող պատճառների փոփոխման ինտենսիվությունից։

Սողանքի լրիվ ցիկլը ստացվում է խորքային սողքի փուլից, որը կարող է տևել տարիներ, և կտրման փուլից, երբ առաջանում է արագ, կարճատև սողանք։ Որոշ դեպքերում սողանքային պրոցեսը սահմանափակվում է մեկ լրիվ ցիկլով, այլ դեպքերում այդպիսի ցիկլերը կարող են կրկնվել։ «Պլաստիկ սողանքների» դեպքում դանդաղ անընդհատ շարժմամբ ընդգրկում են զգալի կարողության հողային մասսաներ։ Այդ պրոցեսը երբեք չի հասնում արագ կտրման, սակայն մշտապես գտնվում է խորքային սողքի փուլում, հետևապես այդ երևույթները կարելի է դիտել որպես չզարգացող սողանքեր։

Լանջերի խորքային սողքի արագության մոտավոր գնահատման համար, գրունտների դեֆորմատիվ հատկությունները սահքի դեպքում, արտահայտվում են հետևյալ կերպ։ (1) Սահքի պրոցեսը բաժանվում է երեք փուլի՝ կայունացման, սողքի և կտրման։ Կտրումից հետո գրունտի դիմադրողականությունն ընկնում է և հասնում հաստատուն դիմադրողականության τ_r։ (2) Սողքի փուլում շոշափող լարումների մեծության և դեֆորմացիայի արագության միջև գոյություն ունի ուղղագիծ կապակցություն։ Դանդաղ պլաստիկ հոսունությունը սկսվում է սահքի՝ τ_0 սահմանային լարվածության դեպքում։ (3) Սահքի դեֆորմացիայի մեծությունը կախված է τ շոշափող լարումների և σ նորմալ լարումների հարաբերության մեծությունից, այսինքն սահքի գործակից՝ $f = \frac{\tau}{\sigma}$, անկախ շոշափող և նորմալ լարումների բացարձակ մեծություններից։

Լարված գրունտային զանգվածում դեֆորմացիաները կատարվում են այն հարթակների ուղղությամբ, որոնք ունեն ամենամեծ շեղման անկյունը φ, այսինքն այն անկյունը, որը կազմում է լրիվ լարվածությունը հարթակի նորմալի հետ։ Ուստի ամենամեծ շեղման անկյունների տանգենսները հավասար են գրունտի մոբիլիզացված սահքի գործակիցներին $\operatorname{tg}\varphi = f$։

Գրունտի սահմանային լարված վիճակում գտնվող տիրույթը, սահմանափակված հոլոմորֆական մակերեսով, գրունտի սեփական քաշի ազդեցության տակ, գտնվում է կպալի խորությունում, որը բավական գերազանցում է բնական լանջի բարձրությանը։ Այդ պատճառով լարումների համակենտրոնացումը, որը բխում է լանջի առկայությունից, ունի միայն տեղական նշանակու-

թյուն, որի ազդեցությունը արագորեն մեղմանում է թե՛ ըստ խորության և թե՛ ըստ հորիզոնականի։

Քանի որ գրունտի սահքի դեֆորմացիաները որոշվում են մոբիլիզացված սահքի գործակցի արժեքներով, ապա ը ամենամեծ շեղման անկյունների իզոգծերի սիստեմը թույլատրում է ամբողջ լանջը բաժանել երեք զոնայի.

1) Կայունացման զոնա՝ սահմանափակված $\rho_0 = \operatorname{arctg} f_0$ իզոգծով, որտեղ $f_0 = \frac{\tau_0}{\sigma}$: Այդ զոնայում սահքի մոբիլիզացված դիմադրության նշանակությունը փոքր է τ_0 սահքի սահմանային լարումից, և հետևաբար սահքի դեֆորմացիաները բացակայում են,

2) Սողքի զոնա՝ սահմանափակված ρ_0 և $\rho_c = \operatorname{arctg} f_c$ իզոգծերով, որտեղ $f_c = \frac{\tau_c}{\sigma}$ ։ Այդ զոնան բնութագրվում է դեֆորմացիաների հաստատուն արագությամբ,

3) Կտրման զոնա՝ սահմանափակված ρ_c իզոգծով։ Այդ զոնայում տեղի ունի սահմանային լարված վիճակ, քանի որ բավարարվում է պլաստիկության պայմանը։

Լանջի լարված վիճակի փոփոխման հետ միասին փոփոխվում են և այդ զոնաների սահմանները։ Լանջի կայունության գործակցի փոքրացման հետևանքով սահքի պոտենցիալ մակերևույթի ուղղությամբ, սկսած սողանքային օջախից, ծագում կամ զարգանում են կտրման կղզիաձև գոտիներ։ Այդ գոտիներն իրենց հետագա զարգացման ընթացքում ընդգրկում են սահքի մակերևույթի ավելի մեծ մասը, մինչև որ վերջապես կատարվում է լանջի ընդհանուր փլումը (կտրման փուլ)։

Սողքի փուլում դեֆորմացիան ընդգրկում է շատ թե քիչ ընդլայնված զոնա, ըստ որում դեֆորմացիայի արագությունը որոշվում է շեղման ամենամեծ անկյան փոփոխման օրենքով (Նկ. 1a)։ Կտրման փուլում սողքի դեֆորմացիաներին գումարվում են անհամեմատ ավելի մեծ կտրման դեֆորմացիանները, որոնք զարգանում են սահքի մակերևույթում և որոնց նկատմամբ սողքի դեֆորմացիաները կարելի է արհամարհել (Նկ. 1b)։ Միայն այդ իմաստով կարելի է խոսել կտրման փուլում սողքի զոնաներից սահքի մակերևույթներին անցնելու մասին։

Խորքային սողքի արագության մոտավոր արժեքը կարելի է ստանալ ընդունելով մարմնի հավասարումը ըստ Բինգամի, որի հիման վրա գտնում ենք՝

$$v_x = \frac{\lambda}{2} \int_0^y \left[\sqrt{\frac{(\sigma_y - \sigma_x)^2 + 4\tau_{xy}^2}{\sigma_y \sigma_x + \tau_{xy}^2}} - f_0 \right] \sin \alpha \, dy$$

որտեղ σ_y, σ_x և τ_{xy} լարման բաղադրիչներն են դիտվող կետում, α այն անկյունը, որը կազմում է ամենամեծ շեղման մակերեսի նորմալը x առանցքի հետ, $\lambda = \frac{\sigma}{\eta}$ գրունտի հոսունության դործակիցը, որը հավասար է σ նորմալ լարման և գրունտի η մածուցիկության գործակցի հարաբերությանը։

Սողանքային շարժման դիտումներն ըստ ռեպերների տեղափոխման և սողանքային ճեղքերի զարգացման, թույլ են տալիս խոսել սողանքային օջա-

խի տեղադրման մասին։ Տարբերվում են շարժման երկու հիմնական տեսակներ.

1) Զանգվածի շարժումը սկսվում է միաժամանակ, որի դեպքում շարժման արագության կորերն ունեն հավասար և միաժամանակ էքստրեմ արժեքներ,

2) Հողային զանգվածի շարժումը սկսվում է սողանքային օջախում և աստիճանաբար տարածվում է ըստ լանջի, պրոգրեսիվ կերպով դեպի ցած և ռեգրեսիվ կերպով դեպի վեր։ Սողանքային օջախի վրա դասավորված ռեպերների տեղաշարժման արագության կորերը ցույց են տալիս ավելի վաղ էքստրեմ արժեքներ։

Նկ. 2-ում ցույց են տրված սողանքի մակերևույթի ձևի և տեղաշարժի՝ վեկտորների ուղղությամբ հարաբերությունը. a) սողանքի հարթ մակերես՝ տեղաշարժման վեկտորները զուգահեռ են այդ հարթությանը, b) սողանքի շրջանաձև մակերևույթ՝ տեղափոխման վեկտորների նորմալները հատվում են կենտրոնում, c) սողանքի կոր մակերևույթ՝ կորությունը լանջի թեքությամբ դեպի վար փոքրանում է, և d) սողանքի կոր մակերևույթ՝ կորությունը լանջի թեքությամբ դեպի վար մեծանում է։

Լանջի միջին լարված վիճակի դնահատման համար օգտագործվում է լանջի սողանքի R աստիճան հասկացողությունը։ Դա ըստ սողանքի պոտենցիալ մակերևույթի գրունտի միջին մոբիլիզացված գործակցի հարաբերությունն է հաստատուն սահքի f_c գործակցին՝ $R=\frac{1}{lf_c}\int_l f\,dl.$

Նկ. 3-ում ներկայացված է լանջի դեֆորմացիայի գրաֆիկը, որտեղ ցույց է տրված t ժամանակի, R սահքի աստիճանի և դեֆորմացիայի v արագության հարաբերությունները երկու լանջերի համար. AB—լրիվ կայուն լանջ, և CD—միշտ խորքային սողքի փուլում գտնվող լանջ։

Նկ. 4-ում ցույց են տրված սողանքի տեղաշարժման դիտումների սկզբունքները։

Սողանքային լանջի լարված վիճակի որակական գնահատման համար կարող են ծառայել սողանքային ճեղքվածքները։ Լրիվ դեֆորմացիայի վեկտորի և ճեղքվածքի հարթությունով կազմված հորիզոնական անկյունից կախված, ճեղքերը բաժանվում են հետևյալ հինգ խմբերի՝ (1) ձգման, (2) ձգման և սահքի, (3) սահքի, (4) սեղմման և սահքի, (5) սեղմման։ Ուղղաձիգ անկյունից կախված ճեղքերը բաժանվում են՝ ա) բարձրացած, բ) հորիզոնական և գ) իջած։

Լանջերի շարժման վերաբերյալ տարբեր երկրաբանական պայմաններում կատարված են բազմամյա դիտումներ և ուսումնասիրված են սողանքների դինամիկայի տարբեր հարցեր։ Մեկ դեպքում, կավճային հաստակի կավերի լանջում կանխատեսվել է սողանք։ Կանխատեսումը արդարացել է մի քանի ամսից հետո։ Տեղաշարժը կատարվել է նախատեսված տեղում և կազմել է մինչև 5 մ։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Келль Н. Г.*, Методы геодезического определения смещений на оползнях. Ленинград, 1936.
2. *Келль Н. Г.*, Графический метод в действиях с погрешностями и положениями (распределениями), М.—Л., 1948.
3. *Тер-Степанян Г. И.*, Глубинная ползучесть склонов и методы ее изучения. Автореф. докторск. диссертации, Ереван, 1955.
4. *Шахунянц Г. М.* Техн. жел. дор., 1944, № 12, 3—7.
5. *Heim A.* Bergsturz und Menschenleben. Beibl. z. Vierteljahrsschr. d. Naturforsch. Gesellsch. i. Zürich, 1932. Jg. 77; H. $^{3}/_{4}$. № 20.
6. *Hvorslev M. J.*, Über die Festigkeitseigenschaften gestörter bindiger Böden, Kopenhagen, 1937.
7. *Terzaghi K.*, Mechanism of Landslides. Berkey vol. Geol. Soc. Am., 1950, 83—123.
8. *Terzaghi K.*, Discussion on the Earth Pressure etc., Proc. Third Intern. Confer. Soil Mechanics, Switzerland, 1953, vol. III, 205—206.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գեոլոգ. և աշխարհագր. գիտ. սերիա X, № 4, 1957 Серия геологич. и географич. наук

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

К. А. КАРАМЯН

АЛАБАНДИН ИЗ ДАСТАКЕРТСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В процессе исследования на Дастакертском медно-молибденовом месторождении автором были обнаружены небольшие жилы и прожилки, сложенные черным неизвестным минералом с полуметаллическим блеском. В аншлифах этот минерал был определен И. С. Волынским как алабандин. В дальнейшем химические анализы из чисто отобранных разностей минерала подтвердили это определение.

Настоящим пользуюсь случаем выразить свою глубокую благодарность И. С. Волынскому за любезно оказанную консультацию.

Алабандин на Дастакертском месторождении обнаружен в виде отдельных самостоятельных прожилков и небольших жил, не превышающих по мощности 15 *см* в раздувах, протяжением 3—5 местами и более метров.

Минерализация Дастакертского медно-молибденового месторождения характеризуется многостадийностью проявления с последовательной сменой одних парагенетических ассоциаций другими.

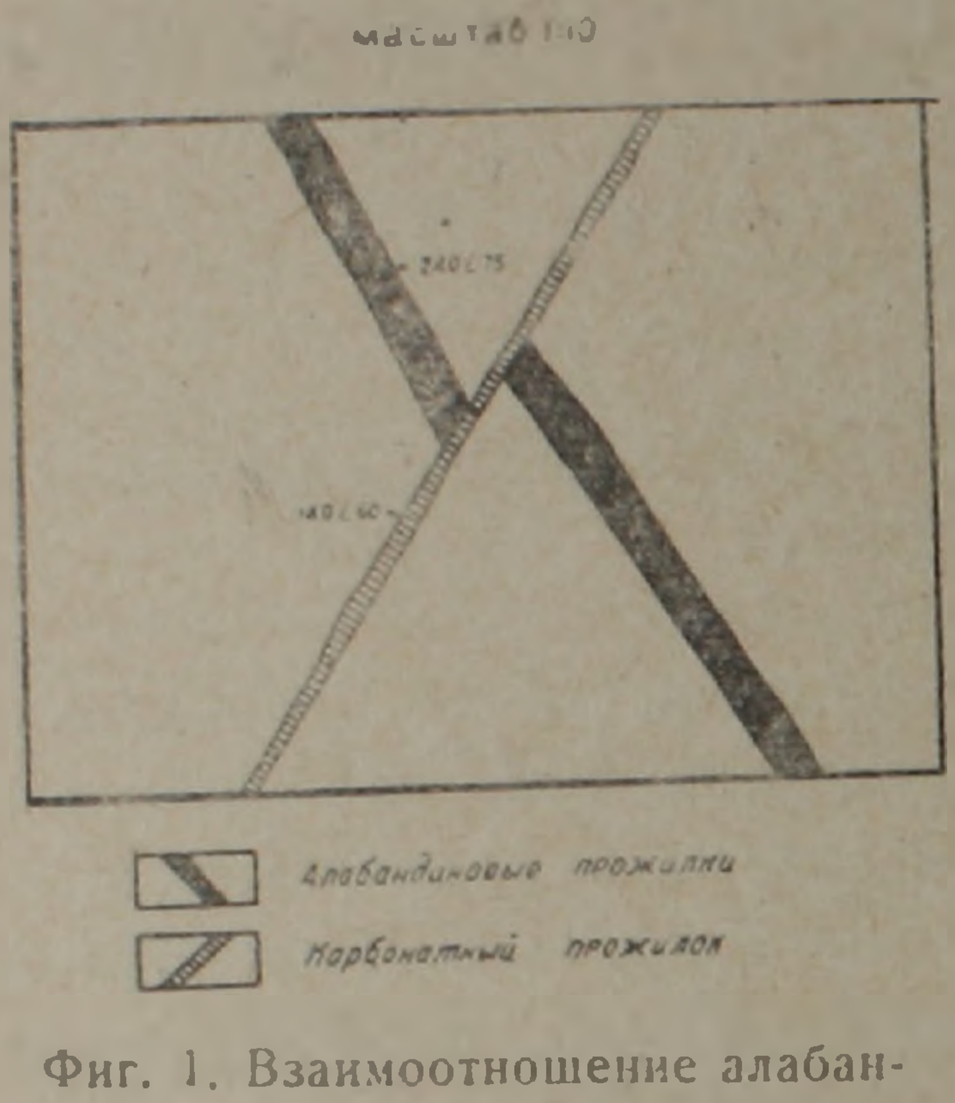
Алабандиновые прожилки и маломощные жилы проявляют совершенную самостоятельность по отношению к остальным стадиям минерализации. Имея в виду такую самостоятельность алабандиновых прожилков и жил и разрыв во времени по отношению к остальным стадиям минерализации, нами выделена самостоятельная алабандиновая стадия.

Для Дастакертского месторождения мы выделяем следующие стадии:

1. Медно-полевошпатовая
2. Медная
3. Медно-молибденовая I-ая
4. Медно-молибденовая II-ая
5. Медно-карбонатная
6. Кварц-пирит-сфалеритовая
7. Полиметаллическая
8. Алабандиновая
9. Карбонатная
10. Пиритовая

В этой последовательности неясно положение пиритовой стадии, которая в силу отсутствия возрастных взаимоотношений с остальными стадиями помещается в конце последовательного ряда, хотя более вероятно, что она формировалась до полиметаллической.

Как видно из вышеприведенной схемы развития оруденения алабандиновая стадия по времени формирования относится к поздним стадиям минерализации, но предшествует карбонатной (отмечаются смещения алабандиновых прожилков карбонатными (фиг. 1).



Фиг. 1. Взаимоотношение алабандина и карбонатного прожилка.

В жилах алабандин находится в тесной ассоциации с карбонатом, главным образом родохрозитом и мангано-кальцитом. Из остальных рудных минералов отмечено присутствие мельниковит-пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, гораздо реже блеклой руды и энаргита.

Соотношение между родохрозитом и алабандином, составляющими основную массу минералов, слагающих жилы, весьма различное. Местами прожилки полностью сложены из алабандина, местами же отдельные участки прожилков сложены в основном из карбоната, в котором отмечаются пятнистые выделения алабандина с извилистными изрезанными очертаниями.

Алабандин сбразует довольно крупные выделения с гипидиоморфнозернистой структурой с крупными зернами, размером местами до 1 *см*. Обычно зерна имеют вытянутые очертания. Нередко наблюдаются хорошо выраженные трещины спайности, а треугольники выкрашивания обычны. На дневной поверхности алабандин обычно тускнеет и покрывается землистым налетом. При воздействии соляной кислоты бурно вскипает с интенсивным выделением сероводорода.

В отраженном свете алабандин серый, значительно светлее сфалерита ($R \sim 25\%$), обладает характерными густозелеными внутренними рефлексами.

Данные химического анализа чисто отобранного минерала представлены в табл. 1.

Таблица 1

Fe	Mg	Mn	S	Сумма	Хим. лаборатория ИГН АН АрмССР
1,09	3,37	59,67	36,35	99,48	Аналитик С. Дехтрикян

Результаты химического анализа свидетельствуют, что наш минерал весьма близок по составу к теоретическому составу алабандина (63,14%—Mn и 35,86%—S). Однако наш анализ показывает значительное содержание Mg (возможно изоморфно замещает Mn в кристаллической решетке алабандина).

Спектральным анализом, выполненным в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР, установлено в %: Mg 0,1—1,0: Fe 0,3; Ti 0,003—0,001; Cu 0,03—0,1; Ag⩾ 0,0003; Sb⩾ 0,01: Bi⩾ 0,003; As—0,03—0,1.

Отмечается как более раннее совместное отложение родохрозита и алабандина, так и пересечение алабандина многочисленными прожилками родохрозита поздней генерации. В основном минерализация этой стадии началась с отложения родохрозита вдоль зальбандов алабандиновых жилок. Для раннего родохрозита отмечается отчетливо выраженное концентрически-зональное колломорфное строение. Повидимому, это обусловлено резким повышением в растворах содержания марганца с его выпадением в виде колломорфно-зональных образований, в которых происходит чередование аморфных зон со скрыто кристаллическими, переходящими в явно зернистые структуры. Алабандин здесь отлагается совместно с колломорфным родохрозитом, заполняя пустоты почек (фиг. 2).

Одновременно с родохрозитом и алабандином отлагается и гелеобразное аморфное вещество темнокоричневого цвета (повидимому, гидрокарбонат Mn, Ca, Mg; спектральные анализы показывают значительное присутствие Mn, Ca, Mg. Это гелеобразное вещество вскипает при воздействии на него соляной кислоты).

Фиг. 2. Строение сложной карбонат-алабандиновой почки. Черное—алабандин, светлое—карбонат. Серое в центре—гидрокарбонат. Прозрачный шлиф. Николи не скрещены. ×24.

Вышеописанный гидрокарбонат, также как и родохрозит, образует сложные почки совместно с алабандином и родохрозитом. В дальнейшем, после выпадения основной массы алабандина и колломорфного родохрозита, по-видимому вследствие падения концентрации Mn в растворе, образуется зернистый родохрозит, который в виде прожилков пересекает выделения алабандина. Более того, отмечается интенсивное разъедание алабандина более поздним родохрозитом. Встречается также брекчиевая микротектстура, когда обломки колломорфных почек родохрозита и гидрокарбоната цементируются зернистым родохрозитом. Поздний родохрозит развивается обычно по алабандину и по краям зерен последнего имеет более мелкозернистую структуру. С удалением от выделений алабандина зернистость родохрозита увеличивается. Как правило, в поздних прожилках кристаллического родохрозита отмечается присутствие разнообразных сульфидов:

мельниковит-пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, блеклой руды и энаргита.

Наиболее широко развит мельниковит-пирит, обычно образующий ясную структуру краевой каемки, окаймляющей выделения алабандина (фиг. 3) и в виде тончайшей сети прожилков секущий во всевозможных направлениях поля алабандина. Для мельниковит-пирита выделяются различные степени раскристаллизации.

Образование краевой каемки мельниковит-пирита вокруг выделений алабандина следует объяснить способностью алабандина высаживать железо из раствора в виде мельниковит-пирита, который образуется вследствие реакции между раствором содержащим железо и серой алабандина.

Фиг. 3. Краевые каемки мельниковит-пирита (светлое) вокруг выделений алабандина (темносерое). Полированный шлиф. ×80.

Подобное явление закономерного образования краевой каемки мельниковит-пирита вокруг алабандина отмечается также и для многих других месторождений. В частности это отмечается в месторождениях Сакарамб (Румыния), Гаршау (Аризона, США) и др. В выше отмеченных месторождениях поздний родохрозит синегенетичен с мельниковит-пиритом; последний образует оторочки вокруг алабандина и возник под воздействием на алабандин бикарбонатных растворов.

Как было отмечено выше, наряду с мельниковит-пиритом, в тесной ассоциации с поздним родохрозитом, образуются и другие сульфиды, которые являются всегда более молодыми образованиями по отношению к алабандину и в виде прожилков секут выделения алабандина (фиг. 4).

До последнего времени об алабандине в литературе имелись весьма скудные и неполные сведения. Только после обзора Д. Ф. Хьют и Олаф Н. Рав [2] стало очевидным, что алабандин присутствует в целом ряде месторождений и, повидимому, распространен более широко, нежели представлялось ранее.

Наиболее обычен алабандин в низкотемпературных месторождениях, в тесной ассоциации с карбонатами марганца и родохрозитом. Подобные месторождения известны в США и Мексике в районах проявления молодой вулканической деятельности. Из сульфидов наиболее часто представлены галенит, сфалерит, тетраэдрит, халькопирит и пирит. Характерно, что в рудах месторождений, в которых присутствует алабандин, серебро является наиболее ценным компонентом и

многие месторождения этого типа в основном разрабатывается на серебро. Серебро присутствует как в виде самостоятельных серебросодержащих минералов—пираргирита, прустита, так и в серебросодержащем галените и блеклых рудах. К месторождениям этого типа относятся Лаки Касс Томбстон (Аризона), Кирикаука (Монтана), Шельбурн (Невада), Джефферсон Каунти (Монтана), Сумит Каунти (Колорадо), Пуебло (Мексика) и др.

Другая группа месторождений, в которых отмечено присутствие алабандина,—это жилы в третичных пропилитизированных интрузивных дацитах, в Карпатских золото-серебряных месторождениях. Здесь алабандин ассоцируется с самородным золотом, теллуридами благородных металлов (нагиагитом, креннеритом), алтаитом, бурнонитом, галенитом, сфалеритом. Из жильных минералов отмечены родохрозит, кальцит. Как и в других месторождениях, эти сульфиды являются более поздними образованиями по отношению к алабандину. К месторождениям этого типа относятся Нагиаг, Оффенбания, Капник и др. (Румыния).

Фиг. 4. Прожилки позднего родохрозита с сульфидами среди алабандина. Полированный шлиф. ×80.

В месторождениях, где проявляются совместно силикат, сульфид и карбонат марганца, отмечается определенная последовательность их образования: наиболее ранним является родонит, после которого образуется алабандин и уже в последнюю очередь—родохрозит. При этом, по некоторым данным, родохрозит во многих случаях образуется за счет алабандина, благодаря воздействию на последний гидро- или бикарбонатных растворов. На Дастакерстком месторождении отмечается также разъедание алабандина поздними карбонатами, однако наряду с этим происходит совместное их отложение.

Алабандин известен также в рудах месторождения Бъютт Монтана, но судя по данным Рено Селс и Чарльза Мейера [4], он имеет не гидротермальное происхождение, а образовался благодаря воздействию сернистых возгонов на родохрозит. Эти возгоны образовались при термальном воздействии пострудной дацитовой дайки на первичную пирит-халькозиновую руду.

В Советском Союзе алабандин описан А. Г. Бетехтиным в рудах Чиатурского месторождения, но здесь он имеет метаморфическое происхождение и ассоцинрует с карбонатом Mn и Ca и опалом.

Таким образом, в литературе нет данных о проявлении алабандина в высоко-среднетемпературных месторождениях медно-молибде-

новых руд. Дастакертское месторождение, по-видимому, является пока единственным из месторождений этой формации, в рудах которого помимо других сульфидов присутствует также и алабандин.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10 IX 1957 г.

Կ. Ա. ՔԱՐԱՄՅԱՆ

ԴԱՍՏԱԿԵՐՏԻ ՊՂԻՆՁ-ՄՈԼԻԲԴԵՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԱԼԱԲԱՆԴԻՆԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Դաստակերտի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրի ուսումնասիրության ընթացքում հեղինակը 1953 թ. հայտնաբերել է սև, կիսամետաղային փայլով միներալ, որոշված որպես ալաբանդին հետևյալ քիմիական կազմով՝ Fe—1,09, Mg—3,37, Mn—59,67, S—36,35%։

Ալաբանդինը հանքավայրում ներկայացված է մանր երակներով և երակիկներով։ Միներալի առկայությունը ինքնուրույն երակների ձևով, հեղինակին թույլ է տվել սահմանել առանձին, միներալացման ալաբանդինային ստադիա։

Ստորև բերվում է միներալացման ստադիաների հերթականությունը.

1. Պղինձ-դաշտաշպատային, 2. Պղնձային, 3. Պղինձ-մոլիբդենային I, 4. Պղինձ-մոլիբդենային II, 5. Պղինձ-կարբոնատային, 6. Կվարց-պիրիտ-սֆալերիտային, 7. Բազմամետաղային, 8. Ալաբանդինային, 9. Կարբոնատային, 10. Պիրիտային։

Ալաբանդինային երակիկների մեջ հանքային միներալներից առկա են մելնիկովիտ-պիրիտը, սֆալերիտը, գալենիտը, խալկոպիրիտը, խունացած հանքանյութը, էնարգիտը, երակային միներալներից՝ մանգանային կարբոնատներ։

Նկատվում են միատեղ և միաժամանակ առաջացող ավելի վաղ ալաբանդին և ռոդոխրոզիտի անջատումներ և նրանց հատող ավելի ուշ առաջացած ռոդոխրոզիտի երակիկներ։

Ալաբանդինային կուտակումների շուրջը ուշ առաջացած կարբոնատների ազդեցության տակ առաջացել են մելնիկովիտ-պիրիտային եղրեր, որոնք, հավանաբար, ալաբանդինի մեջ գտնվող ծծմբի և լուծույթում եղած երկաթի ներդրծման արդյունք են։

Ալաբանդինի առկայությունը պղինձ-մոլիբդենային ֆորմացիաների մեջ նշվում է առաջին անգամ հեղինակի կողմից։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бетехтин А. Г.* Промышленные марганцовые руды СССР. АН СССР, 1946.
2. *Hewett D. F. and Olov Rove.* Occurence and relation of alabandite. Economic geology 1930 (25) 36.
3. *Koch Sander es Denatt Eva.* Data relating to the alabandin deposits. in Sacaramb Nagyag Rommania and to those hauirite in Kalinka Cechoslovakia. Acta universitatis Szegechensis Acta mineralogica petrographica, т. 1950.
4. *Reno H. Sels and Charls Ieyer.* Effect of postoredike intrusion on Butte ore minerals Economic geology, 1951, № 8.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԴԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. սերիա X, № 4, 1957 Серия геологич. и географич. наук

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

С. А. ДЕХТРИКЯН

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МАЛЫХ КОЛИЧЕСТВ ГЕРМАНИЯ В РУДАХ И МИНЕРАЛАХ

Германий относится к числу наиболее редких и рассеянных элементов, встречающихся в природе.

Известны следующие минералы, богатые германием: германит—Cu_3 (Ge, Ga, Fe, Zn)S_4 (юго-западная Африка), аргиродит—Ag_8GeS и обнаруженный в последнее время рениерит (Cu, Fe, Ge, Zn) S (Бельгийское Конго), содержащие от 6,5 до 10% германия.

Германий в количестве от 0,0001% до 0,001—0,01% присутствует в виде изоморфной примеси в полиметаллических и медных рудах, а также в углях и изредка в некоторых типах железных руд [1].

В литературе приводится описание ряда количественных—колориметрических методов определения германия, а также методов разложения и отделения его из руд и минералов, содержащих малые количества германия.

А. И. Клалеем (Cluley H. J.) [2] в 1951 г. предложен способ определения германия фенилфлуороном. Последний в солянокислой или сернокислой среде образует с германием нерастворимое комплексное соединение розового цвета. При малом количестве германия указанное соединение (осадок) переходит в коллоидальное состояние; оно растворяется когда к раствору прибавляется желатин.

Впоследствии В. А. Назаренко и Н. Ф. Лебедева [3] применяли этот метод для определения германия в силикатах, сульфидных рудах, в отходах цветной металлургии, в углях, в золе торфов и некоторых минеральных водах.

Указанные авторы предлагают разлагать руды, содержащие германий, серной и фтористоводородной кислотами. Для отделения растворенного таким образом германия от других элементов применяют метод перегонки в 6N солянокислом растворе.

Позднее было предложено вместе с перегонкой применять также экстракцию четыреххлористым углеродом [4].

Н. И. Якимова также применяет (1955 г.) фенилфлуорон, но разложение руды производит азотной и фосфорной кислотами. Отделение германия при этом производится экстракцией четыреххлористым углеродом в 9N солянокислой среде, чем резко сокращается время, затрачиваемое на анализ. Кроме фенилфлуорона, для определения гер-

мания в литературе указываются также другие реактивы, как-то: гематоксилин, ацетатхинализарин и т. д.

Для колориметрического определения германия, наиболее приемлемым является предложенный в 1936 г. И. П. Алимариным и Б. Н. Ивановым-Эминым колориметрический метод определения германия с помощью молибденовокислого аммония [5, 6].

Сущность данного метода заключается в том, что германий в азотнокислой, сернокислой или уксуснокислой среде при наличии молибденовокислого аммония образует гетерополярное, растворимое комплексное соединение желтого цвета. Как известно закон Берра применим при условии содержания GeO_2 не более 40 *мг* на 1 литр, а минимальный предел содержания для определения германия—1:1000000.

Согласно литературным данным, фенилфлуорон по сравнению с молибденсвокислым аммонием—более чувствительный реактив, но преимущество вышеприведенного метода состоит в том, что молибденовокислый аммоний является дешевым и более доступным реактивом.

При вышеуказанном методе определения германия разложение руды производится серной, азотной и фтористоводородной кислотами, а отделение германия от других элементов производится путем перегонки в 6N солянокислой среде (Gelly перегоняется при температуре +86°), после чего германий окончательно отделяется от других элементов в виде сульфида.

Для определения малых количеств германия в некоторых рудах и минералах Армянской ССР (в галените, сфалерите, энаргите, борните, хромите, цинковом концентрате и др.), нами разработан следующий вариант определения германия с молибденовокислым аммонием.

1. Для разложения указанных руд применяется сплавление их с перекисью натрия.

2. Отделение германия из полученного раствора производится экстракцией четыреххлористым углеродом.

3. Отделенный германий определяется колориметрически с помощью молибденовокислого аммония.

Экспериментальная часть

Разложение руды

Учитывая некоторые отрицательные стороны мокрого способа разложения руд, в частности: а) применение фосфорной кислоты, которая мешает определению германия молибденовокислым аммонием, б) отрицательное действие фтористоводородной кислоты и сероводорода, мы нашли удобный и приемлемый способ сплавления руды с помощью перекиси натрия.

После растворения сплава в соляной кислоте, аммиаком осаждаем полуторные окислы, вместе с которыми осаждается весь содержащийся в растворе германий.

Экстракция

Для удаления германия из гидроксильной смеси, после растворения его в соляной кислоте (4:1) производим экстракцию четыреххлористым углеродом, а для отделения германия от последнего производим реэкстракцию водой.

В литературе указывается [7], что трехвалентный мышьяк также экстрагируется четыреххлористым углеродом, поэтому до экстракции мышьяк окисляют бертолетовой солью.

При предложенном нами способе получения сплава, мышьяк в растворе всегда является в соединениях пятивалентным и не экстрагируется четыреххлористым углеродом, благодаря чему мы минуем процесс окисления мышьяка.

Указанный способ экстракции дает возможность отделить германий от элементов, мешающих его определению. Таковыми являются мышьяк, кремний и др. Относительно фосфора данных не приводим, так как в образцах, подвергнутых анализу, согласно спектральному исследованию, фосфор полностью отсутствует.

Приготовление стандартного раствора германия и его колориметрия

Для приготовления стандартного раствора 0,1222 *г* (эталон) металлического германия растворяем в 15 *мл* 10% азотной кислоты, прибавляем несколько капель перекиси водорода и медленно подогреваем. При нагревании вновь добавляем несколько капель перекиси водорода. После полного растворения германия, раствор охлаждаем и нейтрализуем гидроокисью натрия (фенолфталеин); незначительный избыток последнего нейтрализуем прибавлением 2—3 капель 2N серной кислоты.

Приготовленный таким образом раствор наливаем в литровую колбу и разбавляем до метки.

1 *мл* такого раствора содержит 0,1222 *мг* Ge, что соответсвует 0,17606 *мг* GeO_2.

В мерных колбах емкостью 25 *мл* приготовляем шкалу стандартных растворов, содержащих 0,05—1 *мг* GeO_2 в следующем порядке: 0,05—0,07—0,08—0,1—0,15—0,2—0,25—0,3—0,5—0,8—1 *мг* GeO_2. В каждую из них прибавляем 2—4 *мл* свежеприготовленного 5% раствора молибденовокислого аммония, 2 *мл* 2N серной кислоты и воду до метки.

Одновременно такое же количество реактивов добавляем в водные растворы германия, полученные экстракцией и реэкстракцией из руд. Интенсивность окраски растворов не изменяется в течение 20—30 мин., после чего постепенно слабеет.

Для проверки точности метода экстракции и реэкстракции, производимой четыреххлористым углеродом и водой, нами проведены следующие испытания.

На растворы, содержащие германий известной концентрации, мы добавляли четыреххлористый углерод: в первый раз 20 *мл*, во второй и третий—по 10 *мл* и подвергали экстракции. После двукратной реэкстракции, проведенной 5—6 *мл* воды, водные растворы германия переливали в мерные колбы емкостью в 25 *мл*, добавляли 2—4 *мл* 5% раствора молибденовокислого аммония, 2 *мл* 2N серной кислоты, воды до метки и через 2—5 мин. сравнивали окраски с одновременно приготовленной шкалой стандартных растворов. Полученные результаты приведены в табл. 1.

Таблица 1

Определение GeO_2 молибденовокислым аммонием после экстракции с четыреххлористым углеродом

Взято в *мг* GeO_2	Найдено GeO_2 в *мг*	Ошибка в *мг*
0,050	0,045	—0,005
0,070	0,070	±0,000
0,080	0,078	—0,002
0,100	0,100	±0,000
0,150	0,150	±0,000
0,200	0,150	—0,050
0,200	0,200	±0,000
0,500	0,550	+0,050
0,500	0,500	±0,000
0,800	0,800	±0,000
1,000	1,200	+0,200
1,000	1,000	±0,000

Сравнение данных, приведенных в таблице, показывает, что результаты анализа почти совпадают с известными количествами взятых стандартных растворов.

Ход анализа

2 *г* хорошо размельченной руды в железном тигле смешиваем с 4—5 *г* перекиси натрия, помещаем в холодный муфель, температуру которого поднимаем постепенно, и перемешиваем время от времени сплав. После получения однородной густой жидкости, тигель оставляем в муфеле на 5 минут, а затем охлаждаем и помещаем в стакан емкостью 300—400 *мл*, куда добавляем воду до полного покрытия тигля водой.

После полного разложения сплава, тигель достаем из стакана. Затем раствор подкисляем концентрированной соляной кислотой, подогреваем до 30—40° (не больше) и производим осаждение германия полуторными окислами концентрированного аммиака.

Важным условием для полного осаждения германия с помощью гидроокиси аммония является наличие в растворе достаточного количества железа (железо является коллектором). Несмотря на то, что в процессе сплавления в раствор попадает значительное количество железа, все же в некоторых случаях необходимо в растворе его количество увеличивать.

Для этого до осаждения полуторных окислов необходимо добавить 10—15 *мл* 10% раствора хлористого железа. После фильтрования осадок полуторных окислов, в котором находится весь германий, промываем 4—5 раз водой.

Осадок растворяем в небольшом количестве соляной кислоты (4:1) и переливаем в стакан, где производилось его осаждение. Затем полученный солянокислый раствор переносим в делительную воронку, емкостью 150—200 *мл*, прибавляем 20 *мл* четыреххлористого углерода и в течение 2—5 минут энергично встряхиваем.

После полного отделения четыреххлористого углерода от солянной кислоты, органический слой переливаем в другую делительную воронку емкостью в 75—100 *мл*. Оставшийся солянокислый раствор снова два раза экстрагируем аналогичным образом. При каждом экстрагировании добавляем 15 *мл* четыреххлористого углерода. После трехкратной экстракции солянокислый раствор, из которого германий полностью удален, выливаем.

Для удаления незначительных количеств железа и других примесей, экстракт промываем 2 раза 10 *мл* (4:1) соляной кислоты.

Для полного отделения германия производим реэкстракцию, для чего прибавляем 5—6 *мл* дистиллированной воды, энергично встряхиваем в течение 2—5 мин. и оставляем до полного расслоения.

Полученный органический слой переливаем в другую делительную воронку, прибавляем еще 5—6 *мл* воды и по тому же принципу подвергаем реэкстракции. Полученный реэкстракцией водный раствор германия переливаем в мерную колбу емкостью в 25 *мл*, добавляем 2—4 *мл* 5% свежеприготовленного раствора молибденовокислого аммония, 2 *мл* 2N серной кислоты, добавляем дистиллированную воду до метки и колориметрируем обычным способом.

Таблица 2

Определение германия в различных рудах и минералах[1]

	Название минералов и руд	Содержание GeO_2 в %
29/50	сфалерит	0,0010
35/50	сфалерит	0,0010
7	энаргит	0,0009
9	энаргит с примесью теннантита . .	0,0010
14/50	сфалерит	следы
205	хвосты обогатительной фабрики . .	следы
37/50	полиметаллическая руда	0,0010
202	цинковый концентрат	следы
204	медный концентрат	следы
1	сфалерит	следы
2	свинцово-цинковая руда	следы
5	цинковая руда	не обн.
203	свинцовый концентрат	не обн.
4	хромит	не обн

[1] По данным сцектрального анализа, в образцах, приведенных в таблице 2, фосфор отсутствует.

С целью выяснения точности предлагаемого метода, некоторые из полученных образцов были проверены в аналитической группе ИМГРЭ АН СССР.

Сравнительные данные приведены в табл. 3.

Сравнительные результаты показывают, что они совпадают в пределах допустимой точности, что позволяет говорить о практической применимости предлагаемого метода.

Таблица 3

№№	Название минералов и руд	Данные ИМГРЭ с применением фенилфлуорона	Наши данные с применением молибденовокислого аммония
202	цинковый концентрат	следы	следы
7	энаргит	„	0,0009
13	цинковая руда, богатая свинцом . .	„	следы
9	энаргит с примесью теннантита . .	„	0,0010
204	медный концентрат	„	следы
1	сфалерит	„	следы
37/50	полиметаллическая руда	„	0,0010
205	хвосты обогатительной фабрики . .	„	следы
203	свинцовый концентрат	—	не обн.
4	хромит	—	не обн.

Заключение

1. При определении незначительных количеств германия применяется перекись натрия, как наилучший способ разложения руд.

2. При наличии значительного количества железа в растворе германий полностью осаждается с помощью гидроокиси аммония.

3. При экстракции германия из солянокислого раствора (4:1)четыреххлористым углеродом достигается полное отделение его от других примесей.

4. Предлагаемый метод дает возможность легко и быстро определить германий в различных рудах при его содержании в пределах от 0,001—0,0003%.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 18 VI 1957 г.

Ս. Հ. ԴԵՂՏՐԻԿՅԱՆ

ԳԵՐՄԱՆԻՈՒՄԻ ՓՈՔՐ ՔԱՆԱԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՈՐՈՇՄԱՆ ԱՆԱԼԻՏԻԿ ՄԵԹՈԴ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Գրականության մեջ հայտնի են գերմանիում պարունակող հանքանյութերի և միներալների քայքայման, գերմանիումի անջատման ու որոշման անալիտիկ մի շարք մեթոդներ, որոնք մեծ մասամբ կապված են ժամանակի երկար տևողության, բորման պրոցեսի և թանկարժեք ռեակտիվների՝ ֆենիլֆլուորոնի, ացետատխինալիզարինի, դեմատոկսիլինի հետ և այլն։ Նշված հանդամանքներն առիթ հանդիսացան մշակել Ի. Պ. Ալիմարինի և Բ. Ն. Իվանով — Էմինի [6, 7] առաջարկած ամոնիումմոլիբդատով գերմանիումի կոլորիմետրիկ որոշման մեթոդի մեկ այլ վարիանտ, որը կատարվում է համեմատաբար ավելի արագ և էժանագին ռեակտիվների օգնությամբ։

Մշակված մեթոդի էությունը հետևյալն է՝

1) 2 գրամ մանրացված հանքանյութը լցնել երկաթե տիգլի մեջ և 4—5 գրամ նատրիումի պերօքսիդի հետ լավ խառնելուց հետո, դնել սառը մուֆելի մեջ և վերջինիս ջերմաստիճանն աստիճանաբար բարձրացնել։

2) Թանձր մխապաղաղ հոսող հեղուկ ստացվելուց հետո, տիգլը թողնել մուֆելում ևս 5 րոպե, որից հետո սառեցրած տիգլը դնել 300—400 մլ բաժակի մեջ, ավելացնել ջուր, մինչև նրա լրիվ ծածկվելը։ Համաձուլվածքը քայքայվելուց հետո տիգլը բաժակից դուրս հանել։

3) Ստացված լուծույթը կոնցենտրիկ աղաթթվով թթվեցնելուց հետո տաքացնել 30—40° ոչ ավել և կոնցենտրիկ ամոնյակով նստեցնել անալիտիկ 3-րդ խմբի հիդրօքսիդները, որոնց հետ համատեղ նստում է գերմանիումի հիդրօքսիդը։

Գերմանիումի լրիվ նստեցման կարևոր պայմանն է հանդիսանում՝ լուծույթում որոշի քանակությամբ երկաթի առկայությունը։ Թեև միահալույթ կատարելու ժամանակ տիգլից լուծույթի մեջ է անցնում որոշ քանակությամբ երկաթ, այնուամենայնիվ երբեմն անհրաժեշտ է՝ նախքան հիդրօքսիդների նստեցնելը, ավելացնել լուծույթին 10—15 մլ 10 % երկաթքլորիդի ($FeCl_3$) լուծույթ (երկաթը հանդիսանում է կոլեկտոր)։

Հիդրօքսիդային նստվածքը, որի մեջ գտնվում է ամբողջ գերմանիումը, ֆիլտրելուց հետո լվանալ 5—6 անգամ։

4) Որքան հնարավոր է քիչ քանակությամբ աղաթթվով (4:1) նստվածքը տեղափոխել այն բաժակի մեջ, որի մեջ կատարվել է հիդրօքսիդների նստեցումը։ Ստացված աղաթթվային լուծույթը տեղափոխել 150—200 մլ բաժանող ձագարի մեջ, ավելացնել 20 մլ տետրաքլոր-ածխածին և 2—5 րոպե ինտենսիվ թափահարել։ Տետրաքլոր-ածխածնային շերտն աղաթթվային շերտից լրիվ անջատվելուց հետո, տեղափոխել մեկ այլ բաժանող ձագարի մեջ՝ տարողությամբ 75—100 մլ։ Մնացած աղաթթվային լուծույթի վրա ավելացնել ևս 2 անգամ 15-ական մլ տետրաքլոր-ածխածին և վերոհիշյալ ձևով ենթարկել էկստրակցիայի։ Ստացված 3 էկստրակտները միացնել մեկ բաժանող ձագարի մեջ, իսկ աղաթթվային լուծույթը, որից լրիվ հեռացել է գերմանիումը, թափել։ Գերմանիումի քլորիդ ($GeCl_4$) պարունակող տետրաքլոր-ածխածնային էկստրակտում անցած երկաթի, ինչպես նաև այլ խառնուրդների չնչին մնացորդները հեռացնելու նպատակով, լվանալ այն 2 անգամ աղաթթվի (4:1) 10 մլ լուծույթով։

5) Գերմանիումը տետրաքլոր-ածխածնային շերտից հեռացնելու նպատակով, կատարել ռեէկստրակցիա ջրով՝ ավելացնել 5—6 մլ ջուր և 2—5 րոպե ինտենսիվ թափահարել, որից հետո թողնել մի քանի րոպե և անջատված տետրաքլոր-ածխածնային շերտը տեղափոխել մյուս բաժանող ձագարի մեջ, ավելացնել ևս 5—6 մլ ջուր ու նույն սկզբունքով ենթարկել ռեէկստրակցիայի։

6) Ստացված գերմանիումի ջրային լուծույթները տեղափոխել 25 մլ չափող սրվակի մեջ, ավելացնել 2—4 մլ 5% թարմ պատրաստված ամոնիումմոլիբդատ, 2 մլ 2 N ծծմբական թթու և ջուր մինչև գիծը։ 5—10 րոպե սպասելուց հետո՝ համեմատել առաջացած գունավորումները միաժամանակ նույն քանակի ռեագենտների պարունակությամբ պատրաստած GeO_2-ի ստանդարտ լուծույթի շկալայի հետ։ Անալիզի ընթացքը տևում է 2,5—3 ժամ։

Մշակված վարիանտով հետինակը կատարել է Հայաստանի մի շարք հան-

բանյութերի և միներալների (էնարգիտ, սֆալերիտ, գալենիտ, բոռնիտ, քրոմիտ, բազմամետաղային հանքանյութ, պղնձի, ցինկի կոնցենտրատներ և այլն) անալիզներ, որոնց տվյալները ստուգված են ՍՍՌՄ-ի Գիտությունների ակադեմիայի ՀԷՄԳԻ-ի անալիտիկ խմբի կողմից։

Առաջարկված մեթոդը թույլ է տալիս անել հետևյալ եզրակացությունները.

1. Գերմանիումի չնչին քանակությունները որոշելու նպատակով, կիրառված է նատրիումի պերօքսիդը, որպես գերմանիում պարունակող սուլֆիդային հանքանյութերի քայքայման լավագույն միջոց։

2. Երկաթի զգալի քանակության առկայության դեպքում, աղաթթվային լուծույթում եղած գերմանիումը լրիվ նստեցվում է ամոնիակի հիդրօքսիդով։

3. Աղաթթվային լուծույթից (4:1) տետրաքլոր-ածխածնով կատարված էկստրակցիայի միջոցով հնարավոր է գերմանիումը լրիվ բաժանել այլ խառնուրդներից։

4. Անալիտիկ մեթոդի այս վարիանտը հնարավորություն է տալիս կարճ ժամանակաընթացքում արագ ու հեշտ ձևով հանքանյութի մեջ գերմանիումի որոշումը կատարել 0,001—0,0003 տոկոսային պարունակության սահմաններում։

ЛИТЕРАТУРА

1. *И. Г. Магакьян.* Рассеянные и редкоземельные металлы. Изд. АН АрмССР, 1957 г.
2. *H. J. Cluley.* Analyst, 76, 523 (1951).
3. *В. А. Назаренко, Н. Б. Лебедева.* Сборник химических, физико-химических и спектральных анализов.
4. *W. Schneider Jr,.* Mikrochim, Acta, № 2, 263 (1954).
5. *И. П. Алимарин, Б. Н. Иванов-Эмин.* ЖНХ, 9, 1331 (1936).
6. *Э. Б. Сендел.* Колориметрическое определение следов металлов. Госхимиздат, 1954.
7. *З. Ф. Шахова, Р. К. Моторкина, Н. Н. Мальцева.* Определение германия в виде германомолибденовой кислоты, после отделения от некоторых элементов методом экстракции. ЖНХ. т. XII, вып. № 1, 1957.

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ս. Ս. Մկրտչյան *Գիտության նվաճումները Հայաստանի գեոլոգիական կառուցվածքի և հանքային հարստությունների ուսումնասիրության բնագավառում* . . 3

Պալեոնտոլոգիա

Լ. Ա. Ավագյան *Հայաստանի չորրորդական դարաշրջանի բրածո կաթնասունները* . 13

Տեկտոնիկա

Ա. Տ. Ասլանյան *Հայաստանի մետալոգենիայի տեկտոնական պրոբլեմները* . . . 23

Գեոֆիզիկա

Ց. Գ. Հակոբյան, Է. Հ. Հալուբյուլյան *Բարդ գեոլոգիական պայմաններում տեղադրված երկաթի հանքավայրի մագնիսական հետախուզման փորձի մասին* . . 37

Սիներալոգիա

Ս. Բ. Աբովյան *Հայաստանի ուլտրահիմքային ինտրուզիվ ապարների հետ կապված նոր միներալների մասին* 47

Գեոքիմիա

Է. Ա. Խաչատրյան *Հյուսիսային Հայաստանի կոլչեդանային ֆորմացիայի գեոքիմիայի հարցի շուրջը* 57

Օգտակար հանածոներ

Հ. Գ. Մազաքյան, Ս. Ս. Մկրտչյան *Մորուկսուրբանների, մագմատիզմի և մետալոգենիայի փոխադարձ կապը Փոքր Կովկասում* 67

Ս. Ս. Վանյուշին *Շտոկվերկների առաջացման գեոլոգիական պայմանները Հափանի հանքադաշտում* 77

Ճարտարապետական գեոլոգիա

Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան *Լանջերի խորքային սողքի ուսումնասիրության մասին* . . 101

Գիտական նյութեր

Կ. Ա. Քարամյան *Դաստակերտի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրի ալաբանդինի մասին* 115

Ս. Հ. Դելոյանյան *Գերմանիումի փոքր քանակությունների որոշման անալիտիկ մեթոդ* 121

СОДЕРЖАНИЕ

С. С. Мкртчян. Успехи науки в исследовании геологического строения и минеральных богатств Армении 3

Палеонтология

Л. А. Авакян. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении 13

Тектоника

А. Т. Асланян. Тектонические проблемы металлогении Армении 23

Геофизика

Ц. Г. Акопян, Э. А. Арутюнян. Опыт магнитной разведки железорудного месторождения в сложных геологических условиях 37

Минералогия

С. Б. Абовян. О новых минералах в Армении, связанных с ультраосновными интрузивными породами 47

Геохимия

Э. А. Хачатурян. К геохимии руд колчеданной формации Северной Армении . 57

Полезные ископаемые

И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа 67

С. С. Ванюшин. Геологические условия образования штокверков в Кафанском рудном поле 77

Инженерная геология

Г. И. Тер-Степанян. Об исследовании глубинной ползучести склонов 101

Научные заметки

К. А. Карамян. Алабандин из Дастакертского медно-молибденового месторождения 115

С. А. Дехтрикян. К методике определения малых количеств германия в рудах и минералах 121

Сдано в производство 23/IX 1957 г. Подписано к печати 22/XI 1957 г. ВФ 10290.
Заказ 370, изд. 1478, тираж 600, 11,1 п. л.

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР, Ереван, ул. Абовяна 124.