

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

**ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**  
**НАУКИ О ЗЕМЛЕ**  
**EARTH SCIENCES**



## ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՂԼԵԳԻԱ

Պատասխանատու խմբագիր՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Գոլովսանովա  
Պատ. խմբ. տեղակալ՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Բ. Մ. Մելիքսերյան

Անդամներ՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, աշխարհագրական գիտ. դոկտոր Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գարրիելյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Բ. Կ. Կարապետյան, երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Վ. Պ. Հասրարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Հ. Գ. Մաղախյան, երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Գ. Մ. Վանցյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Ա. Ն. Քոչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար Վ. Ա. Աղամալյան

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Ответственный редактор канд. геол.-мин. наук *Н. И. Долуханова*  
Зам. ответственного редактора канд. геол.-мин. наук *Б. М. Меликсетян*

Члены: канд. геол.-мин. наук *В. П. Асратян*, докт. геогр. наук *А. Б. Багдасарян*, канд. геол.-мин. наук *Г. П. Багдасарян*, канд. геол.-мин. наук *Г. М. Ванцян*, чл.-корр. АН АрмССР *А. А. Габриелян*, докт. тех. наук *Б. К. Карапетян*, канд. геол.-мин. наук *А. Е. Кочарян*, академик АН АрмССР *И. Г. Магакьян*, докт. тех. наук *Г. И. Тер-Степанян*.

Ответственный секретарь *В. А. Агамалян*

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն  
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է.  
Երևան 19, Բարեկամության 24

Адрес редакции:  
Ереван 19, Барекамутян, 24.

УДК 552.14.553.982

Г. А. ГАБРИЭЛЯНЦ, В. Г. КУЗНЕЦОВ, М. Е. ТАНАШЯН

## ГИПСОНОСНО-СОЛЕНОСНАЯ ТОЛЩА АРМЕНИИ И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ И СОХРАНЕНИИ ВОЗМОЖНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Формирование и сохранение залежей нефти и газа возможно только при наличии региональных экранов, предохраняющих их от разрушения. Особенно важно выделение нефтегазоупоров для территорий, испытавших значительные (по амплитуде) инверсии и характеризующихся развитием тектонических разрывных нарушений.

Весьма высоки экранирующие свойства соленосных толщ, подтверждением чего является открытие крупных залежей нефти и газа в подсольевых отложениях Ирана и Северного Ирака, Восточной Туркмении и Западного Узбекистана, Украины, Белоруссии, Восточной Сибири и других районов.

Закономерно, поэтому рассматривать мощную гипсоносно-соленосную толщу среднего миоцена, как одну из региональных покрышек для южной части территории Армении.

Геологии гипсоносно-соленосной толщи посвящена довольно большая литература, причем весьма подробно рассмотрены минералогические и литологические особенности этой толщи и черты палеогеографии эпохи соленакопления (Амроян, 1957; Гаспарян, 1958; Джафаров, 1957; Иванов и Кириков, 1967; Мовсесян и Петросов, 1962; Мовсесян, 1963; Месропян, 1959 и др.), изучен рельеф кровли гипсоносно-соленосной толщи, который связывается обычно с наличием соляных антиклиналей и куполов (Арзуманян, 1962; Иванов, 1967 и др.). Важные сведения о геологии этого литологического комплекса приведены в монографиях А. Т. Асланяна (1958) и А. А. Габриеляна (1964).

В настоящее время гипсоносно-соленосная толща вскрыта рядом скважин, в результате чего появилась возможность выяснить в общих чертах границы распространения эвапоритовых отложений, рассмотреть характер изменения мощностей и литологии комплекса, выявить характер зависимости образования толщи от тектонической структуры региона.

Закономерное изменение мощностей и литологии гипсоносно-соленосной толщи от скв. № 2 Масис и № 12 Неджерлу к скв. № 5 Маркара, № 3 и № 8 Зейва и далее на запад и юго-запад к скв. № 4 Лукашин, № 15 Кармрашен и № 5 Октемберян может указывать на непрерывность этой толщи с некоторым скольжением литологических границ по хронологической шкале.

В общем случае, в строении рассматриваемой толщи принимают участие галит, глины, сульфаты кальция—гипс и ангидрит, причем намечается два основных типа разрезов. Разрезы первого типа имеют

максимальные мощности и представлены, главным образом, каменной солью с подчиненным значением глин и сравнительно редкими прослоями гипса и ангидрита. В качестве примесей присутствуют сильвин, барит, целестин, доломит, полигалит. Содержание галита в соляных пластах достигает 96—98%. По минералогическому составу глины представляют собой сложную смесь хлорита, палыгорскита и гидрослюда с примесью биотита, мусковита, различных амфиболов и пироксенов, кварца, полевых шпатов, циркона и магнетита (Мовсесян и Петросов, 1962).

Разрезы этого типа имеют четко ритмичное строение. В основании ритма залегают пласты глин. Мощности глин изменяются от десятков сантиметров до 15—20 м, составляя обычно 3—6 м, причем даже небольшой мощности пласты прослеживаются на значительные расстояния и являются маркирующими горизонтами. Глины обычно соленосные и содержат вторичный или тонкорассеянный галит. В верхней части пласта глины становятся тонкослоистыми, битуминозными; нередко образуется тонкое переслаивание глин и ангидритов, а местами и галитов. Тем не менее, контакт глин с солями достаточно четкий и резкий. Вторым элементом ритма является каменная соль, пласты которой имеют мощность от нескольких до 40—50 метров. Наиболее чистый в химическом отношении галит располагается в средней части пласта.

Ангидрит и гипс в виде пластов в этих разрезах часто отсутствуют, а если присутствуют, то залегают ангидрит в основании, а гипс в кровле толщи. Мощность пластов достигает 10—20 м, а суммарная не превышает 5—10% от мощности всей толщи. В верхней части разреза ритмы имеют меньшую мощность за счет сокращения мощности соли; поэтому этот интервал иногда выделяют как толщу соленосных глин. Таким образом, по своему строению эта формация относится к полициклическим мелководным, выделенным А. Л. Яншиным (1964).

Ритмичность строения эвапоритовой серии очень четко отражается на электрокаротажных диаграммах. Глины нижнего элемента ритма отмечаются минимальными значениями кривой кажущегося сопротивления, галиты верхнего элемента — максимальными. При использовании в качестве стандартного кровельного градиента зонда записывается весьма специфическая пилообразная кривая с резко асимметричной пикой высокого сопротивления, отвечающей соляным породам. Это позволяет в ряде случаев проводить послойную корреляцию отложений по данным электрокаротажа скважин.

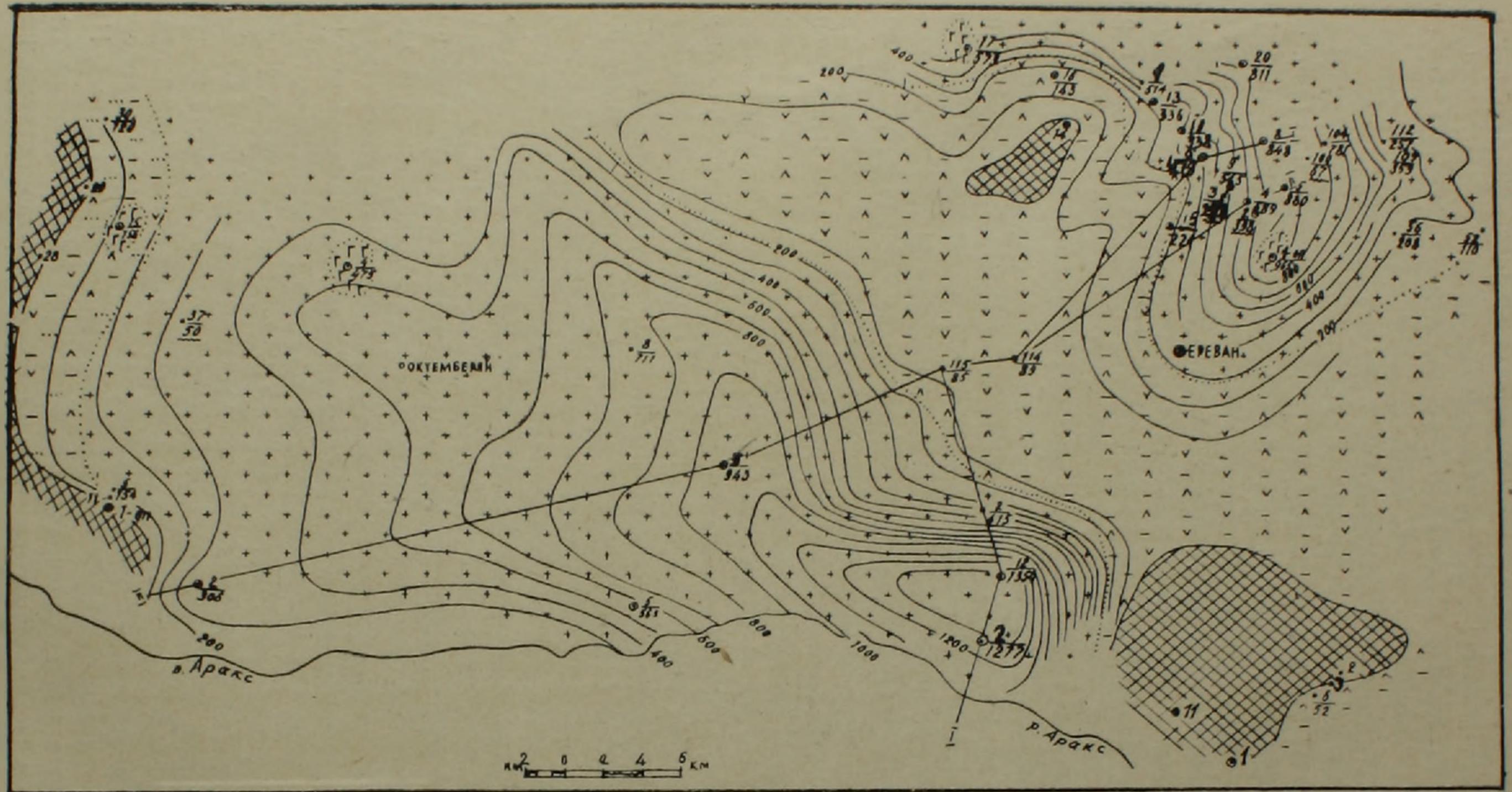
Разрезы второго типа не содержат галитовых пластов и являются сульфато-терригенными. Они прослеживаются в Джрвежском ущелье и вскрыты в скважинах № 114 Паракар, № 115 Звартноц, № 15 Кармрашен, № 6 Айгестан и др. Сложены серыми, зеленовато-серыми гипсоносными глинами, переслоенными серыми, молочно-белыми гипсами. Общая мощность этих разрезов не превышает 100—150 м. Наконец, в бортовых частях бассейнов соленакопления можно выделить пестроцветные загипсованные песчано-глинистые отложения (скв. № 11 Мхчян, Двин и др.).

В эвапоритовой толще встречаются пластовые интрузии. Они отмечены в скв. № 15 Кармрашен (интервал 1520—1643 м), № 4 Лукашин (2142—2175 и 2372—2415 м), № 17 Раздан (1055 м до забоя), № 1 опорной Аван (560—743 м).

Характер распределения мощностей и расположение разрезов различных литологических типов показано на фиг. 1. В основу карты положены материалы комплексного анализа результатов бурения (данные керны, детальная корреляция и т. д.) и геофизических исследований. В частности большое внимание было уделено гравиметрическим данным.

Соленакпление на рассматриваемой территории четко локализуется в двух основных солеродных бассейнах—Приереванском и Приараксинском (Октемберянском), разделенных Паракар-Енгиджинским горстовым поднятием. Приереванский соленосный бассейн изучен бурением в южной части, где он образует залив от основного бассейна на юг. Залив этот имеет субмеридиональное или юго-запад северо-восточное простирание и расположен в синклинали между Шорагбюрской и Разданской антиклиналями. Восточная и юго-восточная граница распространения солей контролируется Джрвежским (Джрвеж-Мангюсским), южная и юго-западная — Тазагюх-Эчмядзинским (Паракар-Енгиджинским) и западная — Раздан-Араилер-Аштаракским разломами. Максимальные вскрытые здесь мощности превышают 960 м (Аванская опорная скважина). Подошва толщи погружается на глубину 1523 м (абсолютная отметка—153 м) в скважине № 20 Раздан. Ряд данных позволяет предполагать развитие гипсоносно-соленосной толщи далее на север, северо-запад и северо-восток вплоть до озера Севан (Иванов, Кириков, 1967 и др.). Соленосная толща Приереванского бассейна на восток, юг и запад замещается преимущественно гипсами (Джрвеж) и сульфатно-терригенными породами Паракар-Енгиджинского поднятия.

Приараксинский (Октемберянский) бассейн протягивается в субширотном направлении от скв. № 15 и 30 Кармрашен и № 5-к Октемберян на западе почти до скв. № 11 Мхчян на востоке на расстояние 50—55 км. С севера и северо-востока он ограничен Паракар-Енгиджинским поднятием. Южным ограничением является Маркаринское поднятие, однако отсутствие бурового материала не позволяет установить его соотношения с Кульпинским (Тузлуджинским) бассейном, находящимся в пределах Турции. Приараксинский бассейн резко асимметричен. Максимальные мощности эвапоритовой толщи (1200—1300 м) локализируются в относительно суженной части у восточной границы (Масис № 2—1277 м, Неджерлу № 12—1354 м). На север и восток мощности толщи сокращаются очень резко, на запад уменьшение мощностей происходит значительно медленнее. Наиболее погружена подошва соли в районе скв. № 4 Лукашин (глубина 2617 м, абсолютная отметка—1709 м). На севере преимущественно соленосная толща замещается гипсоносно-терригенной, на запад и восток сменяется песчано-глинистыми отложениями, местами сульфатизированными.



Фиг. 1. Карта мощностей и литологического состава гипсоносно-соленосной толщи южной части Араратской котловины. 1—области отсутствия отложений гипсоносно-соленосной толщи; 2—границы литолого-фациальных зон; 3—изопахиты гипсоносно-соленосной толщи; 4—преимущественно галитовые отложения с прослоями соленосных

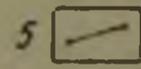
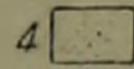
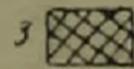
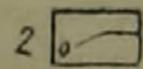
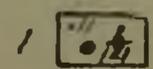
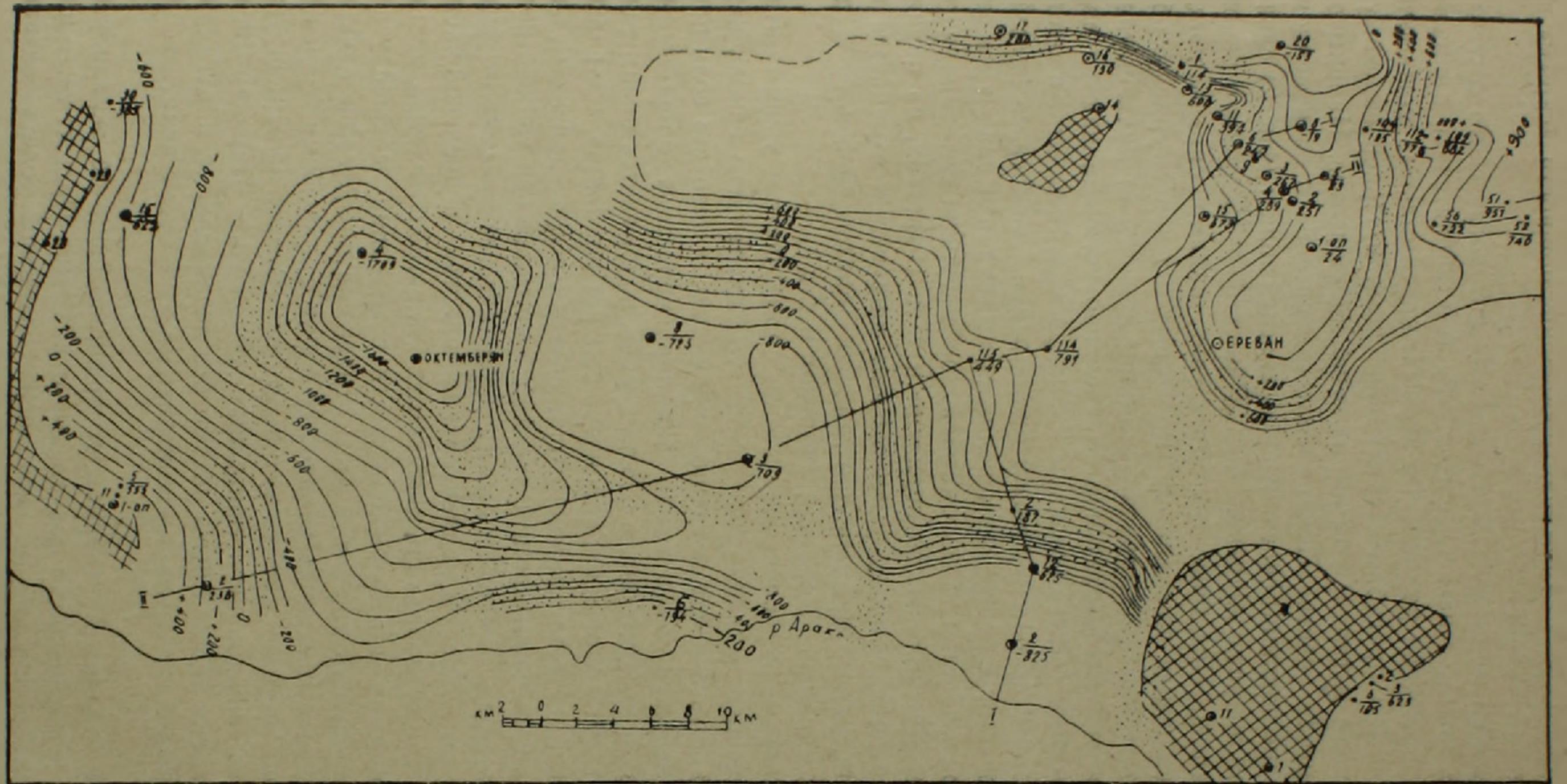
глин; 5—преимущественно гипсоносно-соленосные отложения; 6—скважина, ее номер и мощность гипсоносно-соленосной толщи (волнистой чертой помечены неполные мощности); 7—преимущественно песчано-гипсоносные отложения; 8—пластовые интрузии; 9—линии профилей.

Наконец, гипсоносные отложения небольшой мощности вскрыты в скважинах Айгестан и Двин.

В распределении мощностей и изменениях литологического состава эвапоритовых отложений намечается весьма отчетливая связь с общей тектонической структурой региона. Во-первых, максимальные мощности толщи приурочены к прогибам—Приараксинскому и Приереванскому. Правда, полного (в деталях) соответствия не наблюдается. Например, наиболее прогнутая часть Приараксинского прогиба в современном структурном плане подошвы гипсоносно-соленосной толщи (фиг. 2) сдвинута на запад от области максимальных мощностей этой толщи в район скв. № 4 Лукашин. Подобные несоответствия, видимо, определяются постсреднемиоценовыми движениями. Во-вторых, на конфигурацию областей соленакопления существенное влияние оказывали дизъюнктивные дислокации, причем достаточно определенно устанавливаются две системы нарушений—субмеридиональная и субширотная. Это, в частности, проявляется в меридиональном простирании соленосного бассейна в районе Еревана и резком изменении простирания изопахит на севере Разданской площади, в изломанной конфигурации юго-западного склона Паракар-Енгиджинского поднятия и т. д. В-третьих, на поднятиях, наряду со значительным уменьшением мощностей, изменяется и литология толщи; разрез представлен главным образом гипсоносно-терригенными отложениями (Паракар, Звартноц и т. д.).

Изучение гипсоносно-соленосной толщи кроме чисто научного интереса и практического значения как полезного ископаемого важно, как уже было сказано, в аспекте изучения экранирующих свойств соли при формировании залежей нефти и газа. Экранирующая роль толщи увеличивается в связи с тем, что она, в свою очередь, покрывается преимущественно глинистыми толщами. Гипсоносно-соленосная толща, обладающая большой мощностью и широким площадным распространением, является региональной покрывкой и вместе с подстилающей толщей песчано-глинистых пород может быть выделена в качестве возможного нефтегазоносного комплекса. В коллекторских пластах подсолевой части разреза может существовать специфическая гидрогеологическая обстановка, благоприятная для формирования и сохранения залежей углеводородов. Наибольший интерес в этом отношении представляют области развития преимущественно галитовых пород с прослоями глин, которые представляют собой наилучшую покрывку. Вопрос об экранирующей способности гипсоносно-терригенных отложений Паракар-Енгиджинского поднятия должен быть рассмотрен специально, т. к. ангидриды в ряде случаев могут быть трещиноватыми и не будут являться покрывками.

Материалы бурения подтверждают предположение об экранирующей роли соли и газоносности подсолевых отложений. Прежде всего известны нефтегазопроявления из гипсоносно-соленосной толщи—пленки нефти на поверхности бурового раствора в скв. № 112 Элар при забое 327 м, резкий запах газа в керне с глубины 130 м в скв. № 2 Аван, газо-



Фиг. 2. Структурная карта по подошве гипсоносно-соленосной толщи южной части Араратской котловины. 1—скважина, ее номер и абсолютная отметка подошвы гипсоносно-соленосной толщи; 2—изогипсы подошвы гипсоносно-соленосной толщи; 3—области отсутствия

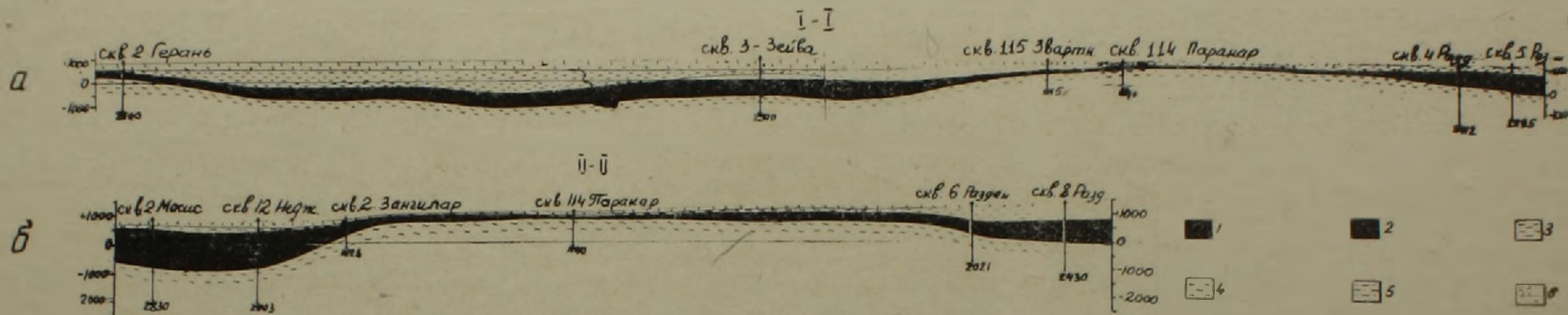
отложений гипсоносно-соленосной толщи; 4—зоны возможного развития дизъюнктивных нарушений в подсолевых отложениях; 5—линии профилей.

проявления и аномалии по газокаротажу на глубине 748 м в скв. № 8 Зейва и т. д. Такие проявления вполне закономерны, так как в разрезе толщи часты битуминозные глины, переходящие в горючие сланцы. Однако практический интерес они вряд ли представляют. С одной стороны общая мощность этих пород сравнительно невелика и они не могут обеспечить значительных количеств углеводородов, с другой стороны в толще отсутствуют коллектора, которые могли бы содержать промышленные залежи нефти или газа. Значительно больший интерес представляют многочисленные нефтегазопроявления в подсолевых отложениях, некоторые данные о которых сведены в таблицу.

№№ скважин, площадь	Интервалы гипсоносно-соленосной толщи	Интервалы нефтегазопроявления	Характер нефтегазопроявлений
№ 4, Раздан	182—871	870—875 955 1039—1044 1060—1064 1072—1077 1125—1144	Газопроявления в процессе бурения
№ 4, Лукашин	2142—2617	и ниже 2665	При бурении слабое периодическое газирование в виде мелких пузырьков в глинистом растворе
№ 2, Масис	378—1655	1724 1726 1794	Во время бурения на гл. 1724 скважина газировала, газ с водой фонтанировал до кронблока
№ 8, Зейва	892—1603	450 748	Слабые газопроявления Сильные газопроявления (по газокаротажу отмечены аномалии более 4%)
		1610	Газопроявления более 1% по газокаротажу

Во многих скважинах имеются газопроявления с глубин 400—500 и более метров ниже подошвы соли. Они связаны либо с промежуточными покрывками, либо вообще с иными нефтегазоносными комплексами. Важно отметить не столько мощность этих газопроявлений, сколько сам факт их наличия, указывающий на принципиальную возможность газонасыщенности подсолевых отложений. Современное гипсометрическое положение подошвы гипсоносно-соленосной толщи (фиг. 2, 3) дает основание полагать, что углеводороды в результате вертикальной миграции достигают подошвы соленосных отложений или других менее выдержанных покрывок и перемещаются под ними вверх по восстанию. Поэтому залежи газа и нефти могут формироваться в двух случаях—в ловушках подсолевых отложений и на границе распространения соли, а также в синхронных с ней покрывающих отложениях в случае прорыва углеводородных флюидов из-под соли.

Рассмотрим эти случаи. Для поисков залежей газа и нефти в подсолевых отложениях в настоящее время большой интерес представляет



Фиг. 3. Геологические профили гипсоносно-соленосной толщи. а. по линии скв. № 2 Герань—скв. № 5 Раздан (I—I). б. по линии скв. № 2 Масис—скв. № 8 Раздан (II—II). 1—галиты; 2—ангидриты и

гипсы; 3—соленосные глины; 4—пестроцветная толща верхнего олигоцена-нижнего миоцена; 5—разданская толща среднего-верхнего сармата; 6—покровные базальты и валунно-галечниковые отложения.

Приараксинский бассейн, границы и общее строение которого более определены.

Опыт поисково-разведочных работ в основных нефтегазоносных районах СССР показывает, что большая часть залежей нефти и особенно газа (в связи с его значительно большей миграционной способностью) сосредоточена в коллекторах, залегающих под региональной покровкой, и лишь часть из них экранируется промежуточными покровками. Поэтому ближайшей задачей при оценке нефтегазоносности этой территории является детальное изучение разреза подсолевых отложений, выделение пластов-коллекторов, оценка их качества, прослеживание распространения и характера изменения по площади, а также проведение аналогичных работ для отдельных глинистых толщ, могущих играть экранирующую роль при формировании залежей внутри комплекса. Общий приближенный анализ такого рода возможен по уже имеющимся материалам бурения в районах Зейва, Лукашин, Неджерлу, Масис, Маркара и др.

Вторым обстоятельством, обуславливающим возможность формирования залежей, является наличие ловушек и, в частности, структурных ловушек. Выделение их в подсолевых отложениях представляет собой сложную проблему. По имеющимся материалам намечаются лишь основные зоны, благоприятные для формирования структурных ловушек и приуроченные к области резких градиентов региональных наклонов, которые местами, видимо, осложнены разрывными нарушениями. Зоны эти выделены на рис. 2 крапом. Представляется целесообразным постановка в их пределах специальных работ для поисков локальных структур. На первом этапе возможно применение сейсморазведочных работ в модификациях, позволяющих картировать структуру подсолевого ложа (МОВ, МРНП и др.). Зоны резких изменений глубин залегания подсолевых отложений представляют особый интерес для поисков газовых залежей, поскольку здесь резко меняются пластовые давления и растворенный газ может выделиться в свободную фазу. Если разломы затрагивают и соленосную толщу, возможно ухудшение ее экранирующих свойств и проникновение газа в вышележащие отложения (таково например формирование ряда месторождений Восточной Туркмении). Так как гипсоносно-соленосная толща перекрывается глинистыми отложениями разданской свиты, которые сами, видимо, являются покровкой, то рассеивание углеводородов здесь затруднено. Однако исследование этого вопроса представляет практический интерес и может быть осуществлено, например, газовой съемкой.

Поиски нефтяных и газовых месторождений по краям бассейна соленакпления также представляет большой практический интерес, так как углеводородные флюиды, не уловленные в подсолевых структурах, дойдя до границ развития соленосной толщи, будут проникать в одновозрастные с солью и вышележащие отложения и могут образовать в них залежи. Такого типа залежи встречены, например, в меловых отложениях Бухаро-Хивинского района Узбекской ССР, в казанских отло-

жениях Волгоградского Поволжья и др. Значительный интерес в этом отношении представляют среднемиоценовые отложения. На западе, в районе Октемберянских структур—это нижняя песчано-глинистая подсвита октемберянской толщи перекрыта средней глинистой свитой этой же толщи. Не исключена возможность, что газопроявления из первого газового пласта в кровле песчано-глинистой подсвиты (или подошве глинистой подсвиты) в скв. 7-Р, 11-Р, 12-Р Центральной Октемберянской структуры, а также газопроявления из низов глинистой и нижней песчано-глинистой подсвит в скв. 5-Р Кара-Кала, имеют именно такую природу.

На востоке в пределах Арташатской и Мхчянской площадей представляют интерес пестроцветные отложения и возрастные аналоги нижней песчано-глинистой подсвиты октемберянской толщи, перекрытые разданской глинистой толщей.

Для решения вопроса о нефтегазоносности периферии соленосного бассейна также необходимо изучить коллектора, покрышки и выявить благоприятные структурные формы. Постановку Армянским геологическим Управлением структурного бурения на Беркашатской площади для выявления здесь антиклинальных складок следует признать весьма своевременной. При этом надо учесть, что бурение необходимо проектировать с задачей картирования подсолевых отложений.

Перспективы нефтегазоносности Паракар-Енгиджинского поднятия в наиболее приподнятой его части менее ясны, хотя, видимо не могут быть оценены достаточно высоко, главным образом благодаря резко сокращенным мощностям осадочных отложений, залегающих под эвапоритовой толщей, ухудшению экранирующих свойств последней в связи с переходом в гипсы и, наконец, отсутствию в ряде случаев разданской толщи. Однако, газопроявления в скв. № 114 Паракар в пестроцветной толще указывают на возможность формирования здесь небольших залежей. Для решения этих вопросов здесь прежде всего необходим комплекс региональных работ, который должен включить опорно-параметрическое бурение и геофизические исследования. Непосредственно для поисковых работ благоприятны южные и юго-западные границы бассейна, где в пределах Разданской площади были получены признаки газоносности, однако глубокому разведочному бурению здесь должны предшествовать работы по выявлению структур, может быть теми же геофизическими методами.

ВНИИГАЗ

Институт геологических наук АН АрмССР

Поступила 14.V.1968.

Գ. Ս. ԳԱՐՐԻԵԼՅԱՆՑ, Վ. Գ. ԿՈՒՉԱՆՅԱՆ, Մ. Ե. ԹԱՆԱՇՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԳԻՊՍԱ-ՍՂԱՔԵՐ ՀԱՍՏՎԱԾՔԸ ԵՎ ՆՐԱ ԳԵՐԸ ՆԱԿԹԻ ԵՎ  
ԳՍՋԻ ՀԱՐՔԱՎՈՐ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՉԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ԵՎ ՊԱՀՊԱՆՄԱՆ ԳՈՐԾՈՒՄ

### Ա մ փ ո փ ու մ

Հայաստանի Արարատյան իջվածքի հարավային մասի միջին միոցենի հասակի հզոր գիպսա-սղաքեր հաստվածքը ծառայել է որպես նավթի և գազի հնարավոր կուտակումների առաջացման ռեզերվուար ծածկոց: Մեծ թվով հորատանցքերի տվյալների հիման վրա ընդհանուր գծերով բնորոշվում են աղաբեր նստվածքների տարածման սահմանները, նրանց հզորությունների փոփոխությունները, լիթոլոգիական կոմպլեքսները և առաջացման կապը շրջանի տեկտոնական կառուցվածքի հետ: Առանձնացվում են աղառաջացման երկու ավազաններ՝ Մերձերևանյան և Մերձարաքսյան, որոնք բաժանվում են փարաբարենցիցայի հորատային բարձրացումով:

Աղաբեր շերտերի տակ տեղադրված նստվածքներում արձանագրված գազաերևակումները ապացուցում են աղաբեր հաստվածքի էկրանացնող հատկությունները: Աղաբեր նստվածքները մեծ մասամբ ծածկված են կամ հերթափոխվում են կավային ապարներով, որով ավելի է մեծանում նրանց էկրանացնող դերը: Այս հարցը ունի կարևոր տեսական և պրակտիկ նշանակություն, որի ուսումնասիրությունը պետք է տարվի նաև գաղային հանույթի միջոցով: Մերձարաքսյան ավազանի ավազա-կավային և կավային նստվածքները մեծ հետաքրքրություն են ներկայացնում գաղային կուտակումների որոնման տեսակետից, քանի որ № 7, 11, 12 հորատանցքերում նկարվել են գազաերևակումներ:

Այսպիսով, նավթագազաբերության հեռանկարները պարզաբանելու համար անհրաժեշտ են՝

1. Ուսումնասիրել ապարների կոլեկտորական, լիթոլոգա-ֆացիալ հատկությունները և հնարավոր էկրանները:
2. Նրկրաֆիզիկական և սեյսմիկական հետազոտությունների միջոցով հայտնաբերել բարենայասու կառուցվածքները:
3. Հատուկ հետազոտություններ կատարել լոկալ ստրուկտուրաների և խզման դոնանների սահմաններում և աղաբեր շերտերի տակ տեղադրված նրստվածքներում:

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Амроян А. Е. Ереванский соленосный бассейн. Тр. Арм. Геол. Управления, № 1, Изд. Ереван. Гос. ун-та, 1957.
2. Арзуманян С. К. Новые данные о тектонике Ереванского соленосного бассейна. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. XV, № 2, 1962.
3. Арзуманян С. К. Схема сопоставления разрезов верхнеолигоценых и неогеновых образований Октемберянского, Ереванского и Нахичеванского прогибов. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XV, № 4, 1962.
4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, 1958.

5. Аракелян Р. А., Мелик-Бархударов К. Б. и др. Перспективы нефтегазоносности олигоценовых и миоценовых отложений Армении и дальнейшее направление геологических разведочных работ, Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 20, № 3, 1967.
6. Габриэлян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1964.
7. Габриэлян А. А., Толмачевский А. А. Новые данные о возрасте октемберянской свиты (Армянская ССР). Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1965.
8. Гаспарян И. Г. Краткая петрографо-минералогическая характеристика третичных (осадочных) образований Приереванского района (флишевая, шорахбюрская, пестроцветная и соленосно-гипсоносная толщи). Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. 11, № 3, 1958.
9. Джафаров А. А. Минералогическая характеристика горных пород соленосной толщи Приереванского района. Тр. Арм. Геол. Управления, № 1, изд. Ереванск. Госуниверситета, 1957.
10. Иванов А. А., Кириков В. П. К вопросу об условиях формирования соленосных отложений Армении и перспективах их калийности. «Советская геология», № 3, 1967.
11. Месропян А. И. Крупнейшая залежь каменной соли в Армении. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. XII, № 1, 1959.
12. Мовсисян М. А., Петросов И. Х. Некоторые вопросы минералогии и палеогеографии соленосной толщи Приереванского района. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. XV, № 6, 1962.
13. Мовсисян М. А. Литологический очерк соленосной толщи Приереванского района. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. 16, № 4, 5, 1963.
14. Яншин А. А. Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья в Сибири. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 1964.

С. В. КАЗАРЯН

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О НИЖНЕЙ ЧАСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА АЛАВЕРДСКОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

По вопросу возрастного расчленения нижней части геологического разреза\* Алавердского района Армянской ССР, среди исследователей нет единого мнения. А. Л. Додин (1935) и Б. С. Вартапетян (1962) кварцевые плагиопорфиры Ахталы считают самыми древними породами Алавердского района, которые, по их мнению, со стратиграфическим несогласием перекрываются вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, известными в литературе под названием «дебедской свиты». Аналогичное представление о взаимоотношении кварцевых плагиопорфиров с породами дебедской свиты мы находим у О. С. Степаняна, а также у Н. Р. Азаряна (1963), но лишь с той разницей, что эти исследователи кроме перекрывающей кварцевые плагиопорфиры вулканогенной толщи (дебедская свита), выделяют также подстилающую их вулканогенную толщу порфиритовых пород, считая последнюю самой древней толщей района. По их мнению, кварцевые плагиопорфиры подстилаются и перекрываются двумя различными, разорванными во времени толщами пород. При этом, по О. С. Степаняну, толща, подстилающая кварцевые плагиопорфиры, обнажается в Алавердском районе на отрезке г. Алаверди—ст. Ахтала, слагая левый берег р. Дебед, а по Н. Р. Азаряну, она не обнажается в этом районе и только вскрыта буровой скважиной, пробуренной в центральной части Ахтальского месторождения\*\*. Н. М. Чернышев и др., кварцевые плагиопорфиры Ахтальского месторождения рассматривают как внутриформационные образования (а по их терминологии—вулканическая постройка), возникшие на определенном этапе формирования дебедской свиты, объединяя в эту же свиту кварцевые плагиопорфиры, подстилающую и перекрывающую их толщи вулканогенных пород, вплоть до самой подошвы туфобрекчий порфиритов кошабердской свиты. С. А. Зограбян все породы порфиритовой серии Алавердского района до подошвы кошабердской свиты относит к дебедской свите, а кварцевые плагиопорфиры Ахтальского месторождения рассматривает как прорывающую дебедскую свиту субвулканическую интрузию, подтвердив этим ранее высказанную точку зрения А. Т. Асланяна.

\* Под „нижней частью геологического разреза“ понимаются: кварцевые плагиопорфиры Ахтальского месторождения и подстилающая и перекрывающая ее толщи вулканогенных пород порфиритовой серии.

\*\* Н. Р. Азарян, кварцевые плагиопорфиры Ахтальского месторождения называет „ахтальской свитой“ (верхний байос), подстилающие их породы порфиритовой серии — „нижне-ахтальской свитой“ (нижний байос), а перекрывающие их породы также порфиритовой серии до подошвы туфобрекчий порфиритов Кошабердской свиты он называет „дебедской свитой“ (верхний байос).

Вот, в основном, то состояние, в котором находится вопрос возрастного расчленения нижней части геологического разреза Алавердского района на сегодня.

Не трудно заметить, что взгляды отдельных исследователей на этот счет отличаются друг от друга принципиально.

До сих пор спорным является ряд металлогенических вопросов (возраст и условия образования промышленных руд, взаимоотношение вторичных кварцитов и промышленных руд, источник оруденения и т. д.).

Такое положение при столь долголетней истории исследования Алавердского района, можно объяснить чрезвычайно сложной геологической обстановкой, при которой весьма редко удается исследователю установить надежные факты, для однозначного решения сложных геологических вопросов. В то же время однозначное решение последних имеет важнейшее теоретическое и прикладное значение. В настоящей статье приводится анализ нового геологического материала, который в определенной степени уточняет наши представления о нижней части геологического разреза Алавердского района.

В 1968 году, во время полевых исследований в пределах западного фланга Ахтальского месторождения (поселок Нижняя Ахтала), на борту бывшей рудничной узкоколейки, на расстоянии около 300 метров к западу от второго, ныне не действующего бремсберга (у Ахтальского монастыря), автором настоящих строк был найден горизонт конгломератов полимиктового состава\*.

Условия залегания этих конгломератов необычны и трудно интерпретируемы. Имея десятиметровую мощность, они представлены туфовым материалом порфиритового состава, в котором с различной степенью густоты, хаотически, рассеян терригенный галечный материал, а на отдельных участках этот материал уцелел в виде невыдержанного слоя со всеми признаками нормальной седиментации в водной среде. На фиг. 1 четко отбиваются параллельные друг другу верхняя и нижняя границы одного из таких слоев конгломерата, с определенными элементами залегания: аз. пад.  $90^\circ$ , угол  $30^\circ$  (фиг. 1, 2). Сверху и снизу этот слой ограничивается совершенно одинаковой туфовой массой порфиритового состава, включающей повсеместно спорадически расположенные полимиктовые гальки. Микроскопически среди галек определены: гидротермально и зеленокаменно измененные порфириты, в различной степени гидротермально измененные плагиопорфиры и кварцевые плагиопорфиры, вторичные кварциты, образованные за счет кварцевых плагиопорфиров, плагиограниты и др. Гальки вторичных кварцитов минерализованы (пирит и развитый по нему лимонит) (фиг. 3, 4, 5). Размерность га-

\* Н. М. Чернышев в 1962 г. указывал на находку идентичных конгломератов на западной окраине селения Верхняя Ахтала, что вызвало у нас сомнение. В 1968 г. после того, как эти конгломераты нами уже были обнаружены, мы сделали письменный запрос Н. М. Чернышеву. Согласно его ответу, выяснилось, что обнаруженные и Чернышевым конгломераты одни и те же, но местоположение им указано неверно. Таким образом нами и Чернышевым названные конгломераты обнаружены независимо друг от друга.

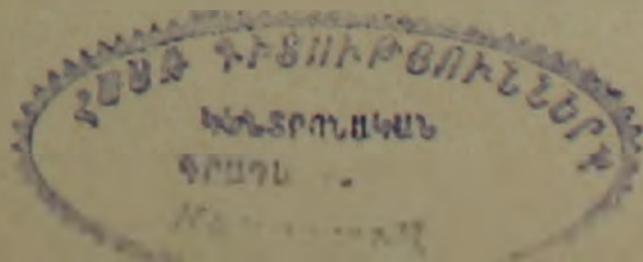
лек в конгломерате колеблется в весьма широком диапазоне. Самая крупная галька в данном обнажении (фиг. 1) имеет размер  $30 \times 40$  см в поперечнике и представлена плагиогранитом со слабой серицитизацией и признаками поверхностного изменения (фиг. 6). Затем идут гальки вторичных кварцитов, самая крупная из которых имеет размер  $8 \times 10$  см



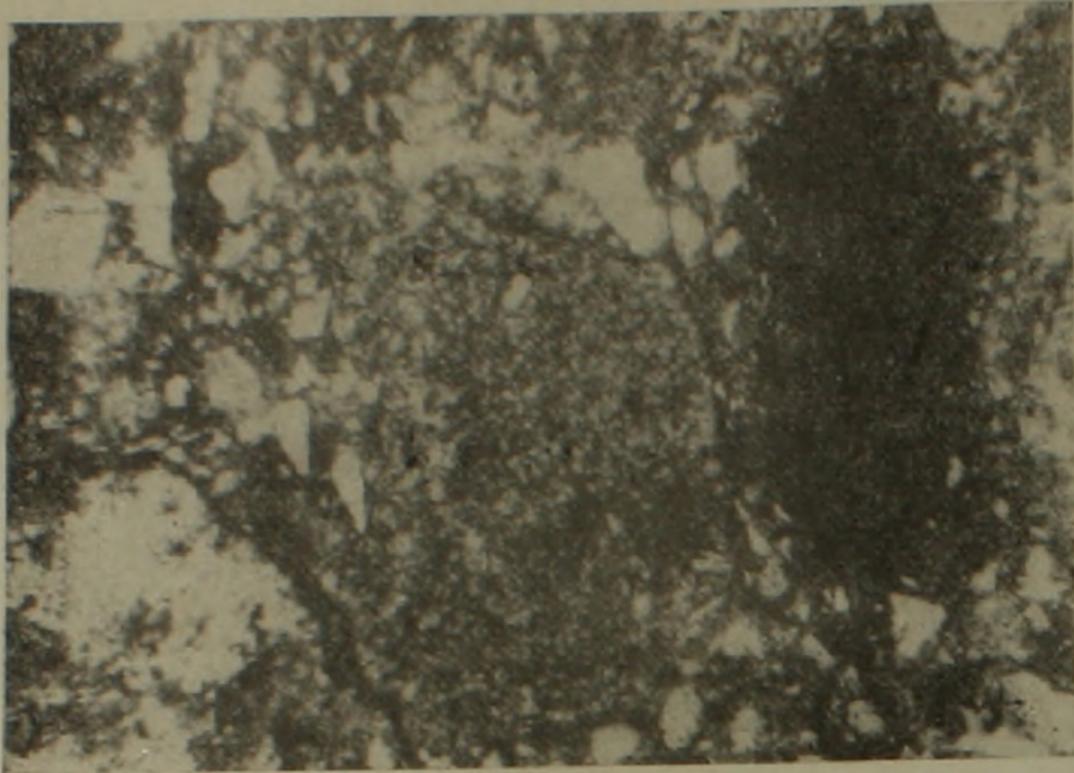
Фиг. 1. Общий вид базальных конгломератов в основании вулканогенной толщи порфиритовой серии Кошабердской свиты (верхний байос). В середине снимка отбивается слой базального конгломерата (К), заключенный в туфы андезитовых порфиритов (Т)

Обычные же размеры галек начинаются от величины мелкого орешка и доходят до маленьких зерен, невидимых невооруженным глазом.

В конгломератовом слое отсутствует какая-либо сортировка и ориентированность материала, что свидетельствует о неспокойном состоянии бассейна, где отлагались данные конгломераты. Именно этим можно объяснить всестороннее окружение описанного конгломератового слоя туфовой массой. Форма галек преимущественно изометрична. В конгломерате преобладают гальки с совершенной окатанностью. Преимущественно туфовый (порфиритового состава) цемент свидетельствует об интенсивном подводном вулканизме выбросного характера, имевшем место одновременно с нормальной седиментацией терригенного материала. Принадлежность галек к коренным выходам не вызывает сомнения, т. к. коренные обнажения подстилают эти конгломераты и петрографический состав галек с таковым их коренных аналогов весьма сходен. В частности, аналогичные с галькой вторичных кварцитов породы обнажаются на центральном участке Ахтальского месторождения, на расстоянии около 600 м к северо-востоку от местоположения галек; в коренном залегании на обширной площади обнажаются также в различ-



конгломератов в пределах нижних членов геологического разреза Алавердского района в литературе имеются более ранние указания.



Фиг. 2. Микрофото прозрачного шлифа конгломерата, показанного на фиг. 1, ув. 32X, ник. +

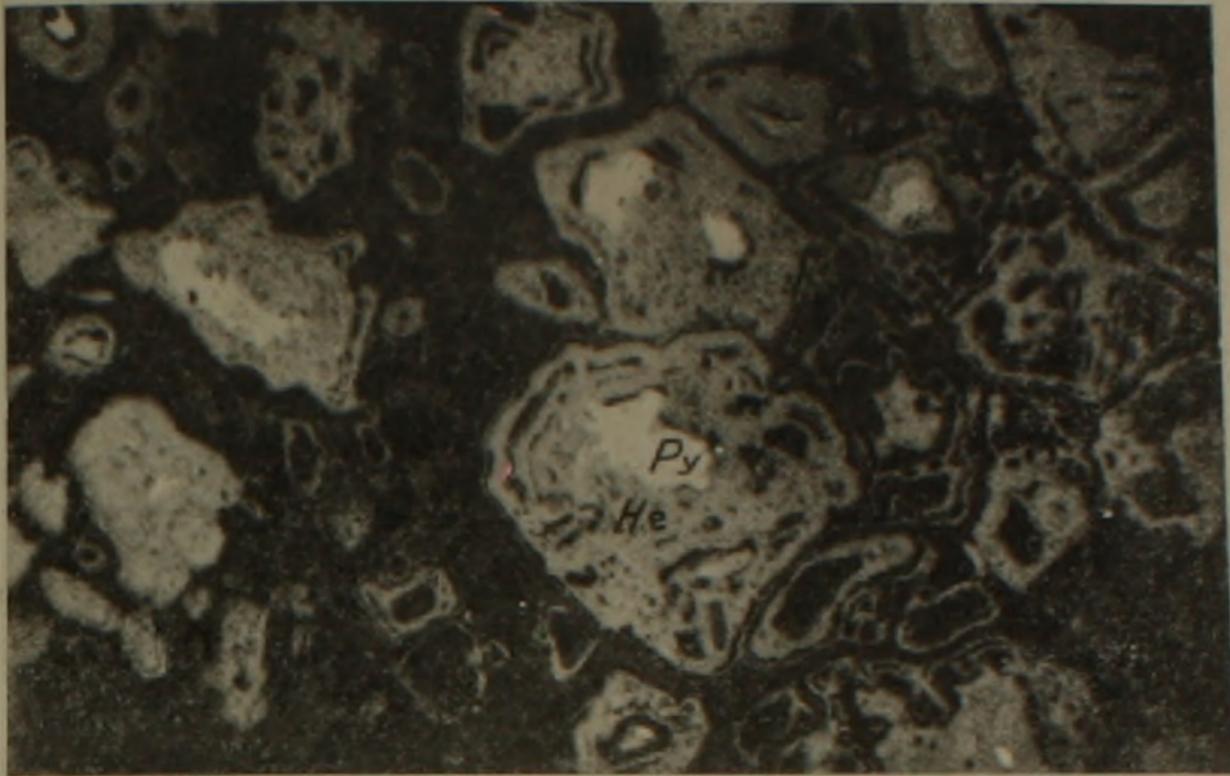


Фиг. 3. Галька вторичного кварцита из конгломерата фиг. 1 в натуральную величину. Обр. № 992а.

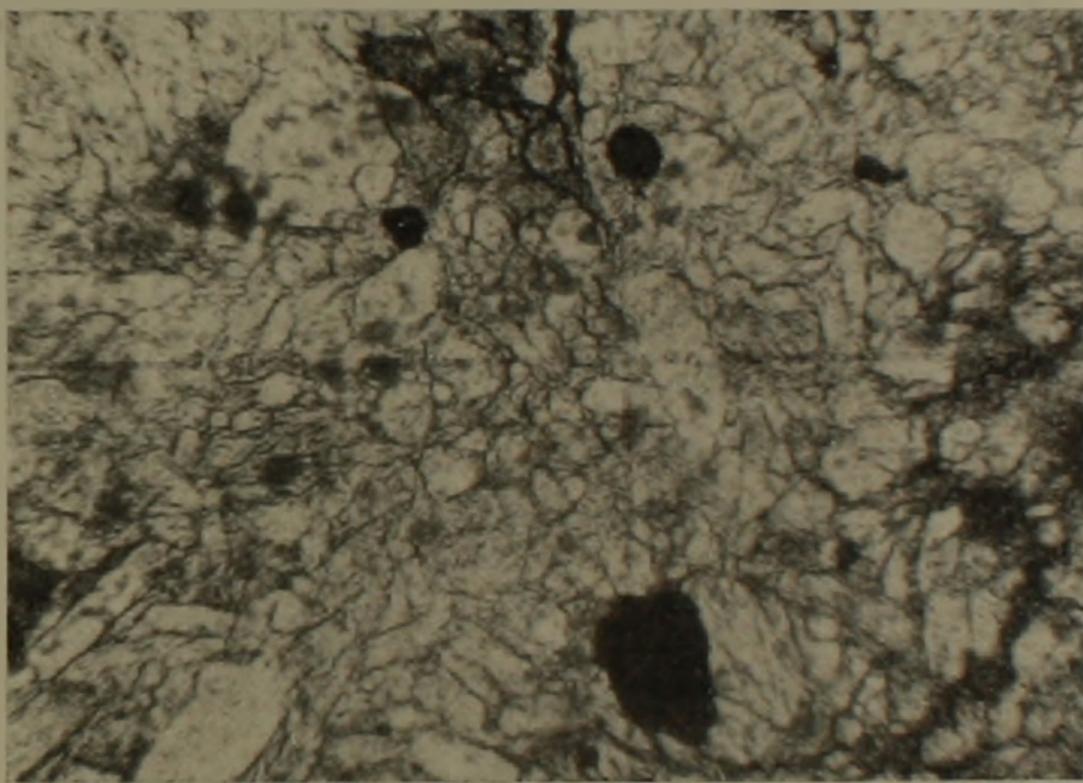
Суммируя все сказанное, общую характеристику описанных образований можно сформулировать следующим образом: это десятиметровый базальный слой, состоящий в основной своей массе из туфового материала, который включает в себя как хаотически расположенные гальки, так и линзообразные залежи конгломератов полимиктового состава, соответствующего таковому подстилающих пород.

Базальный слой залегает на поверхности кварцевых плагио-порфириров Ахтальского месторождения и в основании перекрывающей их толщи пород порфиритовой серии верхнего байоса, ранее считавшейся дебедской свитой.

Описанный нами конгломерат не единственный в районе. О наличии в пределах нижних членов геологического разреза Алавердского района конгломератов в литературе имеются более ранние указания.



Фиг. 4. Микрофото полированного шлифа оруденелого участка гальки вторичного кварцита, ув. 70 ×.



Фиг. 5. Микрофото прозрачного шлифа гальки вторичного кварцита, ув. 72×.

Первые указания на них относятся к 1949 году и принадлежат А. Т. Асланяну. Он пишет: «В 1,5 км к северо-востоку от Алавердского медеплавильного завода, на левом склоне ущелья, в верхах порфиритовой толщи (по его прежним данным ниже-лейасского возраста, С. К.), в одной из конгломератовых линз встречены также хорошо окатанные гальки светлосерых альбитофиринов и интрузивных пород диоритового состава» (А. Т. Асланян, 1949). Несколько ниже, в той же работе, мы устанавливаем, что А. Т. Асланян эти гальки рассматривает как индикаторы регрессии моря, где изливались эти порфиристы.

Далее, при характеристике условий образования вышележащих туфобрекчий порфиритов (в настоящее время эти туфобрекчии известны под названием «кошабердской свиты»), А. Т. Асланян указывает, что они (т. е. туфобрекчии кошабердской свиты, С. К.) залегают на древней коре выветривания. Под ней он понимает поверхность толщи порфиритов, которые в литературе до сих пор известны под названием «дебедской свиты».



Фиг. 6. Микрофото шлифа гальки плагиогранита из конгломерата, показанного на фиг. 1, ув. 32X, ник. +.

С учетом приведенных данных можно заключить, что после образования мощной дебедской свиты, последняя вышла из под воды и подвергалась размыву. Иначе говоря между порфиритами дебедской свиты и туфобрекчиями кошабердской свиты имел место перерыв в осадконакоплении, а верхняя поверхность дебедской свиты представляет собой древнюю кору выветривания.

Оставляя эти факты в стороне, А. Т. Асланян почему-то поверхность размыва проводит не так, как только что было сказано, а между образованиями «кислых эффузивов» (так он называет известные кератофиры Шамлугского месторождения) и лижележащих туфобрекчий (кошабердской свиты,—С. К.).

Изложенный выше фактический материал позволяет произвести существенное уточнение возрастного расчленения свит, слагающих низы геологического разреза Алавердского района.

**1. Дебедская свита** обнажается на обоих склонах долины р. Дебед, начиная от ж. д. станции Сананн до с. Шнох. Верхняя граница ее в районе города Алаверди и ахпатской интрузии проходит по подошве «туфобрекчий порфиритов», являющихся частью известной в литературе «кошабердской свиты». Далее к северо-востоку, в районе Ахтальского месторождения, она проходит по подошве описанных выше конгломератов, равно как и по поверхности кварцевых плагиопорфиров; а еще восточнее, до Ахтальского дома отдыха эта граница проходит между двумя

разновозрастными толщами пород порфиритовой серии, или, по подошве толщи, которую ниже мы будем называть кошабердской свитой. На последнем отрезке указанная граница в некоторой степени носит условный характер, т. к. ввиду сходства петрографического состава обеих толщ она четко не отбивается. Свита сложена многочисленными чередующимися потоками андезитовых и диабазовых порфиритов, лавобрекчиями кислого и среднего состава, туфобрекчиями андезитового порфирита и лизами туфопесчаников того же состава. Одной из характерных черт этой свиты является то, что она инъецирована даечным комплексом кварц-плагиопорфинового и гранит-порфинового состава, нигде не переходящим в вышележащую свиту. Слагающие эту свиту породы перенесли интенсивное зеленокаменное изменение (хлоритизация, эпидотизация), благодаря чему они приобрели характерную буро-зеленую окраску. Вдоль р. Дебед породы этой свиты слагают ядро антиклинальной складки, крылья которой падают противоположно на обоих ее берегах (СЗ и ЮВ). В районе Ахтальского месторождения свита включает остатки небольшого (обнаженной площадью 0,5 км<sup>2</sup>) древнего вулкана кварцевых плагиопорфиров, где наблюдаются как его корни, с явно секущими контактами с вмещающими породами, так и излившуюся массу в виде тектонически дислоцированного и эродированного экструзивного купола. Кварцевые плагиопорфиры Ахтальского месторождения мы рассматриваем как начало завершающего этапа истории формирования дебедской свиты, и, в связи с этим, как ее составную часть. Таким образом, кварцевые плагиопорфиры Ахтальского месторождения в геологическом разрезе Алавердского района не могут быть выделены в самостоятельную стратиграфическую единицу (свиту), как это делалось до сих пор некоторыми исследователями, а следует их выделить как локальный литологический горизонт в верхней части дебедской свиты. При такой трактовке данного вопроса кварцевые плагиопорфиры становятся комагматичными образованиями по отношению к породам порфиритовой серии дебедской свиты, указывая, при этом, на характер эволюции магматической дифференциации единого очага, породившего эти контрастно отличные породы. В частности, появление кварцевых плагиопорфиров в завершающем этапе формирования дебедской свиты, сложенной преимущественно порфиритовыми породами, указывает на значительное подкисление дифференциатов магматического очага в завершающем этапе формирования этой свиты.

Ровным счетом теряет свое право на существование и «нижнеахтальская свита» Н. Р. Азаряна, выделенная им на основании данных одной скважины (№ 47), пробуренной в центральной части Ахтальского месторождения. Как известно, буровая скважина после кварцевых плагиопорфиров вошла в толщу плагиоклазовых порфиритов (так они называются Н. Р. Азаряном), которые по его мнению не выходят на поверхность и поэтому показаны им только на геологических разрезах, как самостоятельная «нижнеахтальская свита». В результате наших исследований установлено, что указанная толща плагиоклазовых порфиритов

обнажается на поверхности на левом берегу р. Уч-килиса, непосредственно под обрывами базальтов, на которых расположен Ахтальский монастырь. Это утверждение основано на том, что указанные порфириды здесь прорываются кварцевыми плагиопорфирами, которые в свою очередь перекрываются толщей пород порфиритовой серии с описанным выше галечным горизонтом в основании. В связи с этим вулканогенную толщу «нижнеахтальской свиты» (по Н. Р. Азаряну) необходимо рассматривать как составную часть и непосредственное продолжение дебедской свиты.

Таким образом, в дебедскую свиту должны быть объединены «нижнеахтальская свита», пестрая толща вулканогенных пород порфиритовой серии, обнаженная на левом склоне долины р. Дебед (по линии указанной выше), а также кварцевые плагиопорфиры Ахтальского месторождения (ахтальская свита по Н. Р. Азаряну), с выделением их в отдельные литологические горизонты единой дебедской свиты. Истинная мощность дебедской свиты в настоящее время не поддается определению ввиду того, что подошва ее не обнажена. Видимая мощность составляет около 350 м.

После формирования дебедской свиты, которое происходило в условиях погружения области в подводной среде, следовало ее воздымание, во время которого внедрились дайки диабаз-порфиритового, габбро-диабазового, кварц-плагиопорфиритового и гранит-порфиритового состава. О внедрении в это время интрузивных комплексов пока нет достоверных сведений, хотя, как было сказано выше, гальки интрузивных пород на поверхности дебедской свиты установлены. Однозначный ответ на этот вопрос можно будет дать после того, как будет доказана принадлежность галек к определенным интрузивным массивам.

В конечном итоге воздымание области привело к выходу ее из-под воды, вследствие чего наступил период глубокого размыва, дошедшего до самых интрузивных массивов пока неустановленного возраста.

Касаясь возраста дебедской свиты необходимо вкратце остановиться на некоторых данных предыдущих исследователей, и в частности, на данных Н. Р. Азаряна.

Порфиритовая часть дебедской свиты в нашем понимании, как было показано выше, стратиграфически эквивалентна «нижне-ахтальской свите» Н. Р. Азаряна, датированной им нижним байосом. Кварц-плагиопорфиритовая часть этой свиты эквивалентна его «ахтальской свите», датированной верхним байосом.

Поскольку «нижнеахтальскую» и «ахтальскую» свиты Н. Р. Азаряна мы объединяем в одну единую свиту «дебедскую» и их рассматриваем в качестве различных литологических горизонтов (фаций), то, разумеется, они должны иметь одинаковый возраст, в данном случае—нижнебайосский.

Формирование дебедской свиты (порфириды и плагиопорфиры), воздымание и дислоцирование ее, внедрение даечного комплекса с гид-

ротермальными процессами (образование вторичных кварцитов, серного колчедана и др.), а также дальнейший размыв значительной части комплекса пород этой свиты, свидетельствуют об одном крупном тектоно-магматическом ритме, имевшем место в течение нижнебайосского времени. Целесообразно назвать его I тектоническим ритмом, т. к. в районе, как будет видно из дальнейшего изложения, наблюдается несколько таких ритмов, хотя и с разной степенью завершенности.

2. Кошабердская свита. После обнаружения описанных выше базальных конгломератов среди вулканогенных пород порфиритовой серии, которые объединялись до сих пор в единую «дебедскую свиту», стало ясным, что этого делать уже нельзя, т. к. между породами, залегающими выше и ниже конгломератов, имел место значительный перерыв в осадконакоплении, в результате чего образовалась поверхность глубокого размыва весьма прихотливой конфигурации. В связи с этим граница подошвы известной кошабердской свиты в районе Ахтальского месторождения должна быть спущена с гипсометрической отметки 925 м на отметку 750 м (горизонт конгломератов), или около 200 м ниже прежней границы. Это 200 метровое пространство, ранее считавшееся частью дебедской свиты, должно быть включено в состав кошабердской свиты. Здесь породы этой свиты представлены также, как и в предыдущей свите, андезитовыми порфиритами, их лавобрекчиями, туфобрекчиями, туфопесчаниками и отдельными потоками дацитовых порфиритов как в низах разреза (устье штольни № 7 Ахтальского месторождения, район Кызыл-таша), так и в верхах его (поток известного «Броненосца»). На этом участке в разрезе отсутствуют типичные кошабердские туфобрекчии.

В районе Алавердского, Шамлугского и Кызылташского медных месторождений на основании постепенных взаимных переходов, установленных как прежними исследователями, так и нами, в кошабердскую свиту следует включить известный в литературе мощный горизонт туфобрекчий порфирита, т. н. «агломераты»\* Алавердского месторождения и кератофиры Шамлугского месторождения, выделив в свите горизонты: туфобрекчиевый, агломератовый и кератофировый. Характерными чертами свиты на этом участке является резкое преобладание эксплозивного вулканического материала над лавовым и общее зеленокаменное изменение, которое по интенсивности несколько уступает такому дебедской свиты. Мощность свиты колеблется в большом интервале, что вызвано резко расчлененной поверхностью нижележащей дебедской свиты и вулканогенной природой слагающих ее пород. На отдельных отрезках средняя мощность свиты составляет: у Алавердского месторождения около 300 м, у Кызыл-ташского месторождения около 450 м, у Ахтальского месторождения около 400 м. При этом гипсометри-

\* «Агломераты» взяты в кавычки, так как это название укоренилось в литературе, но фактически они больше подходят к лавобрекчиям андезит-порфиритового состава.

ческие отметки подошвы свиты на указанных отрезках соответственно равняются: 800, 1240, 750.

Слагающие свиту литологические горизонты являются продуктами деятельности разновременного и одновременно действующих вулканических центров верхне-байосского времени, от силы которых зависело площадное распространение этих продуктов. Поэтому наблюдается увеличение мощностей вокруг центров и постепенное периклиналильное выклинивание их от центров к периферии. Этим же объясняется то, что горизонты не выдержаны по простиранию, и вполне понятны их постепенные переходы и, наконец, выпадение отдельных горизонтов из разреза свиты. Несмотря на это, для отдельных пунктов района распространения свиты прослеживается определенная очередность образования. Так, например, в районе Алавердского месторождения на дебедской свите залегают типичные туфобрекчии порфирита (известные в литературе как кошабердские), которые постепенно переходят в «агломераты» (алавердского типа). Здесь отсутствуют лавы порфирита и весь кератофиновый горизонт. В районе Шамлугского месторождения разрез начинается типичными туфобрекчиями порфиритов (кошабердского типа), затем идет небольшая пачка агломератов, которые перекрываются кератофирами в максимальной их мощности. В районе Ахтальского месторождения разрез начинается потоком дацитовых порфиритов, затем идут лавы, лавобрекчии и грубые туфобрекчии порфиритов с включением линз туфопесчаников, которые контрастно сменяются краснобурыми дацитовыми порфиритами (породы «броненосца», являющиеся, по всей вероятности, синхронными с алавердскими агломератами). В этом разрезе отсутствуют типичные туфобрекчии Кошаберда, типичные алавердские агломераты и кератофиры Шамлугского типа. В районе Кызылташского месторождения разрез свиты начинается двумя потоками (или силлами?) дацитовых порфиритов, затем идут типичные кошабердские туфобрекчии порфирита. Здесь отсутствуют лавы порфирита, агломераты и кератофиры. Необходимо отметить, что как в разрезе через Ахтальское месторождение, так и в разрезе через Кызылташское месторождение, нам не удалось выяснить характер контакта дацитовых порфиритов с подстилающими и перекрывающими породами. Поэтому покровный характер дацитовых порфиритов принимается нами условно.

Из изложенного материала очевидно, что формирование кошабердской свиты происходило в очень сложных, тектонически мобильных, подводных условиях, на фоне медленного воздымания области.

Несмотря на столь сложную обстановку, детальный структурно-фациальный анализ позволяет проследить определенную последовательность в этих образованиях. Так, первыми изливались пластообразные дацитовые порфириты с характерной для них вертикальной столбчатой отдельностью; вслед за ними в районе Ахтальского месторождения образовался комплекс андезитовых порфиритов, их туфов, грубых туфобрекчий и лавобрекчий, с включениями линз туфопесчаников. Затем, в районе Алавердского и Кызылташского месторождений, извергались

типичные кошабердские туфобрекчии, далее, краснобурые дацитовые порфиры (породы «броненосца») и агломераты алавердского типа. Наконец, последними в пределах этой свиты образовались кератофиры Шамлугского месторождения, которые, подобно ахтальским кварцевым плагиопорфирам, являются локальными образованиями отдельного вулкана и завершают формирование кошабердской свиты. А это означает, что во время формирования последней, хотя и с некоторыми отклонениями, повторилась та же эволюция магматического очага, что и в течение формирования нижележащей дебедской свиты. Иначе говоря, описанная кошабердская свита знаменует о новом, втором по счету, вулканическом ритме, имевшем место в рассматриваемом районе; этот ритм, в отличие от первого, нельзя считать полностью завершенным. В частности, здесь после формирования свиты не наблюдалось интенсивного воздымания области и последующего размыва. После формирования свиты уже в верхней юре (келловей) здесь имело место лишь некоторое поднятие области, приведшее к обмелению бассейна (регрессия моря) и частичному размыву островного характера, когда при относительном затишии вулканизма отлагались туфопесчаники, однородные внутриформационные конгломераты, полимиктовые песчаники с углистым материалом и окаменелыми деревьями, и другие мелководные образования. Несколько позже, но также в келловее и оксфорде (?), следовал третий вулканический ритм, который в данной статье рассматриваться не будет из-за ограниченности ее объема.

Изложенный материал позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Кварцевые плагиопорфиры Ахтальского месторождения в силу своих генетических особенностей (экструзивный купол) и незначительных размеров не могут быть выделены в самостоятельную свиту. Они являются верхней, незначительной составной частью мощной вулканогенной толщи пород андезито-порфиритовой серии нижнебайосского возраста (дебедская свита) и знаменуют завершающий этап ее формирования.

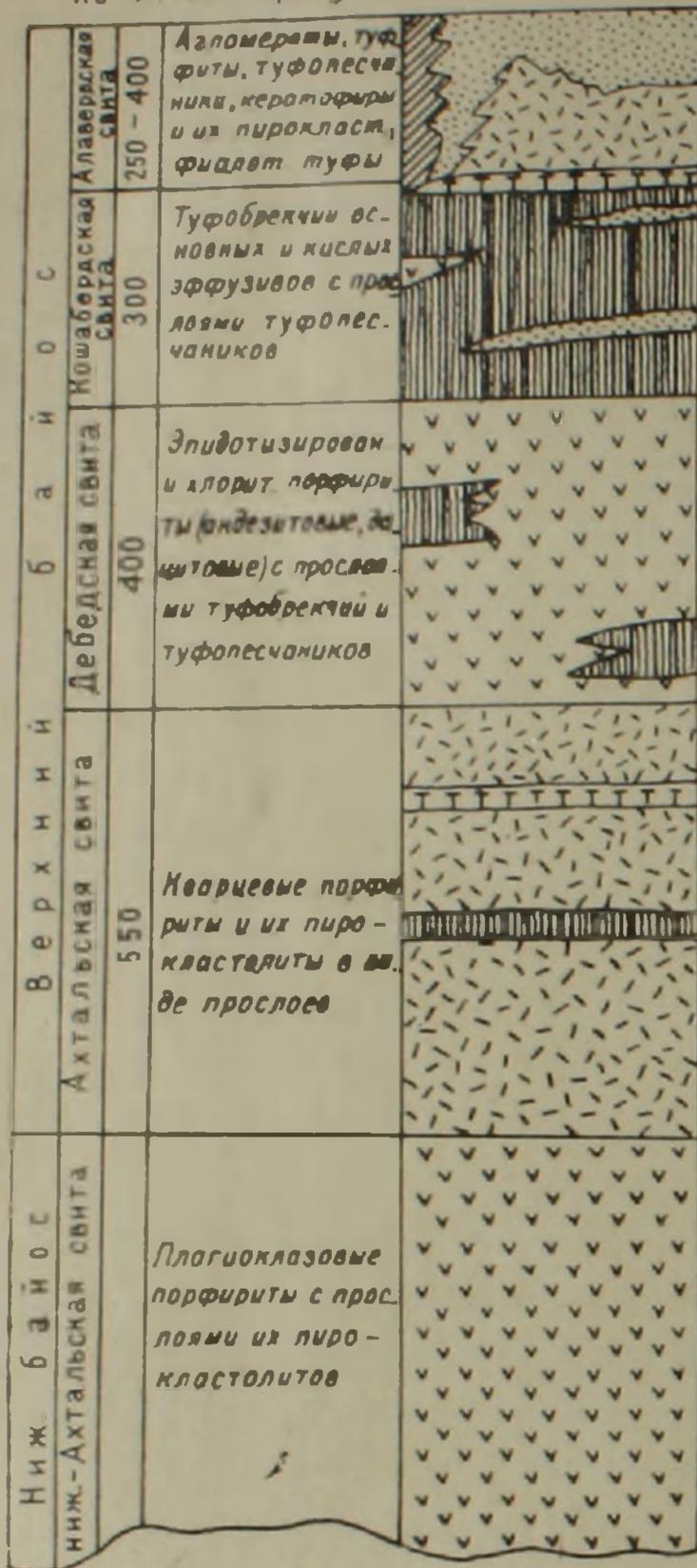
2. Плагиоклазовые порфиры (нижнеахтальская свита Н. Р. Азаряна), залегающие стратиграфически ниже кварцевых плагиопорфиров, также не могут быть выделены в качестве самостоятельной свиты, т. к. они являются непосредственным продолжением и составной частью дебедской свиты.

3. Между дебедской и кошабердской свитами имел место перерыв вулканической деятельности, во время которого дебедская свита (в том числе и кварцевые плагиопорфиры) подвергалась размыву; последний фиксируется базальным конгломератом в основании кошабердской свиты.

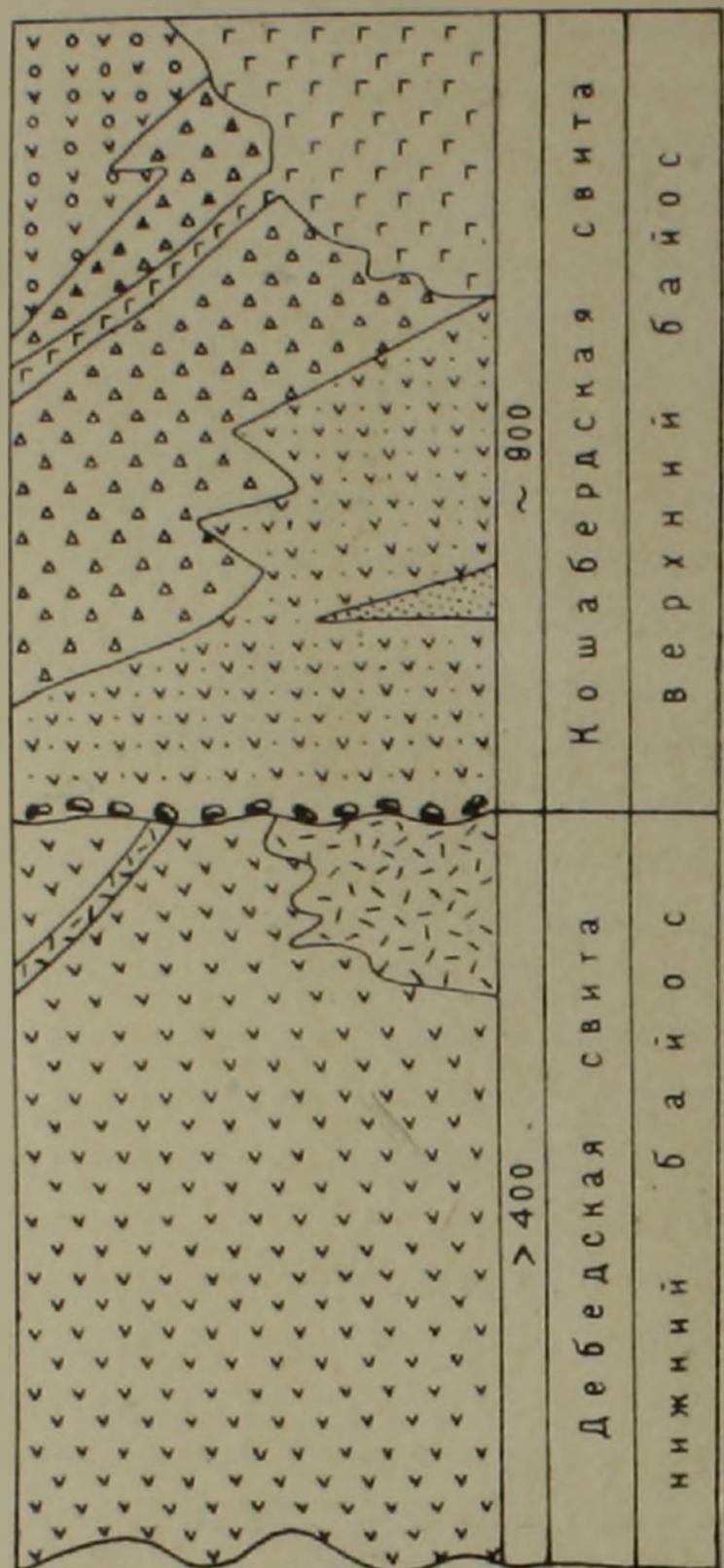
4. Существенно меняются границы дебедской и кошабердской свит и состав слагающих их формаций пород: в районе Ахтальского месторождения часть дебедской свиты, расположенная выше описанных конгломератов, должна быть отнесена к кошабердской свите; к кошаберд-

## СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОЛОНКИ НИЖНЕЙ ЧАСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА АЛАВЕРДСКОГО РАЙОНА

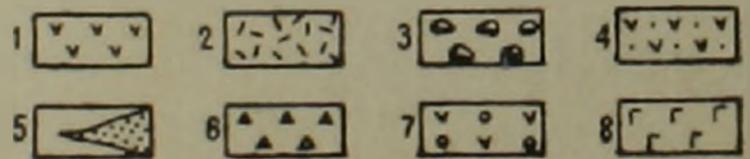
по Н. Р. Азаряну



по С. В. Казаряну



## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Фиг. 7. 1. Плагноклазовые порфириды, их брекчий и лавобрекчий. 2. Кварцевые плагнопорфиры и их лавобрекчий (дайки и экструзивные купола) района Ахталского месторождения. 3. Базальные конгломераты основания верхнего байоса, обнаруженные на западном фланге Ахталского месторождения, содержащие гальки вторичных кварцитов Ахталского месторождения с пиритом, гидротермально измененных плагнопорфиров, измененных и неизмененных андезитовых порфиридов и плагногранитов. 4. Лавы и грубые туфобрекчий андезитовых порфиридов, включающие пластообразные тела (покровы или силлы?) дацитовых порфиридов. 5. Линзы и невыдержанные слои туфолесчаников андезитовых порфиридов. 6. Туфобрекчий андезитодацитовых порфиридов кошабердского типа. 7. Агломераты Алавердского месторождения, включающие обломки дацитовых порфиридов фиолетового оттенка и чередующиеся с маломощными потоками и туфовыми слоями порфиритового состава. 8. Кератофиры, кварцевые кератофиры и их туфобрекчий Шамлутского месторождения.

ской свите должны быть отнесены также алавердские «агломераты» и шамлугские кератофиры. В дебедской и кошабердской свитах отдельные формации пород (порфириновый комплекс, кварцевые плагиопорфиры, туфобрекчии, агломераты и кератофиры) должны быть выделены в самостоятельные литологические горизонты в пределах соответствующих свит, к которым они принадлежат.

5. До верхнего байоса, в завершающем этапе формирования вулканогенной толщи нижнего байоса (дебедская свита), в результате поствулканических процессов, связанных с образованием экструзивного тела ахтальских кварцевых плагиопорфиров, образовались вторичные кварциты с пиритом.

6. В нижнем байосе, в пределах Алавердского района, а может быть и за его пределами, имелись обнаженные интрузивные массивы (плагиогранитового состава) доверхнебайосского возраста, которые подвергались размыву.

7. Вулканическая деятельность в юрское время в пределах Сомхето-Карабахской зоны протекала ритмично, причем в каждом ритме, как общая закономерность, снизу — вверх наблюдается подкисление вулканических продуктов вплоть до извержения и внедрения липаритовой магмы в завершающем этапе ритма.

Вулканические ритмы, в целом имея много общих черт, имеют также отличительные черты, выраженные в форме проявления кислого магматизма и интенсивности поствулканических процессов.

Полностью завершённые ритмы отделены друг от друга перерывами в вулканической деятельности и поверхностями размыва.

В пределах Алавердского района, начиная с нижнего байоса до оксфорда, установлены три вулканических ритма, из них две нижние соответствуют дебедской и кошабердской свитам.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 2.III.1969.

Ս. Վ. ՂԱԶԱՐՅԱՆ

ՆՈՐ ՏՎՅԱԸՆԵՐ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԱԼԱՎԵՐԴՈՒ ՇՐՋԱՆԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ  
ԿՏՐՎԱԾՔԻ ՍՏՈՐԻՆ ՄԱՍԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ալավերդու շրջանում տարված հետազոտությունների և գրականության վերծանման շնորհիվ հողվածում հիմնավորվում են ստրատիգրաֆիական միջրանի հետաքրքիր գրույթներ, որոնք էապես ճշտում են ներկայիս պատկերացումները նշված շրջանի երկրաբանական կառուցվածքի ստորին մասի վերաբերյալ:

1. Ախթալայի հանքավայրի կվարցային պլագիոպորֆիրները (ալիսթալայի շերտախումբ» ըստ Ն. Ռ. Աղարյանի) չեն կարող առանձնացվել որպես ապարների ինքնուրույն շերտախումբ, քանի որ նրանք կազմում են ստորին բայոսի հասակի անդեզիտային պորֆիրիտների կազմ ունեցող հրաբխային

հաստվածքի («Դեբեդի շերտախումբ» ըստ հեղինակի) վերին, շնչին մասը, նշանավորելով վերջինիս զարգացման եզրափակիչ փուլը:

2. Պլազիոկլազային պորֆիրիտները («Ստորին Ախթալայի շերտախումբ» ըստ Ն. Խ. Ազարյանի), որոնք ստրատիգրաֆիորեն տեղադրված են կվարց-պլազիոպորֆիրներից ցած, նույնպես չեն կարող դիտվել որպես ինքնուրույն շերտախումբ, քանի որ նրանք կազմում են «Դեբեդի շերտախումբի» անբաժանելի մասը:

3. Դեբեդի և Կոշաբերդի շերտախումբերի միջև տեղի է ունեցել հրաբխային գործունեության ընդմիջում, որի ընթացքում Դեբեդի շերտախումբը (որի կազմում նաև կվարցային պլազիոպորֆիրները) ենթարկվել են լվացման: Այդ երևույթը հաստատվում է Կոշաբերդի շերտախումբի հիմքում հայտնաբերված կոնգլոմերատներով:

4. Էապես փոփոխված են Դեբեդի և Կոշաբերդի շերտախումբերի սահմանները:

5. Դեբեդի շերտախումբի զարգացման վերջին փուլում (մինչև վերին բալոսը) առաջացել են երկրորդական կվարցիտներ և ծծմբական կուչիզան, որոնք գենետիկորեն կապված են Ախթալայի կվարց պլազիոպորֆիրների հետ:

6. Ստորին բալոսում Ալավերդու շրջանում, գույձ և նրա սահմաններից դուրս, եղել են պլազիոգրանիտների մերկացված մարմիններ, որոնք ենթարկվել են հողմնահարման: Հողմնահարման նյութը պաքարերի ձևով ներկայացված է վերին բալոսի հասակի հրաբխային հաստվածքի (Կոշաբերդի շերտախումբի) հիմքում:

7. Յուրայի ընթացքում հրաբխային գործունեությունը Սոմխեթո-Ղարաբաղյան գոտում ընթացել է ռիթմիկ ձևով, ըստ որում ամեն ռիթմում, որպես էնդոհանուր օրինաչափություն, ներքևից—վերևնկատվում է ապարների թթվայնության ավելացում, ընդհուպ մինչև լիպարիտային մագմայի արտավիժում ռիթմի եզրափակիչ փուլում: Ալավերդու շրջանում սահմանված են երեք հրաբխային ռիթմեր, որոնցից սույն հոդվածում քննարկված են միայն երկուսը:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Азарян Н. Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР, Изд. АН Арм. ССР, 1963.
2. Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении; Изд. АН Арм. ССР, 1949.
3. Вартапетян Б. С. Геологическое положение гранитоидных интрузивов рудного поля Алаверди—Шамлуг—Ахтала; Известия АН Арм. ССР, т. XV, № 5, 1962.
4. Додин А. Л. Геологическое строение Алаверди-Садахлинского района ЗСФСР; Тр. ВИМС-а, вып. 68, 1935.

С. А. МОВСЕСЯН

## К ВОПРОСУ ОБ ОСНОВНЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЕНИИ

Изучением закономерностей размещения рудных месторождений на территории Арм. ССР занимался большой коллектив геологов: К. Н. Паффенгольц, В. Н. Котляр, И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян, А. Т. Асланян, Б. С. Вартапетян и др.

Первые металлогенические карты для Армении и отдельных ее рудных районов были составлены уже в 1944—1945 гг. И. Г. Магакьяном и С. С. Мкртчяном. Выделенные ими три металлогенических пояса — Алаверди-Кафанский, Севано-Амасийский и Памбак-Зангезурский в основном совпадали с соответствующими геотектоническими зонами К. Н. Паффенгольца.

В указанных металлогенических поясах отмечалась своя специфика минерализации, увязанная с особенностями геологического строения и магматизма, что сыграло положительную роль в деле прогноза и поисков новых месторождений.

В последующем А. Т. Асланян (1958) выделяет для Малого Кавказа Прикуринскую, Сомхето-Карабахскую (Алавердскую), Присеванскую, Кафанскую, Памбак-Зангезурскую, Еревано-Ордубадскую и Приараксинскую структурно-металлогенические зоны, совпадающие с выделенными им тектоническими зонами.

Затем, Б. С. Вартапетян (1965) выделяет для территории Армении три рудных области: Северо-восточную, приуроченную к северо-восточному антиклинорию; Центральную вдоль Севано-Амасийской зоны глубинных разломов; Юго-Западную, приуроченную к юго-западному синклинорию.

Все указанные авторы и особенно ярко И. Г. Магакьян и С. С. Мкртчян (1958), И. Г. Магакьян (1966) подчеркивают в своих работах резкие отличия выделенных ими рудных поясов по геологическому строению, истории формирования, магматизму и металлогении.

Алаверди-Кафанский пояс медноколчеданного оруденения расположен среди пологоскладчатых вулканогенно-осадочных толщ главным образом средне-верхнеюрского возраста, прорванных интрузиями юрского, нижнемелового и палеогенового возраста. Здесь характерны медно- и барито-полиметаллические колчеданные месторождения, скарновые месторождения магнетитовых руд, возраст которых доверхнеюрский, частью нижнемеловой.

Памбак-Зангезурский интенсивно дислоцированный пояс медно-молибденового оруденения сложен палеозойскими толщами, перекрытыми вулканогенно-осадочными отложениями верхнего мела и палеогена; все это прорвано гранитоидами третичного возраста.

Севано-Амасийская зона (и одноименный рудный пояс) расположена между двумя описанными выше, частью пересекая под острым углом Алаверди-Кафанскую зону. Здесь характерна изоклиальная складчатость и глубинные разломы, вдоль которых внедрились верхнемеловые, частью эоценовые гипербазиты, а значительно позднее—верхнетретичные малые интрузии гранитоидов, типично хромитовое оруденение (среди гипербазитов) и низкотемпературная минерализация золота, ртути, сурьмы, мышьяка—в связи с гранитоидами.

В пределах указанных трех рудных поясов И. Г. Магакьян (1966) выделяет шесть разновозрастных магматических циклов и соответствующие им периоды минерализации; особенно подчеркивается специфика металлогении каждого магматического цикла, а в ряде случаев и отдельных фаз внедрения, а также специализация минерализации отдельных структурных зон одноименных рудных поясов.

Автор отдает должное большой и плодотворной работе указанных исследователей, но хочет отметить, что некоторые положения их концепций не согласуются с новым фактическим материалом или встречаются возражения других исследователей. Так, К. Н. Паффенгольц (1959) и А. Т. Асланян (1958) отрицают тектоническую связь Алавердского и Кафанского рудных районов, а Б. С. Вартапетян (1965) считает недостаточно обоснованным выделение Памбак-Зангезурской и Алаверди-Кафанской зон. Соответственно оказывается дискуссионным вопрос, является ли медное оруденение Кафанского и Алавердского рудных районов и медно-молибденовое оруденение Каджаранского и Агаракского месторождений резко разновозрастными или они образовались в один тектоно-магматический этап. Нет единого мнения также по возрасту о количестве металлогенических эпох. Решение всех упомянутых вопросов в настоящее время имеет особенно важное научное и практическое значение, поскольку они должны быть положены в основу глубинных поисков, направленных на выявление скрытых месторождений.

Анализируя имеющийся в нашем распоряжении новый фактический материал, мы также не можем согласиться с рядом положений, касающихся строгой специализации рудных поясов, разновозрастности медных и медно-молибденовых месторождений, выделении многочисленных магматических циклов и соответствующих им металлогенических эпох на небольшой территории Армении.

Например, резкому разграничению и специализации оруденения в колчеданном и медно-молибденовом поясах противоречат следующие данные:

1. Установление промышленного молибденового оруденения в Алаверди-Кафанском медноколчеданном поясе (Техут, Шикахох и др.).
2. Установление в пределах Памбак-Зангезурского медно-молибденового пояса месторождений, руды которых весьма сходны с медными и свинцово-цинковыми рудами Алаверди-Кафанского пояса (Личкваз, месторождения Ордубадского района Нах. АССР).

3. Установление в обоих поясах месторождений одних и тех же металлов: меди, молибдена, золота, железа, свинца, цинка и др.

4. Наличие в рудах обоих поясов одних и тех же акцессорных элементов-примесей: висмута, серебра, мышьяка, селена, теллура, германия, кадмия, индия, галлия, редких земель и др.

5. Обнаружение в медноколчеданных рудах примеси рения, который считался типичным только для медно-молибденовых руд.

Этим не исчерпывается то многое общее в отношении геохимии и металлогении, что характерно для обеих зон. Бесспорно то, что новейшие исследования приводят к выявлению в пределах каждого из этих поясов или зон месторождений металлов, которые считались «запрещенными» для этих зон.

Для выяснения основных закономерностей размещения рудных месторождений республики важное значение имеет точное определение времени их формирования. Нам представляется правильным мнение о том, что медное оруденение Кафанского и Алавердского рудных районов и медно-молибденовое оруденение Каджаранского и Агаракского и др. рудных полей относятся к единой альпийской металлогенической эпохе.

Такое представление о времени формирования медного и медно-молибденового оруденения этих рудных полей подтверждается установленными в последнее время фактами.

Молодой возраст медно-молибденовых месторождений Армении все исследователи считают бесспорным. Что касается медного и медноколчеданного оруденения Алавердского и Кафанского рудных районов (медноколчеданного пояса), то одни исследователи относят его к более древнему — среднеюрскому возрасту, а другие отрицают это, считая их, как и все остальные рудные месторождения Армении, более молодыми.

Нам кажется, что один лишь факт приуроченности медных и медноколчеданных месторождений названных районов к юрским породам не может служить доказательством их относительно древнего-юрского возраста.

Сходство металлогении медно-молибденового и медноколчеданного поясов само по себе говорит о близости возраста месторождений обеих зон. Но имеются и факты прямого доказательства более молодого, чем среднеюрский, возраста медных и медноколчеданных месторождений.

Достаточно сказать, что в Кафане имеются меднорудные жилы, пересекающие верхнеюрскую толщу. Наряду с этим наиболее поздние дорудные дайки габбро-диабазов Кафанского рудного поля, по наблюдениям В. Т. Акопяна, А. Г. Казаряна и Г. Г. Шехяна, пересекают отложения байоса и верхнего оксфорда—кимериджа. Эти же дайки рассекают тела габбро-диоритов, которые на г. Хуступ прорывают нижнемеловые отложения.

Правда, имеется спор и о возрастных соотношениях даек интрузивных пород и оруденения Кафанского месторождения — одни исследователи все дайки основных пород считают дорудными, другие—большинство их относят к пострудным образованиям. Проведенные нами термо-

метрические исследования методом декрипитации образцов пирита, взятых в рудных жилах, в непосредственном их контакте с дайкой диабазовых порфиритов показали, что в пиритах сохранились все первичные включения жидкости и газов. Аналогичные результаты дали термометрические испытания кварца, взятого на контакте с дайкой, проведенные в Институте геологических наук АН Арм. ССР Маданияном О. Г. Эти данные позволяют нам поддержать тех исследователей, которые придерживаются мнения о дорудном возрасте всех даек интрузивных пород, развитых на Кафанском рудном поле.

Из всего сказанного вытекает, что медное оруденение Кафана по меньшей мере после-нижнемеловое, но никак не юрское.

В Алавердском рудном районе Шамлугское и Алавердское медные и Ахтальское свинцово-цинковое месторождения залегают среди среднеюрской толщи, но севернее Алаверди, на участке полиметаллического рудопоявления Качал-Конд, рудовмещающей является верхнеюрская толща, а еще севернее, уже на территории Грузинской ССР, месторождение Маднеули с рудами, аналогичными Ахтальским и Шамлугским, залегает в толще верхнемелового возраста. Если учесть к тому же, что в соседнем Дилижанском районе подобные месторождения секут толщу эоцена, то имеются основания предполагать, что и Алавердская группа месторождений сформировалась не ранее эоцена.

Таким образом, имеются достаточно веские доказательства для объединения медного оруденения Кафанского и Алавердского и медно-молибденового Каджаранского и Агаракского рудных полей в единую возрастную группу.

На первый взгляд этому противоречит определение абсолютного возраста оруденений калий-аргоновым методом (Г. П. Багдасарян, М. М. Рубинштейн и др., 1966). Согласно этим данным возраст эндогенных месторождений Малого Кавказа, от Маднеули на севере до Каджарана на юге, оказывается точно равным возрасту вмещающих пород. Но, с другой стороны, геологические наблюдения говорят о резкой оторванности оруденения по времени формирования от вмещающих пород. Несоответствие между определениями абсолютного возраста и геологическими наблюдениями мы склонны объяснить несовершенством самого калий-аргонового метода определений возраста по серицитам.

К сказанному выше следует добавить, что многие эндогенные месторождения Армении образовались в период времени от среднего миоцена до низов плиоцена. К их числу относятся Абовянское апатит-магнетитовое месторождение, колчеданные руды в соленосных отложениях Авана, рудопоявления киновари в Сисианском районе, проявления молибдена, свинца и цинка в Веди и др.

Следует отметить, что согласно данным Р. Х. Гукасяна и др. (1966) абсолютный возраст гранитоидов третьей фазы и даек Каджарана и Агарака, возникших до оруденения, определены калий-аргоновым методом в интервале 18—35 млн. лет, а возраст урановой смолы поздней ста-

дни минерализации, определенный ураново-свинцовым методом, составляет 8—10 млн. лет.

Конечно, для окончательного решения этого спорного вопроса необходимо проведение специальных углубленных исследований. Но несомненный факт наличия в Армении месторождений плиоценового возраста требует к себе самого пристального внимания, ибо расширяет перспективы нахождения оруденения во всем разрезе отложений, вплоть до самых верхних горизонтов, включая нижний плиоцен.

В практической деятельности геологов, проводящих поисково-разведочные работы, необходимо учитывать это положение и, соответственно, включить в перечень перспективных районов более обширные площади, чем это предполагалось ранее.

Следует отметить и другое важное обстоятельство: ряд исследователей отмечал типичную для колчеданных месторождений форму рудных тел—штоки и жилы, а также приуроченность оруденения к определенным горизонтам—кератофирам (шамлугиты) или к контакту кварцевых порфиров с перекрывающими их порфиритами (Ахтала). Однако практика опровергла и эти положения: наряду с штоковым и жильными рудными телами большую роль приобрел штокверковый тип оруденения (в Кафане 80% запасов), а распространение оруденения оказалось намного шире и, не ограничиваясь кератофирами или контактом кварцевых порфиров с порфиритами, оно распространяется в подстилающие и перекрывающие породы, намного расширяя перспективы рудных полей.

Исходя из этого, трудно согласиться со сторонниками узкой связи колчеданного оруденения с малыми субвулканическими интрузиями альбитофиров и порфиров, как и с положением о генетической и локальной связи определенных металлов и типов месторождений с определенными по возрасту, составу и фациям глубинности интрузиями.

При попытке найти четкие генетические связи между оруденением одного и того же металла с излишне расчлененными магматическими комплексами (фазами), приходится совершенно однородные месторождения, контролируемые одними и теми же или одновозрастными структурами, относить к различному возрасту: например, медно-молибденовое Агаракское относится к эоцену, а Каджаранское—к олигоцену-миоцену, с чем никак нельзя согласиться.

Изучение геологических разрезов показывает, что крупные тектонические блоки, в которых размещаются различные месторождения возникли еще в дорудное время. Крупные дорудные тектонические движения привели породы различных формаций и возрастов к одному уровню, поэтому и руда оказалась в породах различного возраста. Это дает возможность сопоставлять эндогенные месторождения, залегающие в различных тектонических блоках, и объединить их в единую критическую зону.

После отложения руды больших перемещений по разрывным нару-

шениям, разделяющим блоки, не было. Не обнаруживается и метаморфизм руд. Альпийская складчатость не нарушила руду.

Бесспорной является решающая роль магматического, структурного и литологического факторов в локализации оруденения на территории Арм. ССР.

Согласно с высказываниями В. Н. Котляра (1965, 1968 и др.) по вопросу об источнике оруденения, мы также считаем, что оруденение генетически связано с магматическими очагами, породившими как интрузивные, так и экструзивные и эффузивные породы. В связи с этим эндогенные месторождения размещаются в эндо- и экзоконтактах интрузивов, а также в вулканогенно-осадочных толщах и кровле последних.

Таким образом, мы приходим к заключению, что имеющийся фактический материал хорошо увязывается с представлением о едином этапе формирования эндогенного оруденения в ряде последовательных стадий в конце тектоно-магматического цикла, завершившегося в альпийскую эпоху.

В размещении оруденения отчетливо вырисовывается контролирующая роль крупных разрывных нарушений и складчатых структур, а также сопряженных с ними поперечных разрывов и зон дробления.

Важное значение для локализации оруденения имеет литологический состав и физико-механические свойства вмещающих пород (способность растрескиваться) в благоприятном сочетании, конечно, с магматическими и тектоническими факторами.

В свете изложенного, зональность в размещении оруденения в рудных поясах, тяготеющих к определенным тектоническим блокам территории Армении, при наличии в одних в подчиненном развитии месторождений, типичных для других поясов, может быть объяснена различной историей геологического развития каждого из этих тектонических блоков.

Закономерности в размещении эндогенного оруденения необходимо рассмотреть с точки зрения тех геологических условий, которые влияют на это размещение, а именно:

- а) положение оруденения по отношению к породам фундамента;
- б) положение оруденения в различных структурных этажах и ярусах;
- в) отношение оруденения к породам, благоприятным по своим литологическим и физико-механическим свойствам;
- г) контроль оруденения крупными разрывными нарушениями и складчатыми структурами;
- д) глубина формирования оруденения от поверхности (в момент минерализации);
- е) зональность оруденения.

Положение оруденения по отношению к породам фундамента имеет существенное значение в связи с различной интенсивностью развития

рудопроводящих разломов в породах фундамента, ассимиляцией ряда компонентов из последних и др.

Месторождения располагаются обычно над фундаментом, недалеко от него, и в Армении, например, наиболее крупные месторождения размещены в пределах Памбак-Зангезурского мегаантиклинория, для которого характерна близость залегания жесткого палеозойского фундамента.

**Положение оруденения в различных структурных этажах и ярусах.** В условиях Армении нижний структурный ярус сложен породами эопаалеозоя и нижнего палеозоя; второй или средний структурный этаж сложен внизу отложениями пермо-карбона (нижний ярус), вулканогенно-осадочными толщами юры, мела и палеогена (средний ярус) и отложениями миоплиоцена (верхний ярус этого этажа). К третьему верхнему структурному этажу относятся послерудные четвертичные аллювиально-пролювиально-элювиальные образования и базальты. Практически все эндогенное оруденение Армении локализуется в среднем структурном ярусе второго структурного этажа—среди вулканогенно-осадочных толщ и прорывающих их интрузивных и субвулканических тел, представляющих наибольший интерес.

В различных тектонических блоках оруденение залегает в породах разного возраста и состава. Но его общей особенностью является то, что в пределах критической зоны, имеющей вертикальный размах около 1750 м (+500 до +2250 м), оруденение сформировалось в породах, обладающих благоприятными физико-механическими свойствами и составом.

Как было отмечено выше, мы считаем, что тектонические блоки и крупные перемещения вдоль разделяющих их разрывных нарушений в основном сформировались до оруденения, а послерудные движения в пределах рудных полей не имели существенного значения.

Все эндогенное оруденение образовано позднее молодых дайковых тел в период затухания тектонических движений.

**Отношение оруденения к породам, благоприятным по своим литологическим и физико-механическим свойствам.** Исследования показывают, что в разрезе рудовмещающих толщ выделяются горизонты, более благоприятные для оруденения (поддающиеся хрупкой деформации, избирательному замещению и др.) и менее благоприятные и потому лишённые оруденения. Примером может служить Кафанское медное месторождение, где более благоприятными по своим физико-механическим свойствам для рудоотложения оказались туфобрекчии и туфопесчаники средней юры и менее податливые верхнеюрские андезитовые и диабазовые порфириды. В пределах интрузивных массивов интенсивное оруденение располагается на участках, пересеченных многочисленными дайками (Каджаран) или изобилующих ксенолитами пород кровли (Агарак), во вмещающих породах, обладающих резкой анизотропией по своим физико-механическим свойствам.

**Контроль оруденения крупными разрывными нарушениями и склад-**

чатыми сооружениями. В условиях Армении контроль оруденения крупными разломами проявляется исключительно четко. Так, длительно развивающийся Дебаклинский разлом контролирует оруденения Каджаранского, Личкского, Агаракского и ряда других медно-молибденовых месторождений. Отчетливо проявляется также контроль оруденения крупными разломами на Алавердском, Шамлугском, Кафанском, Зодском, Личквасском и ряде других медноколчеданных и золоторудных месторождений. При этом характерно, что сами крупные разломы не несут оруденения, которое концентрируется в более мелких, часто сопряженных трещинах и разрывах.

Для локализации оруденения важное значение имеют часто разломы антикавказского — северо-восточного или близмеридионального направления, представляющие первоочередный интерес для поисков. Складчатые сооружения также влияли на локализацию оруденения (складки Алавердской зоны, Кафана), но, по-видимому, в меньшей мере, чем разрывные нарушения.

**Глубина формирования оруденения.** При определении глубины формирования эндогенного оруденения крайне важно располагать достаточно обоснованными данными о его возрасте. К сожалению, в этом вопросе среди геологов еще имеются различные точки зрения, о чем было сказано выше.

По имеющимся данным, вертикальный размах оруденения для медно-молибденовых месторождений составляет не менее 800—1000 м; для других типов месторождений он может быть и значительно большим. Общий вертикальный размах оруденения (критическая зона) в Армении, как уже было отмечено выше, достигает 1750 м, а с учетом данных по Аванскому рудопроявлению пирита — до 3000 м и более.

Согласно исследованиям А. Т. Асланяна (1958), верхние части медно-молибденовых месторождений Армении сформировались на глубине порядка 1500 м, а свинцово-цинковых — около 1000 м. Близкая цифра глубин формирования от поверхности получена также для медно-молибденовых месторождений Загезура К. А. Карамяном.

Глубины формирования оруденения крайне важно учитывать при планировании и проведении поисков скрытого оруденения в различных структурно-фациальных зонах Армении.

**Зональность оруденения.** В пределах ряда изученных полей Армении проявляется вертикальная и горизонтальная зональность минерализации, особенно четко выраженная в медно-молибденовых рудных полях. На разведанном вертикальном интервале в 500 м, с глубиной уменьшается содержание меди (халькопирита), а за счет этого в ряде случаев увеличивается содержание молибдена (молибденита). На флангах медно-молибденовых рудных полей, уже в эффузивно-осадочных породах кровли, увеличивается роль свинцово-цинкового оруденения (Каджаран—Аткиз—Пхрут и др.).

В Айоцдзоре, в районе развития существенно свинцово-цинкового оруденения (Газма, Гюмушхана и др.), интрузивные породы представ-

лены небольшими выходами, а вмещающими рудные жилы породами являются эффузивно-осадочные. Внутри интрузивных массивов оруденение медно-молибденовое, по мере удаления от интрузива увеличивается роль свинцово-цинковой минерализации.

Некоторые исследователи пытаются объяснить наблюдаемую зональность теорий В. Эммонса — зональностью минерализации, развивающейся вокруг куполов батолита.

Однако, медно-молибденовое оруденение, залегающее в Каджаране среди монзонитов, оторвано по времени становления от последних примерно на 20 млн. лет, когда внедрились наиболее поздние интрузивные фазы и дайковые серии. Вместе с тем оруденение сформировалось еще позднее даек и источником его, видимо, были магматические очаги, скрытые на больших глубинах.

Следовательно, зональность оруденения не может быть объяснена расположением его вокруг интрузива монзонитов или других вскрытых интрузивных массивов и вероятно связана с различной глубиной формирования медно-молибденовых и свинцово-цинковых месторождений. Вместе с тем следует учитывать, что раскрытие рудовмещающих разломов происходило как вверх по восстанию, так и в стороны. По мере раскрытия рудовмещающих трещин они последовательно заполнялись новыми порциями растворов меняющегося состава, что и приводило к отложению на более глубоких горизонтах ранних минеральных ассоциаций, сменяющихся вверх по восстанию и на флангах более поздними и сравнительно менее глубинными образованиями. Таким образом, объяснение наблюдаемой зональности хорошо согласуется с пульсационной гипотезой академика С. С. Смирнова.

Изложенные в настоящей статье данные позволяют благоприятно оценить рудные ресурсы территории Армянской ССР, т. к. подтверждают возможность нахождения различных типов эндогенного оруденения в пределах всех тектонических блоков и по всему разрезу, вплоть до самых молодых толщ, чем существенно расширяются перспективные площади.

Управление геологии СМ  
Армянской ССР

Поступила 10.VIII.1969.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

- Азизбеков Ш. А., Магакьян И. Г. и др. Металлогения Кавказа. В сб. «Закон размещ. полезн. ископ.», т. VII, Изд. Недра, 1964.
- Акопян В. Т., Казарян А. Т., Шехян Г. Особенности геологии и структуры Кафанского месторождения. Известия АН СССР (серия геологическая), № 5, 1969.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, 1958.
- Багдасарян Г. П. Возрастное расчленение интрузий северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений. Тр. XIII сессии ком. абс. возр., 1966.
- Вартапетян Б. С. Закономерности распределения медного оруденения на территории Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1965.

- Геология Арм. ССР. т. VI. Металлические полезные ископаемые. Изд. АН Арм. ССР, 1967.
- Гукасян Р. Х. Возрастное расчленение интрузивов Мегринского плутона по данным аргонового метода. Тр. XIII сессии ком. абс. возр., 1966.
- Котляр В. Н. Типы месторождений, связанных с палеовулканизмом. В сб. «Рудоносность вулканических формаций». Изд. Недра, 1965.
- Магакьян И. Г. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Арм. ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 4, 1966.
- Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
- Мовсесян С. А. Интрузии центральной части Зангезурского (Конгуро-Алангезского) хребта и связанные с ними полезные ископаемые. Изд. АН Арм. ССР, 1953.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.

А. И. КАРАПЕТЯН

## К ВОПРОСУ ВЫДЕЛЕНИЯ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ НА ПРИМЕРЕ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР\*

Формационный анализ давно уже приобрел значение одного из важнейших методов познания сложнейших процессов геологии. Его роль особенно велика в металлогенических исследованиях и, в частности, при составлении прогнозно-металлогенических карт. За последние годы, параллельно развитию учения об осадочных и магматических формациях, резко возрос интерес к рудным формациям. Сделана большая работа по разработке критериев выделения рудных формаций, предложен ряд формулировок понятия рудной формации, составлено несколько вариантов формационной классификации руд и т. д. Вместе с тем, ряд вопросов, возникших в процессе развития учения о рудных формациях остаются еще недостаточно разработанными. Остается дискуссионным определение самого понятия рудной формации и, следовательно, еще нет единого мнения о том, чему соответствует в своем конкретном выражении понятие «рудная формация».

В настоящей статье рассматриваются некоторые вопросы, имеющие, на наш взгляд, важное значение для выделения рудных формаций и сделана попытка сгруппировать эндогенные месторождения Армянской ССР в рудные формации, выделенные в соответствии с предлагаемой ниже формулировкой понятия «рудная формация».

## Основные критерии выделения эндогенных рудных формаций

В течение длительной истории развития учения о рудных месторождениях понятие «рудная формация» претерпело существенные изменения. Первоначально в рудные формации объединялись группы жил в пределах одного и того же рудного поля или рудного узла, отличающиеся друг от друга по составу и относительному возрасту (Вернер и др.). Так например, в Фрейбергском рудном районе выделялись галенит-баритовая, флюорит-барито-свинцовая, висмут-кобальтин-никель-серебряная и др. формации. В нашей стране эту точку зрения развивали А. Г. Бетехтин (1945), И. Г. Магакьян (1950) и др. Возражая против однозначного применения терминов «формация» и «семейство», А. Г. Бетехтин (1945) предложил сохранить термин «рудная формация» в прежнем его понимании, считая, что понятие «семейство руд» намного шире, чем «формация руд»\*\*, а в основу выделения семейств (понятие впервые для

\* Доклад на заседании Армянского отделения Всесоюзного Минералогического общества от 7 января 1968 г.

\*\* Термины «семейство» и «формация» синонимами считает П. М. Татаринев (1965).

руд введено А. Г. Бетехтиным) он кладет химический и минералогический состав руд, текстурно-структурные их особенности, условия залегания и отношения к вмещающим породам. Существенно иное значение приобрел термин «рудная формация» у Е. Е. Захарова (1953), который рудной формацией считает не жилы сходного минерального состава, а месторождения. При этом предложенная им формулировка рудной формации очень близка с таковой семейства руд А. Г. Бетехтина (1945) и И. Г. Магакьяна (1950). Дальнейшее развитие учения о рудных формациях (Р. М. Константинов, 1965, 1966, В. А. Кузнецов, 1966, И. Г. Магакьян, 1967<sub>2</sub> и др.), привело к тому, что в настоящее время преобладающим большинством исследователей понятие «рудная формация» считается более широким, соответствующим в своем конкретном выражении не отдельным ассоциациям минералов, а месторождениям (группам месторождений), характеризующимся сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, образующимися в близких геологических условиях (Р. М. Константинов, 1965, В. А. Кузнецов, 1966). Кроме того, И. Г. Магакьян (1967<sub>2</sub>) важное значение придает ее экономическому значению, понимая под рудной формацией «группу рудных образований, объединенных общностью минерального состава, генетических особенностей, геологических условий образования и сходным экономическим значением». Таким образом, понятие о рудных формациях стало равнозначным с понятием о формациях рудных месторождений.

В соответствии с предложенными к настоящему времени формулировками рудной формации основным критерием, определяющим принадлежность месторождений к той или иной рудной формации, считается минеральный состав руд или повторяющиеся в определенной последовательности устойчивые парагенетические ассоциации минералов. Однако, при этом, к сожалению не указывается, какое значение следует придавать количественным соотношениям слагающих руды минералов и их парагенетических ассоциаций. Между тем устойчивые минеральные ассоциации в определенной последовательности проявляются в месторождениях, характеризующихся существенно иным количественно-минералогическим составом руд. Так, например, Тандзутское серноколчеданное месторождение по составу слагающих руды парагенетических ассоциаций минералов и последовательности их образования идентично с Кафанским месторождением медных и полиметаллических руд, однако если эти два месторождения отнести к одной и той же рудной формации, это будет противоречить понятию «рудная формация», поскольку последняя объединяет месторождения прежде всего одних и тех же полезных ископаемых, т. е. месторождения, характеризующиеся сходным экономическим значением.

С другой стороны выделение рудных формаций на основании минерального состава руд или устойчивых ассоциаций минералов нередко приводит к тому, что однотипные месторождения одних и тех же полезных ископаемых относятся к различным рудным формациям, что об-

условлено широким влиянием местных факторов на образование тех или иных минеральных ассоциаций. Так, например, несмотря на большое сходство между Зодским и Меградзорским золоторудным месторождениями в отношении главнейших (в экономическом отношении) ассоциаций минералов (золото-полиметаллическая, золото-теллуридовая), имеются значительные различия в минеральной форме проявления различных рудных элементов. Так, например, на Зодском месторождении мышьяк в своей основной массе представлен арсенопиритом и слагает кварц-пирит-арсенопиритовую ассоциацию минералов, тогда как на Меградзорском месторождении мышьяк представлен в основном таннантином и энаргитом, а арсенопирит имеет только лишь минералогический интерес. Аналогичная разница существует и в отношении минеральных форм проявления сурьмы и некоторых других элементов, но в целом по парагенезису элементов и вещественному составу главнейших (в экономическом отношении) парагенетических ассоциаций минералов эти два месторождения идентичны и совершенно справедливо объединяются в одну золото-висмут-теллуридовую формацию (А. Т. Асланян, 1958).

Таким образом, нам кажется нецелесообразным ограничение принадлежности месторождений к той или иной рудной формации рамками минерального состава руд или парагенетических ассоциаций минералов. Кажется, было бы правильнее в основу выделения рудных формаций ставить не минеральный состав слагающих руды различных парагенетических ассоциаций минералов, а химический—точнее элементарный состав главнейших (в экономическом отношении) парагенетических ассоциаций минералов. Это дало бы возможность в рудных формациях группировать месторождения, объединяемые, прежде всего, более глубокими геологическими и геохимическими процессами их образования. Кроме того, формационная классификация рудных месторождений по парагенезису элементов позволяет в одни и те же рудные формации объединять месторождения, характеризующиеся сходным (или одинаковым) экономическим значением\*, считая образование их результатом проявления многих причин как внутреннего (строение атома), так и внешнего (термодинамические, физико-химические условия) характера. Наконец, преимущество формационного анализа по парагенезису элементов заключается в том, что он позволяет при необходимости подчеркивать и те элементы, которые не образуют собственных минералов.

При определении формационной группы того или иного месторождения исследователь нередко сталкивается с непреодолимыми трудностями, обусловленными тем, что в существующих определениях рудной формации не уделяется должного внимания времени образования слагающих месторождения различных парагенетических ассоциаций ми-

---

\* Под сходством экономического значения мы подразумеваем комплекс извлекаемых или подлежащих извлечению элементов, но не масштаб оруденения, что привело бы к тому, что к различным рудным формациям были бы отнесены аналогичные месторождения с различными подсчитанными запасами руд.

нералов. Между тем, немало таких месторождений, руды которых образовались в течение двух или более этапов минерализации, в результате наложения друг на друга (или пространственного сближения) продуктов двух, иногда совершенно различных, процессов эндогенной минерализации, связанных с наложением различных этапов и типов магматизма. Подобное явление, которое особенно характерно для зон глубинных или интрагеосинклинальных разломов, иногда, обуславливает проявление в пределах одного и того же месторождения таких ассоциаций минералов, парагенетическая связь которых совершенно исключена. Например, хром-никель-кобальтовая (возможно также и платина) минерализация в связи с гипербазитовой формацией и наложенная на них золоторудная минерализация в связи с более поздними, постскладчатыми интрузиями гранитоидов в пределах Зодского золоторудного месторождения. Другой характерный пример совместного проявления минерализации различных этапов магматизма является совместное нахождение кварц-молибденитовой и золото-висмут-теллуровой минерализаций (в связи с постскладчатыми малыми интрузиями с возрастом 30—32 млн. лет) и гранат-магнетитового (с халькопиритом и молибденитом) оруденения в связи с более древними (абс. возраст  $112 \pm 6$  млн. лет) кварцевыми диоритами в пределах Анкаванского рудного поля. В таких случаях, естественно, возникает вопрос выделения в пределах одних и тех же месторождений двух или более рудных формаций, которые должны отражать только парагенетически связанные друг с другом ассоциации минералов. Соответственно с этим понятие о рудных формациях не всегда соответствует понятию о формациях рудных месторождений.

Одним из основных критериев, определяющих формационную принадлежность рудных месторождений, в существующих формулировках понятия рудной формации, считаются одинаковые (или сходные) геологические условия их образования. При этом под геологическими условиями образования прежде всего подразумеваются фациальные особенности, состав и физико-механические свойства ассоциирующих с оруденением пород, характер связи с магматизмом и т. д. Однако ассоциирующие с оруденением породы, на наш взгляд, не могут служить критериями для определения формационной принадлежности рудных месторождений поскольку они, для эпигенетических месторождений и, в особенности, для многих гидротермальных месторождений, носят совершенно случайный характер и не имеют существенного значения в образовании тех или иных парагенетических ассоциаций элементов. Что же касается характера связи оруденения с магматизмом, то он действительно является очень важным, поскольку, определяя генезис месторождения, в определенных случаях одновременно указывает на состав и физико-механические свойства вмещающих оруденение пород. Это в особенности касается гистеромагматических месторождений хромита, титаномагнетитовых руд, скарновых железорудных месторождений и т. д. Фациальные особенности и физико-механические свойства вмещающих оруденение пород достаточно отчетливо указывают также генезис осадочных и мета-

морфогенных месторождений. Исходя из всего изложенного, нам кажется более целесообразным в определение понятия рудной формации ставить не общие геологические условия формирования месторождений, а их генезис.

Итак важнейшими критериями, которыми на наш взгляд следует руководствоваться при определении формационной принадлежности каждого конкретного месторождения, являются: а) вещественный состав слагающих месторождение главнейших парагенетических ассоциаций (или одной ассоциации) минералов, б) количественные соотношения между различными парагенетическими ассоциациями минералов, в) их парагенетическая связь и, наконец, г) генезис. Иначе говоря под рудной формацией нами подразумевается группа месторождений характеризующимся, сходными по вещественному составу и количественным соотношениям комплексов парагенетически связанных ассоциаций (или одной ассоциации) минералов одного и того же генезиса.

Придавая решающее значение вещественному составу руд при определении рудной формации следует учесть, что в определенных случаях месторождения различных формаций, также как и магматические формации (Ю. А. Кузнецов, 1964), могут характеризоваться более или менее одинаковым качественным составом слагающих руды парагенетических ассоциаций минералов, но резко отличаться друг от друга количественными соотношениями.

Понятие «рудная формация», как классификационная единица рудных образований, более узкое, чем понятие «генетическая группа», но более широкое, чем парагенетическая ассоциация минералов, т. е. оно занимает промежуточное положение между генетической группой месторождений и парагенетической ассоциацией минералов.

### Эндогенные рудные формации Армянской ССР

Между предложенными до сих пор формационными классификациями эндогенных месторождений Армянской ССР имеются существенные расхождения, которые прежде всего касаются колчеданных, полиметаллических и золоторудных месторождений. В настоящее время большинством исследователей в одну колчеданную формацию объединяются сходные по генезису, но разные по минеральному составу Ахтальское барито-полиметаллическое, Шамлугское медноколчеданное, Кафанское колчеданно-полиметаллическое и Тандзутское серноколчеданное месторождения, что совершенно не согласуется с предложенной выше формулировкой рудных формаций. Как справедливо заметил В. А. Кузнецов (1966), «в таких случаях речь должна идти о выделении не рудных формаций, а более крупных подразделений, которые по предложению В. И. Смирнова следует назвать генетическими группами или классами месторождений».

Развитые в пределах Армянской ССР месторождения колчеданной генетической группы можно подразделить на четыре рудные формации (см. таблицу 1), которые отличаются друг от друга прежде всего вещественным составом слагающих руды главнейших парагенетических ассоциаций минералов.

Имеются определенные несоответствия с приведенной выше формулировкой рудной формации в формационных классификациях и полиметаллических месторождений республики. Это несоответствие заключается с одной стороны в объединении в полиметаллической формации а) месторождений с существенно разным вещественным составом парагенетических ассоциаций минералов, б) продуктов полиметаллической стадии медно-молибденовых месторождений (Аткиз) и, с другой стороны, в отнесении одного и того же месторождения к различным рудным формациям (например Мец-Дзорское месторождение в одном случае относится к полиметаллической (свинцово-цинковой) формации, в другом — медно-мышьяковой, или Чибухлинское месторождение в одном случае относится к собственно полиметаллической формации, в другом — к медно-серноколчеданной) и, наконец, третье несоответствие заключается в том, что к различным рудным формациям относятся различные участки одного и того же месторождения\*. Так например, часть Азатекского месторождения относится к сурьмяной, а другая — к золото-сульфидной формации. Последнее обстоятельство, на наш взгляд, обусловлено наличием многих общих черт между вещественным составом руд месторождений полиметаллических и золоторудных формаций. Многие месторождения, объединенные в золото-сульфидную формацию, по существу, отличаются от полиметаллических месторождений только повышенным содержанием золота. Кроме золота, в определенных группах полиметаллических месторождений, наблюдается резкое возрастание содержания других элементов, таких как мышьяк, сурьма и др., в соответствии с которыми и полиметаллические месторождения нами группируются в пять рудных формаций (см. таблицу). Минеральные формы проявления отдельных элементов внутри рудных формаций, в зависимости от локальных условий образования месторождений, различны.

Несравненно меньшее разнообразие наблюдается в проявлении минеральных форм в рудных формациях железа. В преобладающем большинстве месторождений главным и по существу единственным рудным минералом, образующим промышленные концентрации, является магнетит. Только в отдельных месторождениях он в количественном отношении уступает гематиту. Основное различие касается генезиса и парагенетических ассоциаций нерудных минералов, которые вместе с ассоциацией рудных элементов легли в основу выделения железорудных формаций (см. таблицу).

---

\* Как было показано выше, различные парагенетические ассоциации минералов одного и того же месторождения можно отнести к различным рудным формациям, только в случае их гетерогенности.

Эндогенные рудные формации Армянской ССР

Таблица 1

Рудная формация	Главнейшие парагенетические ассоциации минералов	Минералы и их ассоциации, имеющие подчиненное значение	Основные рудные элементы и характерные элементы-примеси	Генезис	Примеры месторождений и рудопроявлений
Алюминий-редкометалльная	Нефелин-сфен-меланит-рутил, ортит-монацит-турмалин	Апатит, циркон, анатаз, ильменит, пирохлор, бетафит, эвксенит, вникит, хризоберилл, торит и др.	Al (TR и др.)	Магматический и пегматитовый в связи с щелочными и нефелиновыми сиенитами	Тежсар, Мегринский плутон
Хромитовая	Хромшпинелиды, серпентин, оливин	Хромгранаты, хромхлориты, хромдиоксид, пентландит, миллерит, сам. Cu, сам. Pt (?) и др.	Cr	Гистеромагматический, сегрегационный в дунитах и перидотитах	Шоржа, Джил и др.
Титан-железородная (титано-магнетитовая)	Магнетит-титано-магнетит-ильменит-серпентин	Шпинель, пирит, халькопирит, апатит, хлорит, карбонаты и др.	Fe, Ti (V, Cr, Mg)	Гистеромагматический, в связи с оливиновыми габбро и пироксенитами	Сваранц, Камакар
Скарниовая железородная	Магнетит-гематит-мушкетовит-гранат-эпидот	Пирит, халькопирит	Fe (TR)	Скарновый с кварцевыми диоритами и гранодиоритами	Раздан, Ахавнадзор и др. проявления Мармарикской зоны
Апатит-железородная (apatит-магнетитовая)	Магнетит-apatит	Ильменит, пирит, халькопирит, сфалерит	Fe (TR)	Гидротермальный, генетическая связь спорная	Абовян
Кварц-железородная	Магнетит-гематит-кварц	Пирит-халькопирит	Fe	Гидротермальный в связи с гранитоидами	Ахундов, возможно и некоторые проявления Кохбской группы
Марганец-железородная	Магнетит-якобсит	Халькопирит, пирит, сфалерит, гематит и др.	Fe, Mn	Гидротермальный (возможно экзгалационно-осадочный)	Чайкенд
Марганцевая	Пиролюзит-псиломелан-кварц-агат-халцедон браунит	Пирит, халькопирит, барит, галенит, сам. Cu и др.	Mn	Гидротермальный, экзгалационно-осадочный	Саригюх, Севкар, Сваранц
Фтор-редкоземельная	Флюорит-биотит	Апатит, сфен, циркон, магнетит, гематит, пирит, халькопирит, сфалерит, вермикулит, монацит, ортит, оранжит	F (TR)	Гидротермальный, с Памбакским щелочным комплексом	Тежсар, уч-ки в эффузивах на приконтактной полосе щелочных сиенитов
Медно-молибденовая	Кварц-молибденит, кварц-халькопирит-молибденит	Пирит, энаргит, теннантит, галенит-сфалерит, теллуриды, Au сам. и др.	Cu, Mo (Re, Se, Te, Bi)	Гидротермальный, с гранитоидами	Каджаран, Агарак, Дастакерт, Анкаван и другие
Серно-колчеданная	Пирит (с кварцем)	Халькопирит, халькозин, ковеллин, энаргит, теннантит, сфалерит, галенит, сам. золото	Fe, S (Se, Te, Au)	Пространственная и временная связь с доскладчатым или соскладчатым магматизмом	Тандзут, Чибухлы и др.
Медноколчеданная	Кварц-пирит-халькопирит	Теннантит, барит, халькозин, галенит, сфалерит и др.	Cu (Se, Te, Au)	Пространственная и временная связь с доскладчатым или соскладчатым магматизмом	Алаверди, Шамлуг, Анкадзор

Колчеданно-полюметаллическая	Кварц-пирит-халькопирит, сфалерит-галенит-теннантит-халькопирит <sup>Д</sup>	Халькозин, борнит, энаргит, теннантит, теллуриды, сам. Au, Ag, висмутин и др.	Cu, Pb, Zn (Se, Te, Bi, Au, Ag)		Кафан вместе с Шаумян-Халаджем
Колчеданно-барито-полиметаллическая	Пирит-сфалерит-халькопирит-галенит, барит	Халькозин, борнит, теннантит, штроейерит, аргентит, сам. Au, Ag и др.	Pb, Zn, Cu (Se, Te, Au, Ag)		Ахтала и ряд мелких проявлений
Полиметаллическая	Кварц-пирит-галенит-сфалерит-халькопирит-блеклая руда	Антимонит, бурнонит, геокронит, марказит, арсенопирит, айкинит, теллуrowисмутит, алтаит, сам. Au, Ag, молибденит и др.	Pb, Zn, Cu (Ag, Au, Se, Te, Cd, Ga)	Гидротермальный в связи с постскладчатым гранитоидами	Газма, Гюмуш-хана и др.
Мышьяково-полиметаллическая	Кварц-пирит, галенит-сфалерит-халькопирит, энаргит-теннантит, реальгар-теннантит, реальгар-аурипигмент, арсенопирит	Антимонит, станнин, борнит, халькозин, идант, сам. Au, Ag и др.	Pb, Zn, Cu, As (Ag, Au, Sn, Se, Te)		Аравусская группа (Маямазак, Марджан, Салварт) Мецдзор, Пирмаира и др.
Сурьмяно-полиметаллическая	Антимонит-буланжерит, бурнонит-геокронит, кварц-пирит-галенит-сфалерит, халькопирит	Цинкениит, семсеит, плагионит, менегинит, марказит, арсенопирит, алтаит, гессит, аурипигмент, самородное золото и др.	Pb, Zn, Cu, Sb, Au (Bi, Se, Te)		Азатек.
Золото-теллур-полиметаллическая	Кварц-пирит (арсенопирит)-галенит, сфалерит-халькопирит, теннантит-тетраэдрит-золото-теллуриды	Антимонит, геокронит, джемсонит, борнит, энаргит, висмутин и др.	Au, As, Te, Pb, Zn, Cu (Bi, Se, Cd)	Гидротермальный с постскладчатыми комплексами малых интрузий гранитоидов	Зод, Меградзор, Гамзачиман
Золото-полиметаллическая	Кварц-пирит-галенит, сфалерит-арсенопирит, сам. Au	Бл. руды, борнит, сам. серебро, молибденит и др.	Au, Pb, Zn (Se, Bi, Cd)	Гидротермальный с гранитоидами	Кабахлу, Зар и др.
Сурьмяно-мышьяковая	Реальгар-антимонит	Борнит, ковеллин, халькопирит, аннабергит, сам. As	As, Sb	Гидротермальный, предположительно с гранитоидами	Амасия
Ртутная	Киноварь-кварц-карбонаты	Халькопирит, сфалерит, пирит, гематит	Hg	Гидротермальный, предположительно с гранитоидами	Сараландж, Кясаман и др. проявления СВ побережья оз. Севан, Хосров и др.
Метаморфогенная железорудная	Магнетит-кварц	Рутил, пирит, халькопирит, пирротитин	Fe (Ti)	Метаморфогенный в связи с региональным метаморфизмом докембрий (?) нижнепалеозойских пород	Арзакан и др. проявления, пока еще слабо изученные
Рутилоносных сланцев	Рутил (актинолит, хлорит, цоизит, эйдот).	Сфен, ильменит, апатит, пирит, халькопирит, сфалерит, сам. золото, медь, циркон, гематит	Ti (Ta, Nb)	Метаморфогенный в амфибол-хлоритовых сланцах	Арзакан, Чканах и др. проявления

Месторождения и проявления редких, рассеянных и малых металлов группируются в шести рудных формациях. Из них наиболее интересными в промышленном отношении являются месторождения медно-молибденовой формации. Количественные соотношения основных компонентов— меди и молибдена в различных месторождениях колеблются в значительных пределах, образуя месторождения от существенно медных до существенно молибденовых, которые, по-видимому, целесообразно рассмотреть как самостоятельные рудные субформации.

Таким образом, известные на территории Армянской ССР несколько сот эндогенных рудных месторождений и рудопроявлений объединяются в 23 рудные формации, которые существенно отличаются друг от друга не только по составу и условиям их образования, но и по интенсивности проявления и масштабам оруденения.

В заключение необходимо отметить, что предлагаемый вариант формационной классификации рудных месторождений содержит ряд моментов, которые могут быть спорными и нуждаются в дальнейшей доработке. Излагая свои соображения по этому вопросу мы надеемся привлечь внимание более широкого круга специалистов рудных месторождений к этому важному вопросу.

Автор благодарен академику АН Армянской ССР И. Г. Магакьяну за критические замечания, которые были учтены при подготовке настоящей статьи к печати.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 16.XII.1968.

Ա. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

**ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՖՈՐՄԱՅԻԱՆԵՐԻ ԱՆՁԱՏՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԷՆԴՈԳԵՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՕՐԻՆԱԿՈՎ**

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում դիտվում են հանքային ֆորմացիաների անշատմանը վերաբերվող մի շարք հարցեր, որոնք հեղինակի կարծիքով մինչև այսօր մնում են դեռևս ոչ լրիվ լուսաբանված: Առաջարկվում է «հանքային ֆորմացիա» հասկացողության նոր բնորոշում և դրա հիման վրա Հայկական ՍՍՀ էնդոգեն հանքավայրերն խմբավորվում են 23 հանքային ֆորմացիաներում, որոնց հիմքում դրված են.

1. Հանքանյութերը կազմող գլխավոր (անտեսական տեսակետից) միներալային ասոցիացիաների նյութական կազմը, ներկայացված բիմիական տարրերի պարագենետիկ ասոցիացիաներով:
2. Հանքանյութերը կազմող տարբեր միներալային պարագենետիկ ասոցիացիաների քանակային հարաբերությունները: Որոշ դեպքերում տարբեր հանքային ֆորմացիաների վերագրվող հանքավայրերը, ինչպես և մազմատիկ

ֆորմացիաները (ըստ Յ. Ա. Կուղնեցովի) կարող են բնութագրվել նույն միներալային պարագենետիկ ասոցիացիաներով և խիստ տարբերվել իրենց քանակային հարաբերություններով: Այլ կերպ ասած հանքային ֆորմացիաները խմբավորում են նման տնտեսական նշանակություն ունեցող հանքավայրեր:

3. Հանքանյութերը կազմող տարբեր միներալային ասոցիացիաների պարագենետիկ կապը: Որոշ հանքավայրերում միմյանց հետ պարագենետիկորեն շփարկված հանքային կուտակումների հանդես գալը թույլ է տալիս նույն հանքավայրի սահմաններում անջատել մեկից ավելի հանքային ֆորմացիաներ, որոնք իրենց մեջ ընդգրկում են միայն պարագենետիկորեն միմյանց հետ կապված միներալային ասոցիացիաներ: Այսպիսով ոչ միշտ է, որ «հանքային ֆորմացիա» հասկացողությունը համապատասխանում է «հանքավայրերի ֆորմացիա» հասկացողությանը:

4. Հանքավայրերի ծագումը: Հանքային ֆորմացիաները խմբավորում են միայն նույն ծագման հանքավայրեր և հանքային կուտակումներ: Այսպիսով հանքային ֆորմացիաները իրենց մեջ ընդգրկում են հանքավայրերի (կամ հանքային կուտակումների) խմբեր, որոնք բնութագրվում են նման կազմի և քանակային հարաբերության պարագենետիկորեն միմյանց հետ կապված նույն ծագման միներալային ասոցիացիաների կոմպլեքսներով:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», 1958.
- Бетехтин А. Г. О минераграфии. Известия АН СССР, сер. геол., № 6, 1945.
- Геология Арм. ССР, т. VI. Металлические полезные ископаемые. Изд. АН Арм. ССР, 1967.
- Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. Известия АН СССР, сер. геологич., № 5, 1953.
- Карапетян А. И. К вопросу об альпийской эндогенной металлогении Памбакского рудного района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967.
- Константинов Р. М. Некоторые вопросы изучения эндогенных рудных формаций при металлогенических исследованиях. Сб. «Вопр. металлогении». Докл. Сов. геол. на XXII сессии МГК. М., 1965.
- Константинов Р. М. Методы изучения и критерии выделения магматических рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях. В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., 1966.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г. и др. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Изд. Наука, СО АН СССР, 1966.
- Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа. В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., 1966.
- Кочинян Г. Е. К вопросу о генезисе проявлений редких земель в щелочных породах. Труды НИГМИ. Вып. III, 1962.
- Магакьян И. Г. Закономерности размещения оруденения на территории Армянской ССР. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII, 1967<sub>1</sub>.
- Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР, «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», ч. 96, вып. 5, 1967<sub>2</sub>.
- Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. 1965.
- Шнейдерхен Г. Рудные регенерированные месторождения. Изд. И. Л., 1957.

А. А. АВАКЯН

О ТВЕРДОСТИ ПИРИТА МЕДНЫХ И  
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД АРМЯНСКОЙ ССР

Твердость минерала является механическим проявлением его кристаллохимических особенностей — типа и прочности химических связей, межатомных расстояний, валентности атомов, их координационного числа и др. Работами ряда авторов доказано, что величина твердости минералов зависит от условий проявления этих особенностей. Для некоторых минералов экспериментально установлена зависимость величины твердости от следующих факторов: механической неоднородности зерен, изменения состава и структуры вследствие окисления и выветривания (С. И. Лебедева, 1963), неоднородности состава зерен вследствие зонального и секториального поглощения примесей (Е. В. Цизерлинг, 1948), содержания изоморфных примесей (Н. Ю. Икорникова, 1948) и т. д.

Настоящая статья посвящена исследованию твердости пиритов некоторых сульфидных месторождений Армянской ССР в связи с условиями их отложения.

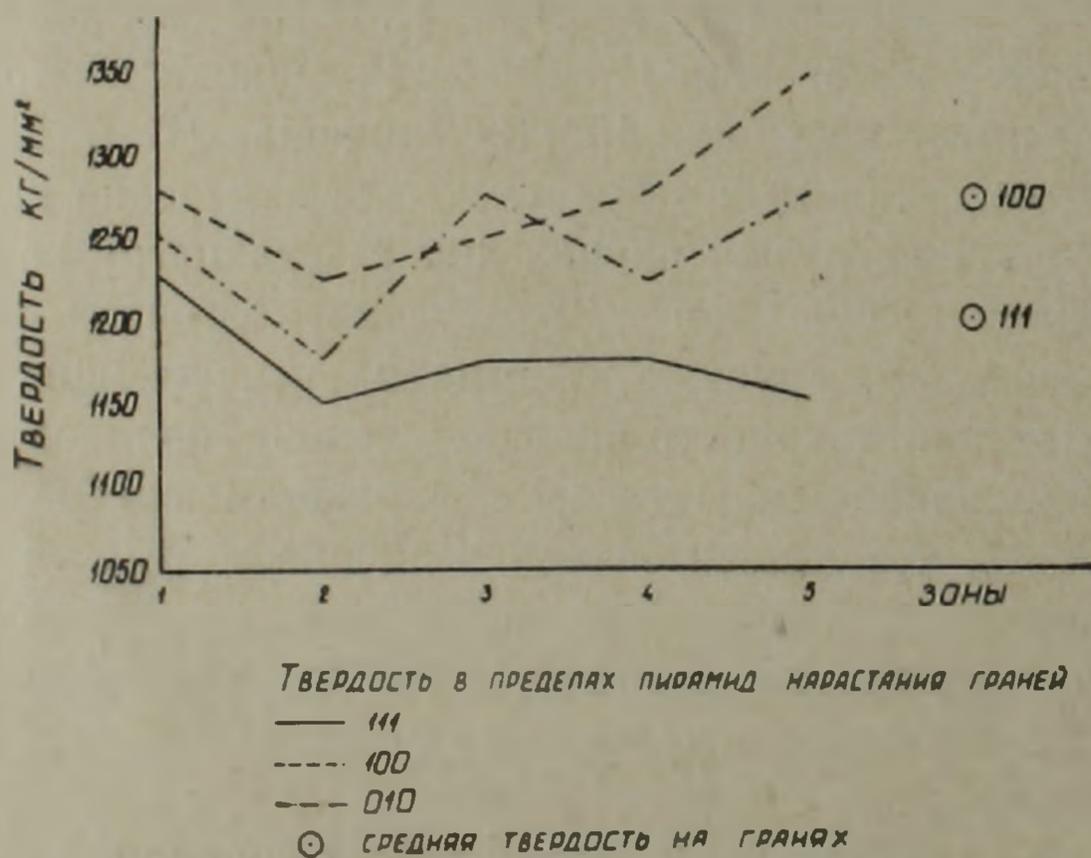
Испытания твердости пирита проводились методом вдавливания алмазной пирамидки, на микротвердомере ПМТ-3 с соблюдением тождественности условий измерения. Наименьшая ошибка измерения диагонали отпечатка имеет место при 10—100 микронах (В. А. Егоров, 1950). Для получения сопоставимых результатов все измерения нами проведены при постоянной нагрузке, равной 100 г. Эта нагрузка для пирита обеспечивает наименьшую ошибку измерения диагонали отпечатка, не вызывая, в то же время, хрупких деформаций, искажающих ее истинную величину. Измерения твердости проводились на полированной, затем протравленной одинаковым методом поверхности минерала. Это дает основание считать, что относительная величина твердости испытуемых образцов не нарушается. Во избежание влияния на величину твердости размера зерен, трещин, включений и других случайных факторов, отпечатки от них удалялись не менее, чем на расстояние  $5d$  ( $d$ —длина диагонали отпечатка).

При решении поставленной задачи встает вопрос вариации величины твердости на различных плоскостях минерала, обусловленной анизотропией этого свойства. Полярная анизотропия твердости заключается в изменении величины твердости с изменением направления испытания, обусловленной различием межатомных расстояний в этих направлениях. Полярная анизотропия сильно проявляется у твердых минералов (А. С. Поваренных, 1963). Для определения анизотропии твердости атомы Fe и гантели S—S в известном смысле можно считать тождественными. В таком случае структура пирита оказывается тождественной с простой кубической решеткой. Полярная анизотропия твердости минерала с та-

кой решеткой, исходя из межатомных расстояний, должна быть наименьшей на гранях куба и параллельных ей плоскостях, больше на гранях октаэдра и наибольшей на гранях пентагонального додекаэдра.

Ретикулярная анизотропия твердости обусловлена ретикулярной плотностью плоских сеток структуры минерала. В соответствии с плотностями сеток решетки пирита наибольшей твердостью должны обладать плоскости, параллельные грани куба, меньшей—грани октаэдра и наименьшей—пентагонального додекаэдра.

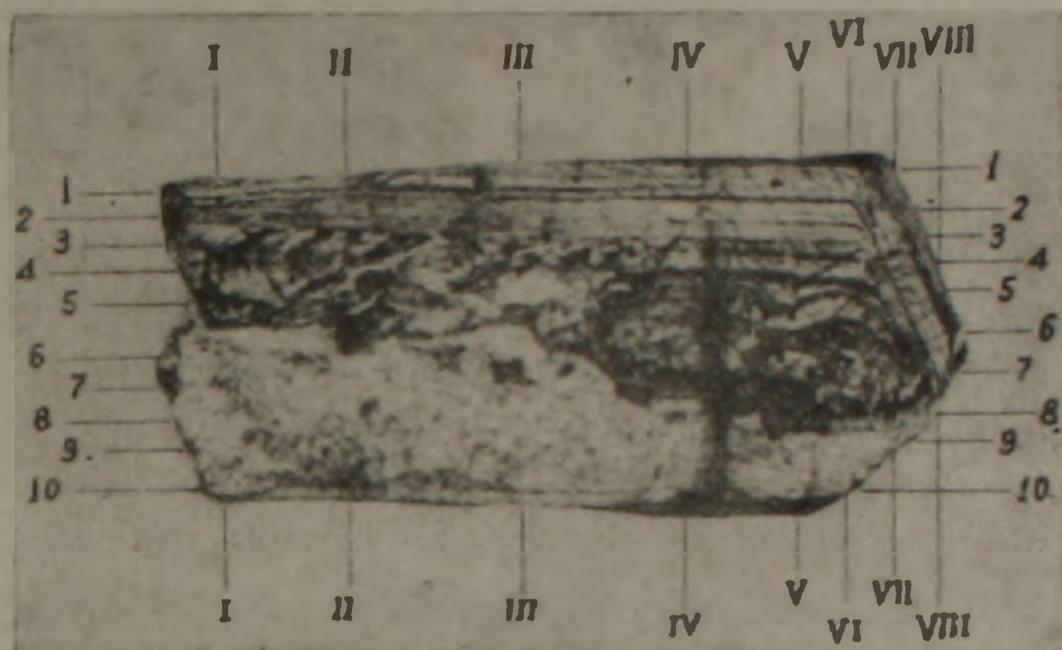
Полярная и ретикулярная анизотропия твердости обнаружены на небольшой части исследованных кристаллов. На фиг. 1 приведен график твердости, измеренной на полированном, затем протравленном срезе параллельно грани куба зонального кристалла кубооктаэдрической формы. Величины твердости измерены по отдельным зонам в пределах пирамид нарастания граней (100), (010) в направлении, перпендикулярном этим граням и пирамиды нарастания (111) в направлении диагонали среза. Величина твердости на данном срезе значительно различается в пределах различных зон одной пирамиды нарастания и соответствующих зон пирамид нарастания граней одной и той же простой формы, обнаруживая таким образом зональную и секториальную неоднородность. Несмотря на это, в направлении диагонали данного среза величина твердости всегда остается меньше, чем в направлении параллельном ее сторонам (фиг. 1), что, возможно, является выражением полярной анизо-



Фиг. 1. График твердости пирита на срезе кристаллов параллельном грани куба.

тропии твердости. На этом же кристалле обнаруживается ретикулярная анизотропия твердости — средняя твердость грани куба больше средней твердости грани октаэдра. Наблюдающиеся здесь зональная и секториальная вариации твердости в подавляющем большинстве случаев сильно преобладают над полярной и ретикулярной анизотропией. При этом в некоторых случаях на известном срезе по зональному строению удается обнаружить довольно определенную связь между скоростью

роста граней и величиной твердости. В качестве примера рассмотрим твердость на срезе параллельно грани куба, проходящего через центр кристалла, удлиненного вдоль одной из осей  $L_2$  вследствие неравномерного роста граней (фиг. 2). Наименьшей твердостью обладает внутрен-



Фиг. 2. Расположение отпечатков алмазной пирамиды на срезе, параллельном грани куба таблитчатого кристалла пирита. Величины твердости даны в табл. 2.

няя часть кристалла, образованная в условиях интенсивного роста, о чем свидетельствуют извилистые односторонне развитые зоны (фиг. 2, табл. 1). Одновременно заметно, что в направлении наибольшей скорости роста кристалла, соответствующей удлинению среза, величина твердости уменьшается. Причиной уменьшения твердости является механическая примесь (Е. В. Цизерлинг, 1948), которая более интенсивно поглощается быстро растущим кристаллом или его отдельными быстро растущими гранями. Приведенный пример, а также ряд других испытаний показывают, что полярная и ретикулярная анизотропии перекрываются колебаниями величины твердости, возникающими в силу условий роста. Это дает основание при сравнении твердости пирита различных генераций и месторождений на случайных срезах в полированных шлифах не учитывать анизотропию этого свойства. Ниже приводятся результаты исследования твердости пирита месторождений Кафан, Ахтала, Газма. Результаты измерений сведены в таблицу в виде частоты встречаемости величин твердости в интервалах по  $100 \text{ кг/мм}^2$  (табл. 2).

На Кафанском месторождении изучены, выделяемые на основании структурных особенностей и типоморфных свойств, пириты двух генераций из медноколчеданных руд и пирит, образующий вкрапленность во вмещающих породах. Пирит первой генерации из медноколчеданных руд вместе с халькопиритом является основным их минералом. Пирит второй генерации распространен очень мало, он образует мелкие сферические и цепочные агрегаты в полях халькопирита. Величина твердости пирита первой генерации из медноколчеданных руд варьирует в широких пределах ( $900\text{—}1600 \text{ кг/мм}^2$ ). Этот пирит растет в часто и резко сменяющихся условиях, что устанавливается по его внутреннему строе-

Таблица 1

Величины твердости (в кг/мм<sup>2</sup>), измеренные по направлениям параллельно (1--10) и перпендикулярно (I--VIII) удлинению среза кристалла вдоль оси L<sub>2</sub>

Направление измерен.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
1	1100	1100	1252	1506	1007	1252		
2	1053	1157	1007	1252	1434			
3	1007	1506	1506	1594	1100		1100	
4	921	1434	1214	1506	1100			
5	1007	921	1007					
6	1506	1506	1252	1053		961	872	1007
7	1506	1339			1053			
8	1514	1434	1100	1007	1053			
9	1100	1157	1053					
10	1594	1100	1434	1506	1007			

Таблица 2

Частота появления величин твердости

Разновидности пирита	Интервалы							Средняя арифм. кг/мм <sup>2</sup>
	900—1000	1000—1100	1100—1200	1200—1300	1300—1400	1400—1500	1500—1600	
Первой генерации, из медноколчеданных руд (Кафан) . . . . .	4	23	33	32	33	19	9	1251
Второй генерации из медноколчеданных руд (Кафан) . . . . .	—	6	6	9	18	6	—	1321
Вкрапленный во вмещающие породы (Кафан) . . . . .	—	—	6	6	9	3	—	1333
Первой генерации из полиметал. руд (Ахтала) . . . . .	6	3	9	12	15	4	—	1230
Второй генерации из полиметал. руд (Ахтала) . . . . .	4	9	6	5	7	5	—	1497
Первой генерации из полиметал. руд (Газма) . . . . .	5	3	4	7	8	9	—	1252

нию, представленному множеством концентрических зон разной ширины, ограниченных на срезах четкими линиями. Пирит, образующий вкрапленность во вмещающей породе и пирит второй генерации из медноколчеданных руд, судя по их внутреннему строению, образовались в более стабильных условиях. Индивиды этих пиритов составлены двумя-тремя ритмичными зонами, ограниченными на срезах тонкими прямыми линиями. Возможно, соответственно этому и меньше колебание величины их твердости—1000—1500 кг/мм<sup>2</sup> (табл. 2). Одновременно устанавливается, что наиболее частая величина твердости этих двух разновидностей пирита больше, чем пирита первой генерации из медноколчеданных руд. В разновидностях пирита с относительно высокой твердостью спектральными анализами обнаруживается большее содержание примеси Со (табл. 3), что является подтверждением данных Ю. В. Икорниковой (1948) о том, что повышенная твердость минерала связана с высоким содержанием изоморфной примеси.

Таблица 3

Содержание Со в разновидностях пирита из Кафанского месторождения

Содержание Со в ‰	до 0,003	0,003—0,01	0,02—0,03	Свыше 0,03
Первая генерация из медноколчеданных руд . . . . .	10	3	4	—
Вкрапленный во вмещающие породы	—	2	4	3

В полиметаллических рудах Ахтальского и Газминского месторождений выделяются две генерации пирита. На обоих месторождениях более распространена первая генерация пирита, составляющая существенную часть полиметаллических руд. Пирит второй генерации распространен меньше и образует мелкозернистые, часто натечные агрегаты и сферолиты.

Пириты первой генерации из полиметаллических руд обоих месторождений имеют примерно одинаковую частоту встречаемости и близкие наиболее частые величины твердости (табл. 2). Близость данных, характеризующих твердость этих пиритов, вполне соответствует сходству их внутреннего строения.

Частота встречаемости величин твердости, ее наиболее частые величины у этих пиритов сходны также с соответствующими данными пирита первой генерации из медноколчеданных руд Кафана.

Величина твердости пирита второй генерации из полиметаллических руд Ахтальского месторождения варьирует в широких пределах (табл. 2). Она изменяется в значительно больших пределах, чем у пирита первой генерации из того же месторождения. Широкие пределы колебания твердости и наблюдающиеся две наиболее частые величины твердости, можно объяснить, обратившись к внутреннему строению этого пирита. Агрегаты этой разновидности пирита сложены четко зональными зернами, сначала разрастающимися во все стороны, затем растущими односторонне, общим фронтом. На некотором этапе одностороннего роста резко очерченные зоны сменяются тонкой зональностью. Естественно, что резкое изменение зонального строения может сопровождаться значительным изменением твердости.

Вышеприведенные данные позволяют сделать ряд выводов. Твердость кристаллов и различных участков кристаллов отличается на большую величину—до 600 кг/мм<sup>2</sup> и изменяется в пределах 950—1550 кг/мм<sup>2</sup>. Кристаллы в связи с условиями роста обладают зональной и секторальной неоднородностью твердости, по величине превосходящей полярную и ретикулярную анизотропию твердости, обнаруживающуюся на ориентированных срезах и гранях кристаллов. Величина твердости пирита, образованного в часто и резко изменяющихся условиях, что устанавливается по его внутреннему строению, колеблется в больших пределах. К числу таких относятся пирит первой генерации из медноколчеданных

руд Кафанского месторождения, полиметаллических руд Ахтальского и Газминского месторождений. Вариации величины твердости меньше у пирита, выросшего в относительно стабильных условиях. К таким относятся пирит, вкрапленный во вмещающих породах и пирит второй генерации из медноколчеданных руд Кафанского месторождения.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 12.VIII.1968.

Ա. Ա. ԱՎԱԳՅԱՆ

ՊԻՐԻՏԻ ԿԱՐԾՐՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ ՀՍՍՀ ՊՂՆՁԻ ԵՎ ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂ  
ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

ПМТ-3 գործիքով ուսումնասիրված է պիրիտի կարծրությունը Ղափանի պղնձի, Ախթալայի և Ղազմայի բազմամետաղ հանքանյութերում: Պարզվել է, որ պիրիտի բյուրեղների միկրոկարծրությունը տատանվում է 900—1550 կգ/մմ<sup>2</sup> սահմաններում: Բյուրեղները իրենց աճի պայմանների փոփոխմանը զուգընթաց հանդես են բերում կարծրության զոնալ և սեկտորիալ անհամասեռություն, որը գերազանցում է կարծրության անիզոտրոպիայի մեծությանը: Հաճախակի և կտրուկ փոփոխվող պայմաններում առաջացած պիրիտի կարծրությունը տատանվում է լայն սահմաններում. այդպիսիների թվին են պատկանում Ղափանի պղինձ-կոլչեղանային հանքանյութի, Ախթալայի և Ղազմայի բազմամետաղ հանքանյութի առաջին գեներացիայի պիրիտները: Համեմատաբար հաստատուն պայմաններում կազմավորված պիրիտի կարծրությունը ավելի քիչ է տատանվում: Այդպիսին են Ղափանի ծծմբա-կոլչեղանային հանքանյութի և պղինձ-կոլչեղանային հանքանյութի երկրորդ գեներացիայի պիրիտները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Егоров В. А. Испытание прибора ПМТ-3 для определения микротвердости (предв. результаты). Тр. совещ. по микротвердости, 1950.
2. Икорникова Н. Ю. Микротвердость реального кристалла на примере брукита. ДАН СССР, ч. 59, № 7, 1948.
3. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд. АН СССР, 1963.
4. Поваренных А. С. Твердость минералов. Изд. АН УССР, 1963.
5. Цизерлинг Е. В. Исследование твердости и хрупкости кварца зонарного и секториального методом вдавливания. ДАН СССР, т. 60, № 6, 1948.

Т. Н. КЮРЕГЯН, Г. Б. АРАКЕЛЯН

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМ МИГРАЦИИ МЕДИ В РУДНИЧНЫХ ВОДАХ АЛАВЕРДСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В геологическом строении Шамлугского и Ахтальского месторождений принимают участие главным образом вулканогенно-осадочные отложения среднеюрского возраста с их пирокластическими разностями. Породы представлены порфиритами среднего и основного составов (Шамлуг), кварцевыми порфирами и мощной толщей темно-зеленых порфиритов и их туфобрекчий (Ахтала). В тектоническом отношении месторождения приурочены к Дебедской антиклинали, ось которой проходит через Ахтальское месторождение в северо-западном направлении в сторону рудника Шамлуг.

Рудничные воды, в основном, опробовались в штольнях и за редким исключением, у устьев горных выработок. Эти воды относятся к типам грещинных и трещинно-пластовых. Химически воды характеризуются гидрокарбонатно-сульфатным кальциево-магниевым, сульфатно-гидрокарбонатным, кальциево-натриевым и сульфатным кальциево-натриево-магниевым составом. Минерализация описываемых вод колеблется в широких пределах от 0,7 до 5,0 г/л с ионной силой  $0,012 \div 0,2$  г-экв/л. Окислительно-восстановительные потенциалы колеблются в пределах  $(+96 \text{ мв}) \div (+700 \text{ мв})$ , а величина рН—от 2,4 до 7,8.

Разнообразие и сложность гидрогеохимической обстановки обуславливает и многообразие форм нахождения меди в рассматриваемых рудничных водах. Определения неорганических комплексов меди велись расчетным путем и на основании литературных данных [2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9]. Зная константы нестойкости основных комплексов меди и основные адденды по формулам, предложенным Г. А. Волковым [2]:

$$\Sigma P = [P^k] + \Sigma [(PA_m^n)^{k+mn}],$$

можно определить валовое содержание меди ( $\Sigma \text{Cu}$ ) в воде. В приведенной формуле:

$\Sigma P$  — молярная концентрация комплексообразователя, определенная химически;

$P^k$  — молярная концентрация незакомплексованной части иона комплексообразователя с зарядом „ $k$ “;

$\Sigma [(PA_m^n)^{k+mn}]$  — сумма молярных концентраций комплексов с аддендами, имеющими заряд „ $k$ “.

Предполагается, что в водах для образования комплекса, уравнение химического равновесия будет иметь вид:

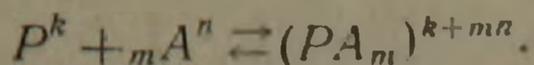


Таблица 1

## Основные формы миграции меди в рудничных водах

Тип месторождений	Число проб	Основные характеристики вод			Содержание основных форм Cu, ‰							
		тип вод	<i>Eh</i> , в мв	pH	ионная сила	Cu <sup>+</sup>	Cu <sup>2+</sup>	CuSO <sub>4</sub>	CuCl <sup>+</sup>	CuCl <sub>2</sub>	CuCO <sub>3</sub>	CuOH <sup>+</sup>
Медноколчеданное месторождение (Шамлуг)	23	HCO <sub>3</sub> —SO <sub>4</sub> —Ca—Mg	96—290	4,0—6,4	0,024—0,031	0,0—15,0	20,3—39,4	15,0—39,2	0,0—1,4	5,0—41,3	0,5—40,0	—
		SO <sub>4</sub> —HCO <sub>3</sub> —Ca—Na	96—350	3,2—6,8	0,05—0,085	1,0—28,0	3,6—16,8	17,0—51,0	0,58—1,0	0,8—11,4	2,2—70,3	—
		SO <sub>4</sub> —Na—Ca—Mg	120—300	3,7—6,8	0,1—0,2	6,3—51,8	0,4—3,6	6,1—62,3	0,0—1,4	1,5—9,5	0,9—20,6	—
Полиметаллическое месторождение (Ахтала)	19	SO <sub>4</sub> —HCO <sub>3</sub> —Ca—Na	140—380	6,6—7,5	0,02—0,04	—	1,0—10,0	3,8—25,3	0,0—0,64	1,5—5,1	61,2—98,0	0,0—0,60
		SO <sub>4</sub> —HCO <sub>3</sub> —Ca—Na	160—390	7,0—7,8	0,044—0,057	0,5—4,9	1,2—4,0	3,3—9,1	0,0—0,24	0,3—0,4	86,2—97,1	0,3—0,4
		So <sub>4</sub> —Na—Ca	160—700	2,4—7,5	0,06—0,145	—	1,5—19,0	4,4—64,1	2,8—3,9	16,3—25,9	—	—

Примечание: прочерк означает, что содержание не превышает 0,1‰.

Учитывая коэффициенты активности составляющих уравнение, константа нестойкости будет:

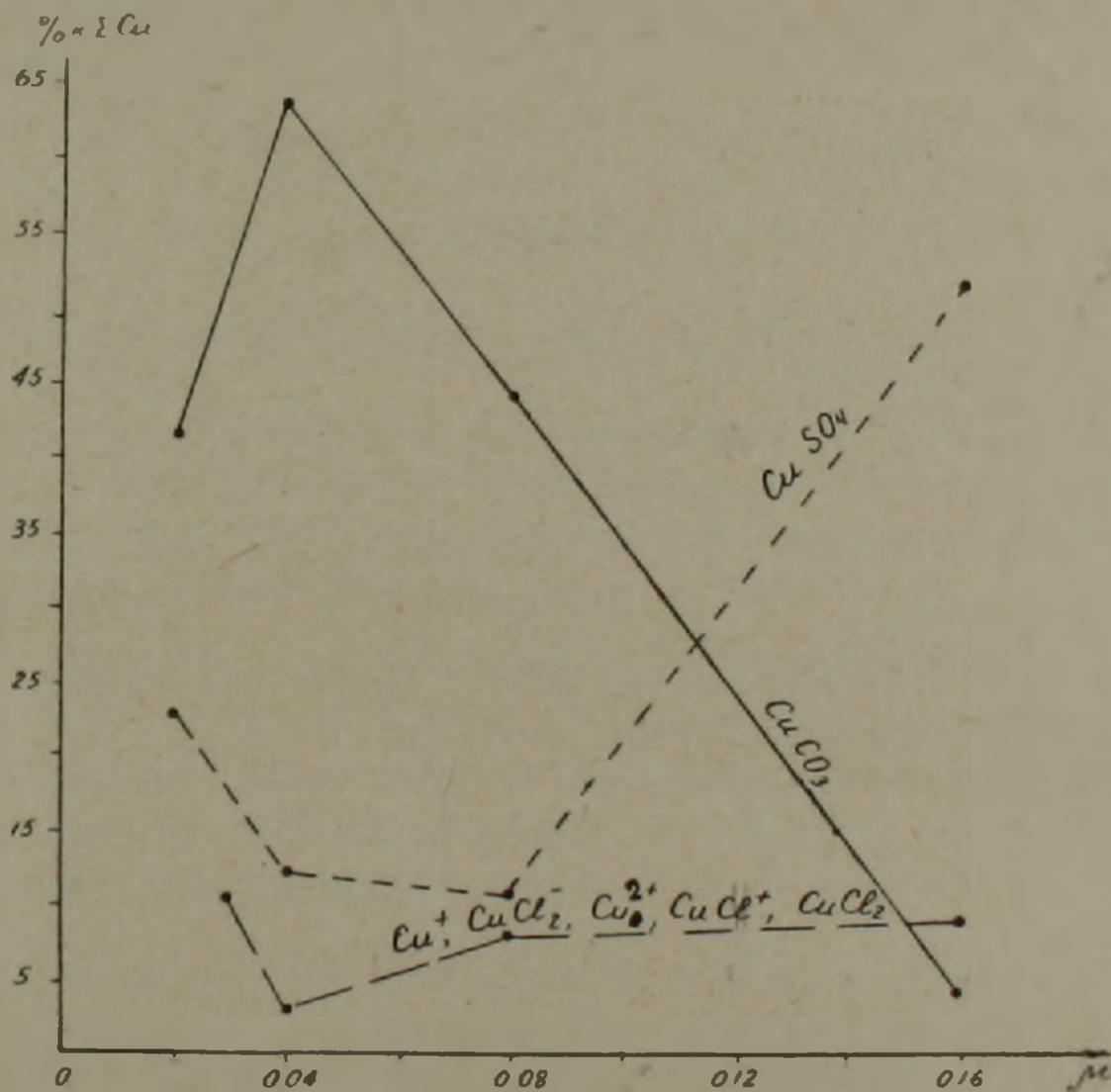
$$K_H = \frac{[P^k] \cdot f_k \cdot [A^n]^m \cdot f_n^m}{[(PA_m)^{k+mn}] \cdot f_{k+mn}}$$

Имея в виду некоторые физико-химические особенности рудничных вод (температура и окислительно-восстановительный потенциал), нами было определено содержание восстановленной формы меди  $[Cu^+]$  по формуле:

$$[Cu^+] = [Cu^{2+}] \frac{f_2}{f_1} \cdot 10^{\frac{Eh_{изм} - 0,153}{0,057}}$$

Результаты определения отдельных форм меди в процентах к валовому содержанию меди даны в таблице 1. Для составления таблицы были использованы предельные характеристики рудничных вод по каждому месторождению.

Из приведенных данных видно, что в гидрокарбонатно-сульфатных кальциево-магниевых водах наиболее характерными формами существо-



Фиг. 1.

вания меди являются ее ионная форма  $Cu^{2+}$ , нейтральные молекулы—  $CuSO_4$ ,  $CuCl_2$  и  $CuCO_3$ . Подчиненное положение занимают комплексы восстановленной формы меди  $Cu^+$ ,  $CuCl_2^-$  и  $CuI_2^-$  (последний комплекс не приведен в таблице, потому что содержание его  $< 0,1\%$ ), а из окисленных форм меди—  $CuCl^+$  и  $CuOH^+$ .

На Шамлугском медноколчеданном месторождении для кислых и слабокислых вод типа сульфатных натриево-кальциевых характерно

превалирование восстановленной формы меди ( $\text{Cu}^+$  и  $\text{CuCl}_2^-$ ) над ее окисленной формой ( $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{CuCl}^+$  и  $\text{CuCl}_2$ ), некоторое исключение составляли  $\text{CuSO}_4$  и  $\text{CuCO}_3$ , процентное содержание которых по отношению к валовому соответственно равно 6,1—62,3% и 0,9—20,6%.

На Ахтальском барито-полиметаллическом месторождении при тех же физико-химических характеристиках преобладают окисленные формы меди:  $\text{CuSO}_4$ ,  $\text{CuCl}_2$ ,  $\text{CuCl}^+$  и  $\text{Cu}^{2+}$ .

При изучении форм миграции меди в рудничных водах некоторых сульфидных месторождений нами была сделана попытка выявить зависимость процентного содержания основных форм миграции меди от ионной силы рудничных вод (фиг. 1). Из приведенного графика видно, что процентное содержание  $\text{Cu}^+$ ,  $\text{CuCl}_2^-$ ,  $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{CuCl}^+$  и  $\text{CuCl}_2$  (суммарная кривая) в зависимости от увеличения ионной силы воды изменяется незначительно. Иначе ведут себя нейтральные молекулы  $\text{CuSO}_4$  и  $\text{CuCO}_3$ .

Для  $\text{CuSO}_4$  с увеличением ионной силы (особенно в интервале 0,1—0,2) наблюдается резкое увеличение его содержания, а для  $\text{CuCO}_3$ —увеличение содержания наблюдается при низких значениях ионной силы воды (от 0,02 до 0,08).

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 26.II.1969

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Мкртчян С. С., Паффенгольц К. Н., Хачатурян Э. А. Алавердский рудный район. Изд. АН Арм. ССР, 1968.
2. Крайнов С. Р., Волков Г. А., Королькова М. Х. Особенности распространения и формы миграции микроэлементов (Zn, Cu, Hg, Li, Rb, Cs, As, Ge) в углекислых водах Эльбрусского вулканического района, «Геохимия», № 2, 1966.
3. Голева Г. А. и др. Распространение и формы миграции меди в подземных водах. «Геохимия», № 5, 1968.
4. Брусиловский С. А. О миграционных формах элементов в природных водах. Гидрохимические материалы, т. 35, 1963.
5. Аракелян Г. Б., Кочарян А. Г., Эленбоген А. М. О формах миграции меди, свинца и цинка в подземных водах. «Промышленность Армении», № 9—10, 1967.
6. Яцимирский К. Б., Васильев В. П. Константы нестойкости комплексных соединений. Изд. АН СССР, 1959.
7. Латимер В. И. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. Изд. ИЛ., М., 1954.
8. Сиенко М., Плейн Р., Хестер Р. Структурная неорганическая химия. Изд. Мир, 1968.
9. Лурье Ю. Ю. Справочник по аналитической химии. Изд. Химия, 1965.

А. С. САРДРЯН

## К ТЕОРИИ ВРЕМЕННЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ АНОМАЛЬНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПОЛЕЙ БЕСКОНЕЧНО ПРОТЯЖЕННЫХ ДВУХМЕРНЫХ ТЕЛ

Изучение современных движений земной коры становится одной из актуальных задач наук о Земле—геофизики, геодезии, геологии, геоморфологии. Под «современным движением земной коры» нужно понимать не только вертикальные и горизонтальные собственно движения (как перемещения) земной поверхности, но также и всевозможные современные процессы, происходящие в земной коре и обуславливающие изменения во времени физических полей горных пород. Движения в указанном смысле в очаге процесса и вблизи него обуславливаются сложными физико-химическими и термодинамическими процессами. Предполагается возможным происхождение химических реакций в подкоровом веществе, которые приводят к выделению свободного кремнезема и других глубинных эманаций, способных перемещаться вверх и создавать местные утолщения земной коры. Вместе с тем допускаются фазовые превращения в твердом веществе подкоровой оболочки, приводящие в одних случаях к его разуплотнению с увеличением объема, в других—к увеличению плотности и сокращению объема. Все эти факторы могут привести к изменению гравитационных и магнитных свойств горных пород. Та часть движений глубинных веществ, которая доходит до поверхности земли, регистрируется геодезическими приборами, а часть, которая вызывает изменение физических полей горных пород, можно регистрировать только геофизическими приборами. Движения земной поверхности лишь в малой степени отражают сложный процесс, происходящий в коре и верхней мантии Земли. Большая же часть глубинных процессов обуславливает изменения физических полей горных пород. Установлено, что земная кора и земная поверхность непрерывно испытывают сложные, разнообразные колебания. Выделяются три основные группы современных движений земной коры [1]:

1. Медленные или вековые движения отдельных участков земной коры. Эти движения развиваются на протяжении, по крайней мере, нескольких столетий, вследствие чего их называют вековыми.

2. Быстрые—сейсмические движения—толчки различной силы и длительности, особенно интенсивные и частые в орогенических областях, но охватывающие и области платформ.

На движения двух указанных типов накладываются:

3. Сложные короткопериодические колебания земной коры и земной поверхности, связанные с воздействием космических тел (так называемые приливы в твердой Земле), а также с изменениями температурных, барических, гидротермических условий. Если короткопериодические колебания отражают различные влияния суммы внешних факторов, воз-

действующих на земную кору, то источники вековых движений находятся в самой земной коре и, возможно, в подкоровом слое—верхней мантии. Вертикальные движения коры должны сопровождаться перемещением подкорового материала по крайней мере в том направлении, которое необходимо для восстановления равновесия коры. При исследовании причин вертикальных движений учитываются гравитационные данные. Данные о современных тектонических движениях имеют важное значение для освещения ряда основных теоретических проблем, таких, как установление закономерностей и выявление природы тектонических движений земной коры, изучение связи между медленными и быстрыми движениями. В настоящее время в ряде районов СССР для изучения современных движений земной коры существует сеть стационарных геофизических полигонов, где на одних и тех же пунктах производятся перенаблюдения за изменениями во времени гравитационного и магнитного полей, вертикальных и горизонтальных движений и наклонов земной поверхности, дающих ценную информацию о быстро протекающих процессах в земной коре и мантии Земли. Эти наблюдения могут быть полезны также и для изучения характера перераспределений напряжений в очагах землетрясений, вулканов, движений магматических расплавов до и во время извержений и т. д. Ниже приводятся некоторые результаты расчета связи временного гравитационного потенциала и его производных с изменяющимися во времени формой и плотностью возмущающих двухмерных тел. Под прямой задачей временных возмущений гравитационного потенциала надо понимать задачу определения аналитического выражения в табличных функциях или геометрического образа гравитационного потенциала или его производных в функции координат и времени по заданному временному полю плотности и изменяющейся во времени формы поверхности сплошной аномальной среды. Обратной же задачей называется задача определения по заданным вариациям гравитационного потенциала временного поля плотности и деформаций поверхности аномальной среды в функции координат и времени [2].

Рассмотрим общие формулы временного потенциала для случая двухмерных масс, базируясь на идеях, изложенных в работах [2, 3].

Пусть некоторая конечная область  $T$ , ограниченная регулярной поверхностью  $S$ , заполнена неподвижной сплошной средой аномальной массы

$$m = \int_T \rho(\xi, \zeta) d\sigma(\xi, \zeta), \quad (1)$$

где  $\rho(\xi, \zeta)$  плотность среды. Предположим, что тело имеет форму бесконечного цилиндра произвольной формы сечения, тогда такое тело на поверхности образует поле притяжения, потенциал которого в точке  $P(x, z) \in T$  имеет вид:

$$V(x, z) = 2f \iint_T \rho(\xi, \zeta) \ln \frac{1}{r} d\xi d\zeta, \quad (2)$$

где  $f$  — гравитационная постоянная,  $r = \sqrt{(x - \xi)^2 + (z - \zeta)^2}$ .

Пусть под влиянием некоторых приложенных к поверхности  $S$  сил, например, глубинных тектонических сил, различных сил, обусловленных термическим состоянием земной коры, рассматриваемое тело деформируется без нарушения сплошности. Тогда, если до деформации частицы тела определялись радиусом вектора  $\vec{r}$ , то в деформированном теле они будут иметь координаты  $\vec{r}_1$ . Вектор  $\vec{U} = \vec{r}_1 - \vec{r}$  называется вектором деформации. Очевидно, что в силу непрерывающего изменения во времени радиуса-вектора  $\vec{r}(t)$  любой частицы сплошной среды  $T$  потенциал  $V$  также будет непрерывно изменяться во времени, т. е.

$$V(x, z, t) = 2f \int \int_{\vec{r}(t)} \rho[\xi(t), \zeta(t), t] \ln \frac{1}{r(t)} d\xi d\zeta. \quad (3)$$

При этом, если материальная скорость изменения массы равна нулю, т. е.  $\dot{m} = 0$ , то имеет место, как известно, следующее условие неразрывности среды:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div} \rho \vec{c} = 0, \quad \dot{\rho} - \rho \frac{dc_i}{d\xi_i} = 0 \quad \xi_i = \xi, \zeta. \quad (4)$$

где  $\dot{\rho}$  — материальная скорость изменения во времени плотности среды.

Материальную скорость изменения потенциала можно найти из следующих соображений [2]. При сравнении сечений тела в момент  $t$  и в момент  $t + dt$  очевидно будет иметь место общая часть объема, где частицы можно рассматривать как не получившие перемещения, и часть объема, где частицы переместились на величину  $(C_\xi dt, C_\zeta dt)$ , где  $\vec{C}$  — вектор скорости перемещения частиц тела. В соответствие с этим скорость изменения  $\dot{V}$  может быть подразделена на две части:  $\dot{V} = \dot{V}_1 + \dot{V}_2$ .

При этом из сказанного следует, что

$$\dot{V}_1(x, z, t) = 2f \int \int_{\vec{r}(t)} \frac{\partial \varphi}{\partial t} d\xi d\zeta. \quad (5)$$

где для рассматриваемого нами двухмерного тела

$$\varphi[\xi(t), \zeta(t), t] = \rho[\xi(t), \zeta(t), t] \ln \frac{1}{r}$$

Величина же  $\dot{V}_2$ , обусловленная перемещением частиц из положения в момент  $t$  в положение в момент  $t + dt$ , образовавших объем между первоначальной поверхностью  $S(t)$  и поверхностью  $S_1(t + dt)$  в момент  $t + dt$ , будет иметь вид:

$$\dot{V}_2(x, z, t) = f \int \int_{S(t)} \varphi C_i v_i ds, \quad i = 1, 2 \quad (6)$$

поскольку объем между  $S$  и  $S_1$  равен  $C_i v_i ds dt$ , где  $v_i$  — единичный вектор нормали к  $S$ , ( $i = 1, 2$ ). Таким образом

$$\dot{V}(x, z, t) = 2f \int_{T(t)} \int \frac{\partial \varphi_i}{\partial t} d\xi d\zeta + f \int \int_{S(t)} \varphi C_{v_i} dS. \quad (7)$$

Заменяя, по формуле Остроградского-Гауса, интеграл поверхности  $S$  интегралом по объему  $T$  имеем:

$$\dot{V}(x_i, t) = 2f \int \int_{T(t)} \left[ \varphi(\xi_i, x_i, t) + \varphi \frac{\partial C_\xi}{\partial \xi} + \varphi \frac{\partial C_\zeta}{\partial \zeta} + \frac{\partial \varphi}{\partial \xi} C_\zeta + \frac{\partial \varphi}{\partial \zeta} C_\xi \right] d\xi d\zeta. \quad (8)$$

Если деформация возмущающего тела сопровождается притоком или оттоком некоторой массы  $m(t)$  и, кроме того, поверхность определения функции  $V^*$  является движущейся во времени поверхностью, то окончательно получим:

$$\begin{aligned} V^*(x_i(t), t) = 2f \int \int_{T(t)} \left[ \frac{\partial \varphi(\xi_i(t), t)}{\partial t} + \frac{\partial [C_i \varphi(\xi_i(t), t)]}{\partial \xi_i(t)} \right] d\sigma + \\ + d \operatorname{grad} V \vec{l} + 2f \int \int_{T_1(t)} [\dot{\rho}_1(\xi_i(t), t) \cdot \ln 1/r] d\sigma; \end{aligned} \quad (9)$$

где  $\vec{l}$  — скорость движения поверхности наблюдения, определяемая из геодезических измерений,  $\rho_1$  и  $T_1$  — соответственно аномальная плотность и объем дополнительной массы, обусловленной притоком или оттоком вещества.

Так как в естественных условиях измеряется не вариация гравитационного потенциала, а временное изменение силы тяжести, которое с достаточной точностью можно принять равным  $\frac{\partial \dot{V}(x_i, t)}{\partial z} = \dot{V}_z(x_i, t)$ , то дифференцируя (9) по  $z$  получим общее выражение для двумерных тел для функции  $\dot{V}_z(x_i, t)$ :

$$\begin{aligned} \dot{V}_z(x_i, t) = 2f \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \int \int_{T(t)} \left[ \frac{\partial \varphi(\xi_i(t), t)}{\partial t} + \frac{\partial [C_i \varphi(\xi_i(t), t)]}{\partial \xi_i(t)} \right] d\sigma + \right. \\ \left. + \operatorname{grad} V \vec{l} + 2f \int \int_{T_1(t)} \left[ \dot{\rho}_1(\xi_i(t), t) \ln \frac{1}{r} \right] d\sigma \right\}. \end{aligned} \quad (10)$$

Пусть для конкретизации рассматриваемое нами тело — есть бесконечно протяженная по оси  $y$  призма, ограниченная поверхностями  $x_1 = -b$ ,  $x_2 = +b$ ,  $z_1 = h_1$ ,  $z_2 = h_2$ . Тогда согласно (10), уравнение для материальной скорости  $\dot{V}_z$  от такой деформируемой во времени призмы при  $\dot{m} = 0$  можно записать в виде:

$$\begin{aligned} \dot{V}_z(x, z, t) = 2f \int_{-b(t)}^{+b(t)} d\xi \int_{h_1(t)}^{h_2(t)} \left\{ \frac{\partial}{\partial t} \left[ \frac{\rho(\xi(t), \zeta(t))(\zeta - z)}{(x - \xi)^2 + (z - \zeta)^2} \right] + \right. \\ \left. + \frac{\partial \rho}{\partial \xi} C_\xi + \frac{\partial \rho}{\partial \zeta} C_\zeta + \frac{\partial C_\xi}{\partial \xi} \rho + \frac{\partial C_\zeta}{\partial \zeta} \rho \right\} d\zeta + \frac{\partial V_z}{\partial x} l_x + \frac{\partial V_z}{\partial z} l_z. \end{aligned} \quad (11)$$

Для простоты будем считать, что плотность аномального тела есть функция только времени, т. е. будем полагать, что однородное тело меняет свою плотность только вследствие временных внешних воздействий на тело. Кроме того, примем, что  $\frac{\partial C_\xi}{\partial \xi} = \frac{\partial C_\zeta}{\partial \zeta} = 0$ , а  $l_x$  — горизонтальные движения земной поверхности — равны нулю.

В этом случае уравнение (11) примет вид:

$$\begin{aligned} \dot{V}_z(x, z, t) = 2f \frac{\partial \rho}{\partial t} \int_{-b(t)}^{+b(t)} \int_{h_1(t)}^{h_2(t)} \frac{(\zeta(t) - z) d\xi d\zeta}{(x - \xi)^2 + (z - \zeta)^2} + \\ + 2f\rho \frac{\partial}{\partial t} \int_{-b(t)}^{+b(t)} \int_{h_1(t)}^{h_2(t)} \frac{(\zeta - z) d\xi d\zeta}{(x - \xi)^2 + (z - \zeta)^2} + 2f\rho \int_{-b(t)}^{+b(t)} \int_{h_1(t)}^{h_2(t)} \left\{ \frac{\partial}{\partial \xi} \left[ \frac{(\zeta - z)}{(x - \xi)^2 + (z - \zeta)^2} \right] \times \right. \\ \left. \times C_\xi \right\} + \frac{\partial}{\partial \xi} \left[ \frac{(\zeta - z)}{(x - \xi)^2 + (z - \zeta)^2} C_\zeta \right] d\xi d\zeta + V_{zz} l_z. \end{aligned} \quad (12)$$

Первый член правой части равенства есть произведение  $\frac{\partial \rho}{\partial t}$  на  $V_z(x, z, t)$ , где  $V_z(x, z, t)$  — есть гравитационное притяжение однородной прямоугольной призмы в момент  $t$  до деформации. Второй член есть производная  $V_z$  по времени, выполняемая по параметрам призмы  $b(t)$ ,  $h_1(t)$ ,  $h_2(t)$ . Третий интеграл берется элементарно, четвертый член представляет собой изменение аномального гравитационного поля призмы при смещении поверхности наблюдения по вертикали на величину  $l_z$  за единицу времени.

После выполнения соответствующих операций для материальной скорости изменения величины  $V_z$  вследствие деформации бесконечного возмущающего тела прямоугольной формы окончательно получим:

$$\begin{aligned} \dot{V}_z(x, z, t) = 2f \left[ (b + x) \ln \frac{(b + x)^2 + (h_2 + z)^2}{(b - x)^2 + (z - h_1)^2} + 2(h_2 + z) \operatorname{arctg} \frac{(b + x)}{(h_2 + z)} - \right. \\ \left. - 2(z - h_1) \operatorname{arctg} \frac{(b + x)}{(z - h_1)} \right] \frac{\partial \rho}{\partial t} + \\ + 2f\rho \left\{ C_\xi \frac{2(b + x)^2 [(z_1 - h_1)^2 (z + h_2)^2]}{[(b + x)^2 + (h_2 + z)^2][(b - x)^2 + (z - h_1)^2]} + \frac{2(h_2 + z)^2}{(h_2 + z)^2 + (b + x)^2} - \right. \\ \left. \right\} \end{aligned} \quad (13)$$

$$\begin{aligned}
& - \frac{2(z-h_1)^2}{(z-h_1)^2(b-x)^2} + \ln \frac{(b+x)^2(h_2+z)^2}{(b-x)^2+(z-h_1)^2} + 2C_\varepsilon \left[ \operatorname{arctg} \frac{(b+x)}{(h_2+z)} - \right. \\
& \left. - \operatorname{arctg} \frac{b-x}{z+h_1} + \frac{2(b+x)}{(h_2+z)} - \frac{2(b-x)}{(z+h_1)} + \frac{z-h_1}{2(b-x)} + \frac{h_2+z}{2(b+x)} \right] + \\
& + 4f\rho \left[ \operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{(b-x)}{(z+h_1)} - \operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{b+z}{h_2+z} \right] \cdot lz;
\end{aligned}$$

По этой формуле можно рассчитать возможные изменения аномального гравитационного поля, обусловливаемые высвобождением энергии, например, при землетрясениях.

Пусть призма имеет размеры  $b=10$  км,  $h_1=5$  км,  $h_2=30$  км,  $\Delta\rho = 0,5 \frac{2}{\text{см}^2}$ , и пусть при землетрясении напряжения меняются в единицу времени на  $100$  кг/см<sup>2</sup>, что, как известно обуславливает деформации порядка  $3 \cdot 10^{-4}$ . Полагая, что аномальное тело находится в зоне очага землетрясения, выполним расчет возможных изменений аномалии  $\dot{V}_z$  за ту же единицу времени в точке  $(x=0, z=0)$ , т. е. тогда

$$\begin{aligned}
\dot{V}_z(0, 0, t) = & 2f \left[ b \ln \frac{b^2+h_2^2}{b^2+h_1^2} + 2h_2 \operatorname{arctg} \frac{b}{h_2} - 2h_1 \operatorname{arctg} \frac{b}{h_1} \right] \frac{\partial \rho(\xi_l(t), t)}{\partial t} + \\
& + 2f\rho(\xi_l(t), t) \left\{ C_\varepsilon \left[ \frac{2b(h_1^2-h_2^2)}{(b^2+h_1^2)+(b^2+h_2^2)} + \frac{2h_2^2}{h_2^2+b^2} - \frac{2h_1}{h_1^2+b^2} + \right. \right. \\
& \left. \left. + \ln \frac{b^2+h_2^2}{b^2+h_1^2} \right] + 2C_\varepsilon \left[ \operatorname{arctg} \frac{b}{h_2} - \operatorname{arctg} \frac{b}{h_1} + \frac{2b}{h_2} - \frac{2b}{h_1} - \frac{h_1}{2b} + \frac{h_2}{2b} \right] \right\} + \\
& + 4f\rho(\xi_l(t), t) \left[ \operatorname{arctg} \frac{b}{h_1} - \operatorname{arctg} \frac{b}{h_2} \right] lz.
\end{aligned} \tag{14}$$

Предположим, что гипоцентр землетрясения находится под призмой, а эпицентр его попадает в точку  $(x=0, z=0)$ . Будем считать в этом случае, что  $\frac{db}{dt} = 0$ ,  $\frac{dh_1}{dt} = 0$  (т. е. верхние и боковые грани примем жесткими недеформируемыми), а  $\frac{dh_2}{h_2} = 3 \cdot 10^{-4}$  за единицу времени.

Полагая, что масса останется постоянной, т. е.  $2b(t) [h_2(t) - h_1(t)] \rho(t) = \text{const}$ , из условия  $dh_1 = db = 0$  и  $\frac{dh_2}{h_2} = 3 \cdot 10^{-4}$  найдем, что за единицу времени плотность изменится на величину  $d\rho = 2 \cdot 10^{-4} \rho$ .

Подставляя эти данные в формулу (14), получим, что вследствие землетрясения аномальное поле силы тяжести, обусловленное телом, находящимся в зоне очага землетрясения, может измениться на величину порядка  $0,07$  мгл при аномалии в  $150$  мгл, и на  $0,035$  мгл—при аномалий в  $75$  мгл.

Отсюда следует, что при наблюдениях в сильно интенсивных аномальных полях можно будет зафиксировать современной аппаратурой пьезогравитационный эффект, обусловливаемый землетрясениями

В заключении выражаю глубокую благодарность моему руководителю Г. И. Каратаеву.

Ա. Ա. ՍԱՐԴԱՐՅԱՆ

ԱՆՍԱՀՄԱՆ ՏԱՐԱԾՎԱԾ ԵՐԿՉԱՓՆԵՐԻ ՄԱՐՄԻՆՆԵՐԻ ԱՆՈՄԱԼ  
ԳՐԱՎԻՏԱՅԻՈՆ ԴԱՇՏԵՐԻ ԺԱՄԱՆԱԿԱՅԻՆ ԳՐԳՌՈՒՄՆԵՐԻ  
ՏԵՍՈՒԹՅԱՆ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ա մ փ ո փ ու մ

Երկրի ժամանակակից շարժումների ուսումնասիրությունը երկրի մասին գիտության ակտուալ հարցերից է: Այդ շարժումների պատճառները առաջացնում են նաև ապարների ֆիզիկական դաշտերի փոփոխություն:

Հոգվածում տրված է երկշափանի մարմինների անոմալ դինամիկ գրավիտացիոն դաշտի պոտենցիալի և նրա ածանցյալի կոնկրետ բանաձևը: Կատարված է հաշվարկ գրավիտացիոն դաշտի հնարավոր փոփոխությունը երկրաշարժի ժամանակ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Сб. ст. «Современные движения земной коры», № 1, 1963, № 4, 1968.
2. Фотиади Э. Э. и др. «Теории временных возмущений гравитационного полей в связи с современными тектонофизическими процессами в Земле», ДАН СССР, т. 171, № 3, 1966.
3. Каратаев Г. И. и др. Вопросы теории временных возмущений гравитационного и магнитного полей и движений земной поверхности в связи с современными тектоно-физическими процессами в Земле. Сб. ст. «Региональные геофизические исследования в Сибири», Изд. Наука СО АН СССР, 1967.

С. В. ФАРАДЖЯН

О ПЛОЩАДНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ  
ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

В методе ВП аномалии создаются электроннопроводящими включениями.

Зависимость коэффициента поляризуемости ( $\eta$ ) от концентрации электроннопроводящих включений в породе изучал В. А. Комаров [1]. Он теоретически доказал, что при малом размере сферических включений поляризуемость среды, обусловленная вкрапленностью электроннопроводящих частиц, выражается следующим соотношением:

$$\eta = \frac{9c}{2 + 9c} \quad (1)$$

где  $c$ —объемное содержание включений.

Было также показано, что:

$$\eta = \beta c \quad (2)$$

где  $\beta$ —коэффициент, зависящий от состава, формы и размеров включений и меняющийся в пределах от 0,7 до 2,5. Следовательно, по мнению В. А. Комарова, между параметрами  $\eta$  и  $c$  существует линейная связь.

Однако наши лабораторные исследования поляризуемости рудных образцов показали, что не всегда коэффициент поляризуемости увеличивается прямо пропорционально процентному содержанию электроннопроводящих включений и что значение коэффициента  $\beta$  в выражении (2) изменяется в более широких пределах. На величину  $\beta$  оказывают влияние минеральные ассоциации, которыми представлен данный образец.

Известно также, что руды могут быть представлены как электроннопроводящими, так и ионнопроводящими минералами. Соответствующая классификация минералов по проводимости составлена Ю. С. Рысом и В. А. Комаровым [2].

Замечания, изложенные выше, подчеркивают важность отыскания в методе ВП такого признака, по которому можно было бы судить не только об электронной проводимости исследуемого объекта, но и о рудоносности объекта вообще.

Ниже дана попытка указать на такой признак, который может в какой-то степени явиться одним из геофизических критериев рудоносности данного объекта.

В лаборатории рудной геофизики ИГИС изучали связь поляризуемости и процентного содержания рудного компонента с учетом фактора различных ассоциаций минералов. В этих опытах с помощью электро-разведочной станции ВП-59 на установке, предложенной Комаровым

В. А. [3], были измерены значения поляризуемости и удельного электрического сопротивления на 80 образцах\*.

Кроме этих определений, был проведен минералогический анализ образцов, а также измерена их плотность.

Несмотря на то, что достигаемая точность измерения параметра  $\eta$  в данных экспериментах сравнительно невелика и составляет 17% (оценка точности измерений производилась по [4]), тем не менее их результаты позволяют сделать некоторые интересные выводы, рассматриваемые ниже.

Все исследованные образцы были разделены на три группы по соотношению процентного содержания рудного компонента и величины  $\eta$ . В таблице 1 приведена первая группа образцов, представленных в основном сульфидными рудами. Из рассмотрения ее следует, что большому содержанию рудного компонента соответствуют более высокие значения поляризуемости. Все эти образцы представлены электроннопроводящими рудами, за исключением одного образца (№ 25). Однако таблица 1 не полностью подтверждает зависимость (2). Так, для первых

Таблица 1

№ пп	№ обр.	$\gamma_{kr}$ , %	$d$ , г/см <sup>3</sup>	$\rho_{kr}$ , Ом·м	Рудные минералы	Минералы электронной проводимости	$\beta$	Доминирующие минералы в составе
1	6	95,0	4,9	50	99,9	74,3	1,3	хальк.-сфалерит.-пирит
2	35	75,0	4,3	79	94,7	71,8	1,0	пирит-хальк.-сфалер.
3	26	52,0	—	1648	81	75,2	0,7	пирит-реальгар
4	40	63,0	3,7	122	57,6	57,4	1,1	хальк.-пирит
5	48	7,5	3,9	—	56,5	53,6	1,4	пирит-хальк.-сфалер.-арсенопирит
6	49	31,0	3,2	268	18,7	18,7	1,6	пирит-хальк.
7	44	9,0	3,1	384	17,6	15	0,6	пирит-хальк.
8	31	5,7	2,8	—	4,2	4,1	1,4	пирит
9	3*	20,0	4,8	12	60	30	0,7	пирит-хальк.-сфалер.-галенит
10	51	4,7	2,4	420	10	5,7	0,8	галенит-пирит
11	39	10,0	—	300	83,8	83,8	0,1	пирит-хальк.
12	60	26,0	4,5	—	80,5	80,4	0,3	пирит-хальк.
13	37	24,0	4,7	—	80,3	79,4	0,3	магнетит
14	41	32,0	4,3	995	77,4	77,1	0,4	пирит-хальк.
15	50	19,0	3,6	275	41,6	41,6	0,5	хальк.-пирит
16	1*	31,0	3,1	36	95	75	0,4	пирит-хальк.-сфалер.
17	4	88,0	3,7	15	79,9	13	6,8	сфалер.-гален.-хальк.-пирит
18	3	32,0	3,7	—	71,4	8,6	3,7	сфалер.-хальк.-пирит
19	47	31,0	3,6	432	63,5	3	10,3	сфалерит-пирит
20	5	54,0	3,7	56	56,2	12,9	4,2	сфалерит-галенит-хальк.-пирит
21	27	28,0	2,7	424	18,4	2,8	10,0	реальгар-арсенопирит
22	45	36,0	2,8	—	6,1	6,1	5,8	пирит-хальк.
23	34	7,7	2,8	—	8,2	2,3	33,5	сфалерит-хальк.
24	25	6,4	2,7	—	21,6	0,5	12,8	реальгар
25	2*	20,0	3,3	34	5,0	5	4,0	пирит

10 образцов имеет место соотношение  $\eta = \beta c$ , где ( $c = 0,7 \div 2,5$ ) в пределах точности измерения  $\eta$ , а для остальных 15 образцов эта связь может существовать только при значениях  $\beta$ , находящихся вне отмеченных

\* Значительная часть первичного и обработанного материала была предоставлена автору С. В. Бадаляном.

пределов изменения, при этом для образцов №№ 11—16 величина  $\beta$  меньше 0,7, а для образцов №№ 17—25 она больше 2,5.

Примечательно, что  $\beta$  оказывается меньше 0,7 у образцов, представленных пиритом и халькопиритом (кроме образца № 37), а для образцов, у которых содержание электроннопроводящих минералов достигает 12% (пирит, халькопирит, галенит), но руда преимущественно представлена полиметаллическим минералом—сфалеритом,  $\beta$  оказывается на много больше, чем 2,5. Последнее обстоятельство указывает на то, что в механизме ВП участвуют и ионнопроводящие руды ( $ZnS$ ) только при определенных благоприятных условиях. Есть все основания предполагать, что таким условием является усиление электрохимической растворимости сульфидных минералов, поскольку поляризуемость в конечном счете мы связываем с толщиной диффузионного слоя, который, безусловно, зависит от химического состава внутрипоровой влаги, а последний во многом зависит от электрохимического растворения твердой фазы.

Известно, что электрохимическая растворимость пробы галенит-сфалерит-халькопирит больше, чем мономинерального галенита или сфалерита, причем в кислой среде в 2 раза, а в нейтральных и щелочных средах в 3—4 раза [5]. Присутствие пирита или халькопирита в образце играет большую роль для повышения концентрации ионов меди, цинка и свинца в водах. Только исходя из этой точки зрения, можно объяснить большие значения  $\beta$  при ассоциациях сфалерита или галенита с пиритом или халькопиритом.

Хромитовые, лимонитовые и антимонитовые руды, при большом содержании рудных минералов, характеризуются низкими значениями поляризуемости (см. табл. 2).

Таблица 2

№ пп	№ обр.	$\eta_k$ , %	$d$ , г/см <sup>3</sup>	$R_k$ , ом, м	Рудные минералы	Минералы электронной проводимости	$\beta$	Доминирующие минералы в составе
1	19	1	4,2	1400	87,6	—	—	хромит
2	55	2,4	2,9	—	79,6	5,5	0,4	малахит-азурит хальк.
3	20	5,5	4,1	3125	78	—	—	хромит
4	21	2,8	3,8	1210	66,5	—	—	хромит
5	54	1	3,2	—	62,9	—	—	лимонит-хромит
6	36	3	4,1	1100	61,9	60	0,5	магнетит-лимонит
7	24	2,8	3,3	23400	44,9	2	1,4	антимонит
8	22	0,9	2,9	16000	21,8	—	—	антимонит
9	11	0,6	2,6	690	4,3	1,2	0,5	хромит-магнетит

В таблице 3 приведены образцы, у которых, при малой минерализации (меньше одного процента), получается высокое значение поляризуемости. Из рассмотрения ее следует, что большинство таких образцов представлено серпентинизированными дунитами. Для этой группы образцов величина  $\beta$  значительно превышает упомянутый предел. Можно ожидать, что  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$  и  $NiO$ , которые всегда присутствуют в серпентинизированных дунитах в виде примесей, обуславливают это явление.

Таблица 3

№ пп	№ обр.	$\eta_k, \%$	$d, \text{г/см}^3$	$\rho_k, \text{ом, м.}$	Рудные минералы	Минералы электронной проводимости	$\beta$	Доминирующие минералы в составе
1	13	7,0	3,1	1500	0,70	0,25	28,0	серпентин. перидотиты
2	15	10,0	2,5	41	0,37	0,34	29,41	слабо серпентин. дуниты
3	33	18,0	2,7	21800	0,55	0,37	48,65	кварцевая жила
4	14	24,0	2,5	1450	0,20	0,04	600,00	слабо серпентин. дуниты
5	53	5,5	2,9	—	0,16	0,01	550,00	окварцованная порода
6	12	12,0	3,1	2280	0,30	0,26	46,75	гематитизированный серпентин, перидотиты.
7	7	17,4	2,5	980	0,01	0,01	1740,00	серпентин. дуниты
8	8	4,4	2,5	19500	0,01	0,01	440,00	серпентин. дуниты
9	9	7,0	2,6	670	0,40	0,38	18,42	сильно серпентин. дуниты
10	1	7,6	2,7	—	0,02	0,02	380,00	порфиры с бедной вкрапленностью пирита

Однако механизм данного эффекта в настоящее время остается во многом не выясненным.

Таким образом, можно утверждать, что между величиной параметра  $\eta$ , составом и структурой рудных образцов не существует определенной корреляции. Из этого вытекает необходимость поиска и обоснования другого параметра, который более многосторонне характеризовал бы связь поляризуемости с содержанием рудного компонента.

В ионнопроводящих средах для коэффициента поляризуемости Л. С. Чантуришвили получил уравнение такого вида\* [6].

$$\eta = \frac{2}{V\pi} \int_0^{l_0} \frac{l_0}{2\sqrt{Dt}} e^{-y^2} dy \quad (3)$$

где  $l_0$  — толщина диффузионного слоя жидкости (спустя 0,5 сек после выключения тока),

$D$  — коэффициент диффузии ( $D = 10^{-5}$  см<sup>2</sup>/сек),

$t$  — время после выключения тока.

Естественно ожидать, что единичный замер  $\Delta U_{ВП}$ , спустя 0,5 сек. после выключения тока, может быть равным у электроннопроводящих и ионнопроводящих образцов, но скорость исчезновения слоя  $l_0$ , или, что одно и то же, выравнивание концентрации в нем, не может быть одинаковым у одного и другого образцов. У электроннопроводящего образца в механизме ВП могут иметь место и другие явления (кроме диффузии), которые не отражены зависимостью (3). Поэтому целесообразнее исследовать полный процесс спада ВП. Для этого предлагается\* провести сравнение площади, образованной теоретически подсчитанной кривой и

\* Окончательный вид уравнения приведен после некоторых уточнений.

• Совместно с Н. Г. Хатнашвили.

осью времени, с той же площадью, образованной экспериментальной кривой.

Теоретически площадь подсчитывается по формуле:

$$S = \int_0^t dz \int_0^{\frac{l_0'}{2\sqrt{Dt'}}} e^{-y^2} dy \quad (4)$$

после интегрирования получим:

$$S = t \cdot \Phi\left(\frac{l_0'}{2\sqrt{Dt}}\right) - \frac{l_0'^2}{2D} \left[ 1 - \Phi\left(\frac{l_0'}{2\sqrt{Dt}}\right) - \frac{e^{-\left(\frac{l_0'}{2\sqrt{Dt}}\right)^2}}{2\left(\frac{l_0'}{2\sqrt{Dt}}\right)} \right].$$

Значения  $l_0'$  и  $S$  в виде таблиц даются для  $\eta = 1\%$ ,  $2\%$ ,  $\dots$ ,  $29\%$ ,  $30\%$ , где  $\eta = 100 \Phi(x)$  (табл. 4), а числовое значение площади, образованной экс-

Таблица 4

$\Phi(x) = \frac{\eta}{100}$	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06
$l_0' \cdot 10^{-5}$	3,99	7,97	11,92	15,90	21,91	23,88
$S$ сек	0,60	1,20	1,80	2,40	3,00	3,60
$\Phi(x)$	0,07	0,08	0,09	0,10	0,11	0,12
$l_0' \text{ см } 10^{-5}$	27,86	31,80	35,84	39,87	43,90	47,90
$S$ сск	4,20	4,80	5,40	6,00	6,60	7,20
$\Phi(x)$	0,13	0,14	0,15	0,16	0,17	0,18
$l_0' \text{ см } 10^{-5}$	52,00	56,00	60,00	64,00	69,40	71,70
$S$ сек	7,80	8,40	9,00	9,60	10,20	10,80
$\Phi(x)$	0,19	0,20	0,21	0,22	0,23	0,24
$l_0' \text{ см } 10^{-5}$	76,20	80,20	84,00	88,70	92,70	96,40
$S$ сек	11,40	12,00	12,60	13,20	13,80	14,40
$\Phi(x)$	0,25	0,26	0,27	0,28	0,29	0,30
$l_0' \text{ см } 10^{-5}$	100,80	105,14	107,97	112,00	117,80	121,00
$S$ сек	15,00	15,60	16,20	16,80	17,40	18,00

периментальной кривой и осью времени, можно подсчитать любым способом. Сравнение площадей, образованных теоретическими и экспери-

ментальными кривыми, можно проводить и путем сопоставления этих кривых после построения их в одинаковом масштабе (теоретическая кривая по ур. (3), а экспериментальная—по произведенной записи).

Таким путем были сопоставлены кривые для 42 образцов. Из них для 12 образцов теоретические ( $S_T$ ) и экспериментальные ( $S_3$ ) кривые совпали. Примечательно, что все они, кроме одного, представлены ионнопроводящими породами [7]. Для 11 образцов имело место неравенство  $S_3 > S_T$ . Все они входят в табл. 1, т. е. представлены сульфидами и все, кроме одного, обладают электронной проводимостью. И, наконец, для 15 образцов существовало неравенство  $S_3 < S_T$ . Все подобные образцы, исключая два, представлены ионнопроводящими рудами, а именно: хромитом, реальгаром и антимонитом.

Таким образом, если месторождение представлено ассоциацией полиметаллических минералов с пиритом и халькопиритом, то создаются благоприятные условия для образования ВП, и спад происходит медленнее, чем процесс диффузии. В случае, когда руды представлены хромитом, антимонитом и реальгаром, эффект поляризации снижается, и спад происходит быстрее диффузионного выравнивания концентрации. Представляется возможным, кроме того, по площадной характеристике разделить пустые породы от ионнопроводящих руд.

Этот пример наглядно показывает преимущество площадной характеристики процесса спада ВП перед поточечной характеристикой поля ВП.

Институт геофизики и инженерной  
сейсмологии АН АрмССР

Поступила 26.XI.1968.

Ս. Վ. ՖԱՐԱՋՅԱՆ

ՀԱՏՈՒՑՎԱԾ ԲԵՎԵՌԱՑՄԱՆ ՄԱԿԵՐԵՍԱՅԻՆ ԲՆՈՒԹԱԳՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում առաջ է քաշվում հարուցված պոտենցիալների մակերեսային բնութագրի առավելությունը կետային բնութագրի համեմատությամբ: Փաստացի նյութի հիման վրա ցույց է տրվում, որ հարուցված պոտենցիալների անկման արագությունը կախված է նմուշում միներալների համակցություն (ասոցիացիա) տեսակից: Ցույց է տրվում հարուցված պոտենցիալների տեսական և փորձնական կորերը համատեղելու միջոցով դատարկ ապարները հանքաքարից տարբերելու հնարավորությունը:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Комаров В. А. и др. Вопросы теории метода ВП. Инф. сб. № 30, изд. ВИТР-а, 1961.
2. Справочник геофизика, III том. Под ред. А. Г. Тархова, М., 1963.
3. Комаров В. А. Методика изучения поляризуемости образцов горных пород. Сб. Обмен опытом, вып. 56, ВИТР, Л., 1962.

4. Комаров В. А., Иоффе А. М. Инструктивные указания по электроразведке методом вызванной поляризации. Сб. Обмен опытом, вып. 53, ОНТИ, ВИТР, 1962.
5. Свешников Г. Б. Об электрохимическом растворении сульфидных руд. Вестник Ленинградского университета, № 12, 1963.
6. Чантуришвили Л. С. О природе вызванных потенциалов. Сообщение АН Груз. ССР, 34, 7, 1964.
7. Фараджян С. В. О законе спада вызванных потенциалов. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5—6, 1968.

Ю. М. ТРУНИН, С. Н. СЕРБЕНЮК, Ж. М. КАРАПЕТЯН

ВЗАИМНОЕ ОРИЕНТИРОВАНИЕ АЭРОСНИМКОВ  
МЕТОДОМ ОБРАЗОВАНИЯ ПУЧКОВ ПЛОСКОСТЕЙ

## 1. Общая постановка задачи

Критерием ВОА в настоящее время считают пересечение идентичных лучей проектирующих связок, образованным по смежным (перекрывающимся) аэроснимкам. Аналитически это условие представляют следующей формулой:

$$\bar{B} \cdot \bar{R} \times \bar{R}' = 0 \quad (1)$$

где  $\bar{B}$  — вектор, характеризующий направление, заданное вершинами связок;

$\bar{R}$  и  $\bar{R}'$  — векторы, характеризующие направление идентичных лучей связок.

Условие (1) выполняется при взаимном положении аэроснимков, которое существовало в момент фотографирования. В общем случае ВОА не соответствует условию (1).

Возникает задача определения элементов, характеризующих изменения элементов ВОА до положения, при котором будет выполняться условие (1). Задача сводится к решению системы пяти уравнений, составленных в соответствии с формулой:

$$\bar{B} \cdot \bar{R} \times \Pi' \bar{R}' = 0 \quad (2)$$

где  $\Pi'$  — версор (оператор поворота), действующий на правую связку. В уравнении (2) неизвестными являются  $B$  и  $\Pi'$ . Такова постановка задачи по критерию, заданному формулами (1) и (2).

Наряду с пересечением идентичных лучей в момент фотографирования имеет место и пучок плоскостей, образованных идентичными лучами с ребром, заданным вершинами связок.

Для построения пучка плоскостей в одно условие должны входить минимум три плоскости (фиг. 1), так как две плоскости всегда задают пучок. Это условие можно представить формулой:

$$[\bar{R}_1 \times \bar{R}_1'] \times [\bar{R}_2 \times \bar{R}_2'] \cdot [\bar{R}_3 \times \bar{R}_3'] = 0. \quad (3)$$

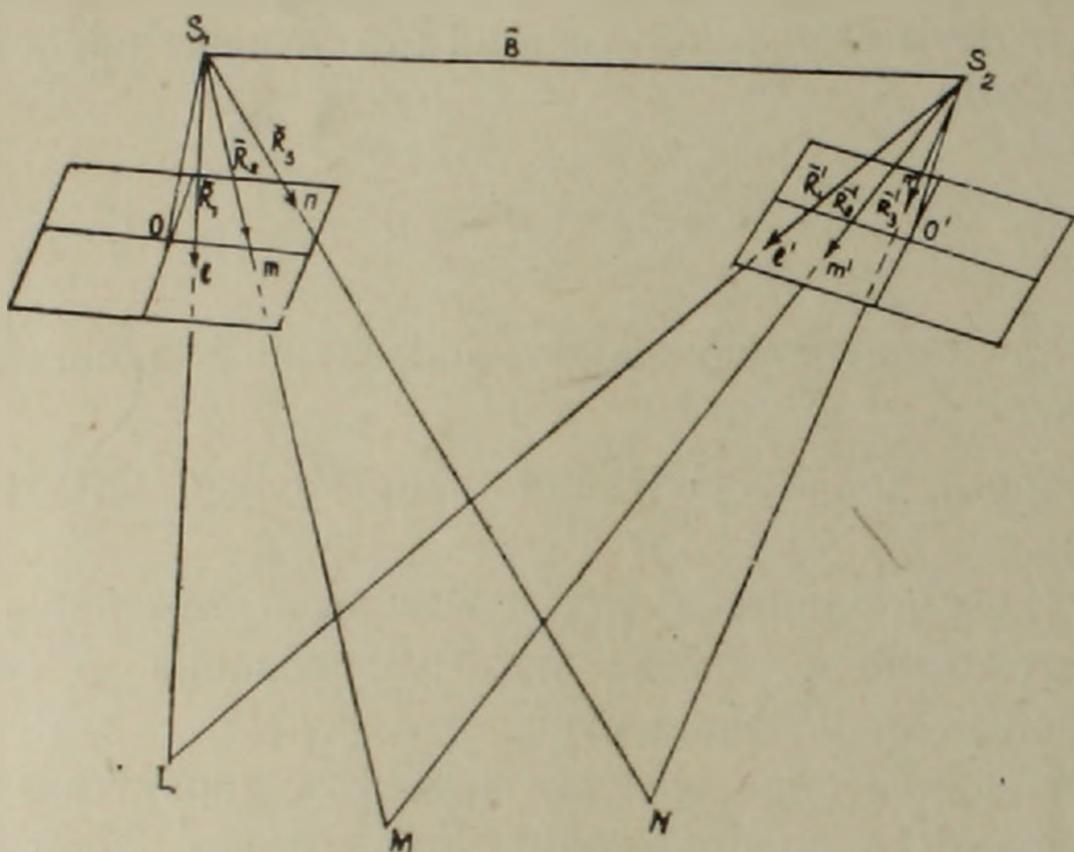
В формуле (3) векторные произведения  $[\bar{R}_1 \times \bar{R}_1']$ ,  $[\bar{R}_2 \times \bar{R}_2']$  и  $[\bar{R}_3 \times \bar{R}_3']$  задают нормали к плоскостям, в которых лежат векторы  $\bar{R}_i$  и  $\bar{R}_i'$ , а равенства нулю смешанного произведения, состав-

ленного из векторов  $[\bar{R}_i \times \bar{R}'_i]$ , определяет компланарность этих векторов.

По аналогии с пояснениями перехода от формулы (1) к формуле (2) определение ВОА будет сводиться к решению зависимостей, составленных по формуле:

$$[\bar{R}_1 \times \Pi' \bar{R}'_1] \times [\bar{R}_2 \times \Pi' \bar{R}'_2] [\bar{R}_3 \times \Pi' \bar{R}'_3] = 0, \quad (4)$$

которая требует поворота одной связки по отношению к другой до положения, удовлетворяющего условию (3). Неизвестным в уравнении (4) является версор  $\Pi'$ . Версор  $\Pi'$  характеризуется ортогональной матри-



Фиг. 1.

цей, поэтому независимых неизвестных в формуле (4) три. Ими могут быть углы Эйлера, которые определяют взаимное положение двух координатных систем смежных снимков. Для определения неизвестных необходимо решить систему трех нелинейных уравнений:

$$\left. \begin{aligned} [\bar{R}_1 \times \Pi' \bar{R}'_1] \times [\bar{R}_2 \times \Pi' \bar{R}'_2] \cdot [\bar{R}_3 \times \Pi' \bar{R}'_3] &= 0 \\ [\bar{R}_4 \times \Pi' \bar{R}'_4] \times [\bar{R}_5 \times \Pi' \bar{R}'_5] \cdot [\bar{R}_6 \times \Pi' \bar{R}'_6] &= 0 \\ [\bar{R}_7 \times \Pi' \bar{R}'_7] \times [\bar{R}_8 \times \Pi' \bar{R}'_8] \cdot [\bar{R}_9 \times \Pi' \bar{R}'_9] &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

где известными являются векторы  $\bar{R}_i$  и  $\bar{R}'_i$ , определяемые координатами и параллаксами, измеренными на девяти точках стереопары.

Девять точек стереопары определяют формулировку сущности задачи в наиболее общем виде.

В частном случае сущность задачи определяется заданием 5 точек стереопары. Уравнения (5) в этом случае примут вид:

$$\left. \begin{aligned} [\bar{R}_1 \times \Pi' \bar{R}'_1] \times [\bar{R}_2 \times \Pi' \bar{R}'_2] \cdot [\bar{R}_3 \times \Pi' \bar{R}'_3] &= 0 \\ [\bar{R}_1 \times \Pi' \bar{R}'_1] \times [\bar{R}_2 \times \Pi' \bar{R}'_2] \cdot [\bar{R}_4 \times \Pi' \bar{R}'_4] &= 0 \\ [\bar{R}_1 \times \Pi' \bar{R}'_1] \times [\bar{R}_2 \times \Pi' \bar{R}'_2] \cdot [\bar{R}_5 \times \Pi' \bar{R}'_5] &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

Можно составить систему уравнений типа (6) по 6, 7, 8-ми точкам стереопары.

Решение системы (5) или (6) на ЭВЦМ целесообразно методом последовательного приближения. Для этого версор представим в виде ряда

$$\Pi' = e^A = 1 + A + \frac{1}{2!} A^2 + \frac{1}{3!} A^3 + \dots + \frac{1}{n!} A^n \quad (7)$$

где  $A$  — антисимметричный оператор, сводящийся к вектору  $\bar{\omega}$ .

Параметры  $\omega_x, \omega_y, \omega_z$  вектора  $\bar{\omega}$  будут, по аналогии с принятыми в фотограмметрии элементами  $\Delta\omega, \Delta\alpha, \Delta k$ , определять взаимное положение координатных систем смежных аэроснимков.

В соответствии с формулой (7)

$$\Pi' \bar{R}_i' = \bar{R}_i' + [\bar{\omega} \times \bar{R}_i'] + \frac{1}{2!} [\bar{\omega} \times [\bar{\omega} \times \bar{R}_i']] + \frac{1}{3!} [\bar{\omega} \times [\bar{\omega} \times [\bar{\omega} \times \bar{R}_i']]] \quad (8)$$

ограничиваясь членами первого порядка малости, формулу (4) представим в виде:

$$[\bar{R}_1 \times (\bar{R}_1' + [\bar{\omega} \times \bar{R}_1'])] \times [\bar{R}_2 \times (\bar{R}_2' + [\bar{\omega} \times \bar{R}_2'])] \cdot [\bar{R}_3 \times (\bar{R}_3' + [\bar{\omega} \times \bar{R}_3'])] = 0. \quad (9)$$

Осуществив преобразование, формулу (9), с точностью до первого порядка малости, можно представить в виде:

$$\bar{\omega} \cdot \bar{R} + L = 0 \quad (10)$$

123      123

где  $\bar{R}_{123} = \bar{R}_1 \times [\bar{R}_1' \times [|\bar{R}_2 \times \bar{R}_2'| \times [\bar{R}_3 \times \bar{R}_3']]] + \bar{R}_2 \times [\bar{R}_2' + [|\bar{R}_3 \times \bar{R}_3'| \times$

$\times [\bar{R}_1 \times \bar{R}_1']]] + \bar{R}_3 \times [\bar{R}_3' + [|\bar{R}_1 \times \bar{R}_1'| \times [\bar{R}_2 \times \bar{R}_2']]]$

$$L = [\bar{R}_1 \times \bar{R}_1'] \times [\bar{R}_2 \times \bar{R}_2'] \cdot [\bar{R}_3 \times \bar{R}_3']. \quad (10)$$

123

В связи с этим система уравнений (5) примет вид:

$$\left. \begin{aligned} \bar{\omega} \cdot \bar{R} + L &= 0 \\ \bar{\omega} \cdot \bar{R} + L &= 0 \\ \bar{\omega} \cdot \bar{R} + L &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

123      123  
456      456  
789      789

Определенный из решения системы (11) вектор  $\bar{\omega}$  является результатом первого приближения.

Для получения поправки  $\Delta\bar{\omega}$  к  $\bar{\omega}$  векторы  $\bar{R}_i'$  преобразуем в соответствии с формулой (8). При этом следует учесть  $\Pi^n$  порядок малости, соответствующей точности вычислений.

Поправка  $\Delta\bar{\omega}$  определится из нового решения системы (11) с измененными значениями исходных данных. Изменения возникнут в ре-

зультате замены  $\bar{R}_i$  на  $\Pi' \bar{R}_i$ , где  $\Pi'$  — приближенный оператор поворота, определенный в результате первого решения.

Повторения решений следует закончить когда поправка  $\Delta\omega_n$  меньше заданной точности вычислений.

Сумма  $\bar{\omega}_0 + \Delta\bar{\omega}_1 + \Delta\bar{\omega}_2 + \dots + \Delta\bar{\omega}_n = \bar{\omega}$  будет характеризовать окончательное значение версора  $\Pi'$ .

## 2. Анализ уравнений ВОЛ

Геометрическая сущность уравнений (5) заключается в следующем. Если заданы две связки, в каждой из которых лучи пронумерованы от 1 до 9, и, соответственно, от 1' до 9', а парами идентичных лучей  $i-i'$  заданы плоскости, то возможно определить такое взаимное расположение связок, при котором каждая тройка плоскостей (1—1') (2—2') (3—3'); (4—4') (5—5') (6—6'); (7—7') (8—8') (9—9') образует пучок.

Ребра пучков могут быть определены векторами по формулам:

$$\begin{aligned}\bar{B}_1 &= [\bar{R}_1 \times \Pi' \bar{R}_1] \times [\bar{R}_2 \times \Pi' \bar{R}_2] = [\bar{R}_1 \times \Pi' \bar{R}_1] \times [\bar{R}_3 \times \Pi' \bar{R}_3] \\ \bar{B}_2 &= [\bar{R}_4 \times \Pi' \bar{R}_4] \times [\bar{R}_5 \times \Pi' \bar{R}_5] = [\bar{R}_4 \times \Pi' \bar{R}_4] \times [\bar{R}_6 \times \Pi' \bar{R}_6] \\ \bar{B}_3 &= [\bar{R}_7 \times \Pi' \bar{R}_7] \times [\bar{R}_8 \times \Pi' \bar{R}_8] = [\bar{R}_7 \times \Pi' \bar{R}_7] \times [\bar{R}_9 \times \Pi' \bar{R}_9].\end{aligned}\quad (12)$$

Геометрическая сущность уравнений (6) сводится к построению одного пучка из 5-ти плоскостей.

Если в соответствии с формулами (12) ввести еще два неизвестных  $\sigma$  и  $\nu$ , характеризующих направление ребра  $\bar{B}$  общего пучка плоскостей, то можно систему (6) свести к системе пяти уравнений типа (2).

$$\left. \begin{aligned}\bar{B} \cdot \bar{R}_1 \times \Pi' \bar{R}_1 &= 0 \\ \bar{B} \cdot \bar{R}_2 \times \Pi' \bar{R}_2 &= 0 \\ \bar{B} \cdot \bar{R}_3 \times \Pi' \bar{R}_3 &= 0 \\ \bar{B} \cdot \bar{R}_4 \times \Pi' \bar{R}_4 &= 0 \\ \bar{B} \cdot \bar{R}_5 \times \Pi' \bar{R}_5 &= 0\end{aligned} \right\} \quad (13)$$

Для системы уравнений (5) в сравнение можно поставить следующие девять уравнений типа (2):

$$\left. \begin{aligned}\bar{B}_1 \cdot \bar{R}_1 \times \Pi' \bar{R}_1 &= 0 \\ \bar{B}_1 \cdot \bar{R}_2 \times \Pi' \bar{R}_2 &= 0 \\ \bar{B}_1 \cdot \bar{R}_3 \times \Pi' \bar{R}_3 &= 0 \\ \bar{B}_2 \cdot \bar{R}_4 \times \Pi' \bar{R}_4 &= 0 \\ \bar{B}_2 \cdot \bar{R}_5 \times \Pi' \bar{R}_5 &= 0 \\ \bar{B}_2 \cdot \bar{R}_6 \times \Pi' \bar{R}_6 &= 0\end{aligned} \right\} \quad (14)$$

$$\left. \begin{aligned} \bar{B}_3 \cdot \bar{R}_7 \times \Pi' \bar{R}_7 &= 0 \\ \bar{B}_3 \cdot \bar{R}_8 \times \Pi' \bar{R}_8 &= 0 \\ \bar{B}_3 \cdot \bar{R}_9 \times \Pi \bar{R}_9 &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

Решением системы уравнений (14) вместе с  $\bar{B}_i$  определяются и параметры версора  $\Pi'$ .

Таким образом, можно установить аналогию между рассматриваемым и существующим методом решения задачи. В координатной форме эта аналогия для уравнений (2) и (4) осуществляется следующим путем:

При выводе уравнений (15) предполагалось, что

$$\bar{R}' + [\bar{\omega} \times \bar{R}'] = \bar{i} \left( x' + \begin{vmatrix} \omega_y & \omega_z \\ y' & z' \end{vmatrix} \right) + \bar{j} \left( y' + \begin{vmatrix} \omega_z & \omega_x \\ z' & x' \end{vmatrix} \right) + \bar{k} \left( z' + \begin{vmatrix} \omega_x & \omega_y \\ x' & y' \end{vmatrix} \right) \quad (16)$$

где  $z = -f$ .

Если в процессе приближений промежуточный поворот связки осуществлять не в соответствии с формулой (8), а трансформировать координаты лучей по формуле:

$$\Pi \cdot \bar{R}' = \frac{\bar{R}' + [\bar{\omega} \times \bar{R}'] + \frac{1}{2!} \bar{\omega} \times [\bar{\omega} \times \bar{R}'] + \dots}{z' + \begin{vmatrix} \omega_x & \omega_y \\ x' & y' \end{vmatrix} + \frac{1}{2!} \begin{vmatrix} \omega_x & \omega_y \\ \omega_y & \omega_z \\ y' & z' \end{vmatrix} \begin{vmatrix} \omega_z & \omega_x \\ z' & x' \end{vmatrix} + \dots} \cdot z' \quad (17)$$

то уравнение (15) примет вид:

$$\begin{aligned} & \omega_x \left\{ \begin{vmatrix} f^2 + y_1 y_1 & x_1 y_1 - f x_1' \\ f g_2 & f p_2 & s_2 \\ f g_3 & f p_3 & s_3 \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} (f^2 + y_2 y_2) & x_2 y_2 - f x_2' \\ f g_3 & f p_3 & s_3 \\ f g_1 & f p_1 & s_1 \end{vmatrix} + \right. \\ & + \left. \begin{vmatrix} (f^2 + y_3 y_3) & x_3 y_3 - f x_3' \\ f g_1 & f p_1 & s_1 \\ f g_2 & f p_2 & s_2 \end{vmatrix} + \omega_y \left\{ \begin{vmatrix} -x_1 y_1 - (f^2 + x_1 x_1) - f y_1' \\ f g_2 & f p_2 & s_2 \\ f g_3 & f p_3 & s_3 \end{vmatrix} + \right. \right. \\ & + \left. \begin{vmatrix} -x_2 y_2 - (f^2 + x_2 x_2) - f y_2' \\ f g_3 & f p_3 & s_3 \\ f g_1 & f p_1 & s_1 \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} -x_3 y_3 - (f^2 + x_3 x_3) - f y_3' \\ f g_1 & f p_1 & s_1 \\ f g_2 & f p_2 & s_2 \end{vmatrix} \right\} \\ & + \omega_z \left\{ \begin{vmatrix} f x_1 - f y_1 - (x_1 x_1 + y_1 y_1) \\ f g_2 & f p_2 & s_2 \\ f g_3 & f p_3 & s_3 \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} f x_2 - f y_2 - (x_2 x_2 + y_2 y_2) \\ f g_3 & f p_3 & s_3 \\ f g_1 & f p_1 & s_1 \end{vmatrix} + \right. \\ & + \left. \begin{vmatrix} f x_3 - f y_3 - (x_3 x_3 + y_3 y_3) \\ f g_1 & f p_1 & s_1 \\ f g_2 & f p_2 & s_2 \end{vmatrix} \right\} + \begin{vmatrix} f g_1 & f p_1 & s_1 \\ f g_2 & f p_2 & s_2 \\ f g_3 & f p_3 & s_3 \end{vmatrix} = 0 \end{aligned} \quad (18)$$

Уравнение (10) в координатной форме может быть представлено в виде:

$$\begin{aligned}
 & \omega_x \left\{ \begin{array}{l} x_3(x_1 x_3 + y_1 y_3 + z_1 z_3) \left| \begin{array}{l} x_3 \\ x_2 \\ x_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} y_3 \\ y_2 \\ y_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} z_3 \\ z_2 \\ z_1 \end{array} \left| \begin{array}{l} x_3 \\ x_2 \\ x_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} y_3 \\ y_2 \\ y_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} z_3 \\ z_2 \\ z_1 \end{array} \\ x_2(x_1 x_2 + y_1 y_2 + z_1 z_2) \left| \begin{array}{l} x_2 \\ x_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} y_2 \\ y_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} z_2 \\ z_1 \end{array} \\ x_3(x_1 x_3 + y_1 y_3 + z_1 z_3) \left| \begin{array}{l} x_3 \\ x_2 \\ x_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} y_3 \\ y_2 \\ y_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} z_3 \\ z_2 \\ z_1 \end{array} \\ x_1(x_1 x_1 + y_1 y_1 + z_1 z_1) \left| \begin{array}{l} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \end{array} \right| \begin{array}{l} y_1 \\ y_2 \\ y_3 \end{array} \right| \begin{array}{l} z_1 \\ z_2 \\ z_3 \end{array} \end{array} \right\} + \\
 & + \omega_y \left\{ \begin{array}{l} y_3(x_1 x_3 + y_1 y_3 + z_1 z_3) \left| \begin{array}{l} x_3 \\ x_2 \\ x_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} y_3 \\ y_2 \\ y_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} z_3 \\ z_2 \\ z_1 \end{array} \\ y_2(x_1 x_2 + y_1 y_2 + z_1 z_2) \left| \begin{array}{l} x_2 \\ x_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} y_2 \\ y_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} z_2 \\ z_1 \end{array} \\ y_3(x_1 x_3 + y_1 y_3 + z_1 z_3) \left| \begin{array}{l} x_3 \\ x_2 \\ x_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} y_3 \\ y_2 \\ y_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} z_3 \\ z_2 \\ z_1 \end{array} \\ y_1(x_1 x_1 + y_1 y_1 + z_1 z_1) \left| \begin{array}{l} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \end{array} \right| \begin{array}{l} y_1 \\ y_2 \\ y_3 \end{array} \right| \begin{array}{l} z_1 \\ z_2 \\ z_3 \end{array} \end{array} \right\} + \quad (15) \\
 & + \omega_z \left\{ \begin{array}{l} z_3(x_1 x_3 + y_1 y_3 + z_1 z_3) \left| \begin{array}{l} x_3 \\ x_2 \\ x_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} y_3 \\ y_2 \\ y_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} z_3 \\ z_2 \\ z_1 \end{array} \\ z_2(x_1 x_2 + y_1 y_2 + z_1 z_2) \left| \begin{array}{l} x_2 \\ x_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} y_2 \\ y_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} z_2 \\ z_1 \end{array} \\ z_3(x_1 x_3 + y_1 y_3 + z_1 z_3) \left| \begin{array}{l} x_3 \\ x_2 \\ x_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} y_3 \\ y_2 \\ y_1 \end{array} \right| \begin{array}{l} z_3 \\ z_2 \\ z_1 \end{array} \\ z_1(x_1 x_1 + y_1 y_1 + z_1 z_1) \left| \begin{array}{l} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \end{array} \right| \begin{array}{l} y_1 \\ y_2 \\ y_3 \end{array} \right| \begin{array}{l} z_1 \\ z_2 \\ z_3 \end{array} \end{array} \right\} + \\
 & + \left\{ \begin{array}{l} x_3 \quad y_3 \quad z_3 \\ x_2 \quad y_2 \quad z_2 \\ x_1 \quad y_1 \quad z_1 \\ x_3 \quad y_3 \quad z_3 \\ x_2 \quad y_2 \quad z_2 \\ x_1 \quad y_1 \quad z_1 \end{array} \right\} = 0
 \end{aligned}$$

где  $S_{gi}$ ,  $f_{pi}$ ,  $S_i$  — компоненты вектора  $[\bar{R}_i \times \bar{R}_i]$

$$S = \begin{vmatrix} x_i & y_i \\ x'_i & y'_i \end{vmatrix}.$$

Для планового случая съемки можно считать, что  $\frac{q}{p}$  величина первого порядка малости, поэтому зависимость (18) можно упростить:

$$\begin{aligned} \omega_x \begin{vmatrix} f^2 + y_1^2 & f^2 + y_2^2 & f^2 + y_3^2 \\ fp_1 & fp_2 & fp_3 \\ 1 & 1 & 1 \\ y_1 & y_2 & y_3 \end{vmatrix} - \omega_y \begin{vmatrix} x_1 y_1^1 & x_2 y_2^1 & x_3 y_3^1 \\ fp_1 & fp_2 & fp_3 \\ 1 & 1 & 1 \\ y_1 & y_2 & y_3 \end{vmatrix} + \\ + \omega_z \begin{vmatrix} x_1 & x_2 & x_3 \\ p_1 & p_2 & p_3 \\ 1 & 1 & 1 \\ y_1 & y_2 & y_3 \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} g_1 & g_2 & g_3 \\ p_1 & p_2 & p_3 \\ 1 & 1 & 1 \\ y_1 & y_2 & y_3 \end{vmatrix} = 0 \end{aligned} \quad (19)$$

Такой вид уравнения можно получить, исключая  $\tau$  и  $\nu$  из системы классических уравнений в фотограмметрии.

$$\left. \begin{aligned} p_1 \tau + \frac{y_1}{f} p_1 \nu + \frac{y_1}{f} x_1 \Delta \alpha + \left( f + \frac{y_1^2}{f} \right) \Delta \omega + x_1^1 \Delta k - g_1 &= 0 \\ p_2 \tau + \frac{y_2}{f} p_2 \nu + \frac{y_2}{f} x_2 \Delta \alpha + \left( f + \frac{y_2^2}{f} \right) \Delta \omega + x_2^1 \Delta k - g_2 &= 0 \\ p_3 \tau + \frac{y_3}{f} p_3 \nu + \frac{y_3}{f} x_3 \Delta \alpha + \left( f + \frac{y_3^2}{f} \right) \Delta \omega + x_3^1 \Delta k - g_3 &= 0 \\ p_4 \tau + \frac{y_4}{f} p_4 \nu + \frac{y_4}{f} x_4 \Delta \alpha + \left( f + \frac{y_4^2}{f} \right) \Delta \omega + x_4^1 \Delta k - g_4 &= 0 \\ p_5 \tau + \frac{y_5}{f} p_5 \nu + \frac{y_5}{f} x_5 \Delta \alpha + \left( f + \frac{y_5^2}{f} \right) \Delta \omega + x_5^1 \Delta k - g_5 &= 0 \end{aligned} \right\} = \Delta \quad (20)$$

Таким образом, из уравнений предлагаемого метода возможно получить классические уравнения фотограмметрии. Это доказывает правильность постановки и решения задачи.

Преимуществом уравнений является независимость их от вектора  $\bar{B}$  или в координатной записи от  $\tau$  и  $\nu$ , т. е. каждое уравнение (5) и (6) может быть сведено к линейному при произвольных значениях  $\bar{B}$  или  $\tau$  и  $\nu$ .

### 3. Результаты экспериментальных работ

Для подтверждения правильности формул ВОА методом образования пучков плоскостей, авторы выполнили вычислительные работы. Они

иллюстрируют ход вычислительного процесса и его результаты, но не следует пример вычислений рассматривать как практическое подтверждение § 2.

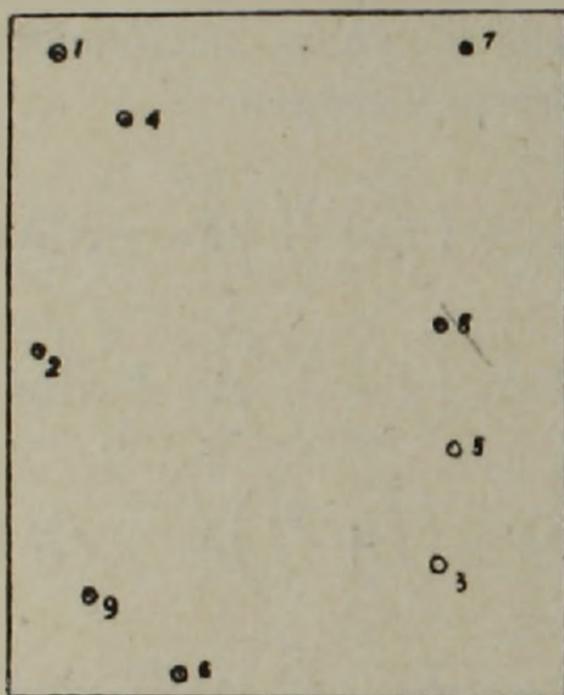
Исходные данные помещены в таблице 1.

Таблица 1

№ т	$x$	$y$	$x'$	$y'$
1	0,000	66,990	-63,484	67,056
2	-5,669	-3,936	-66,283	-4,001
3	58,341	-52,617	-8,103	-52,481
4	15,158	52,845	-47,822	52,704
5	67,642	-32,067	0,342	-32,291
6	17,664	-77,629	-46,875	-76,936
7	69,417	68,505	7,314	68,051
8	57,653	0,176	-5,179	-0,260
9	2,386	-59,325	-57,168	-58,900

$$z = -f = -70,59$$

На фиг. 2 приведена схема расположения точек на стереопаре.



Фиг. 2.

Решение системы уравнений типа (11) в соответствии с нумерацией точек в таблице 1 и на рис. 1 приводит к следующим значениям неизвестных параметров  $\omega_x, \omega_y, \omega_z$  вектора  $\bar{\omega}$ :  $\omega_x = -0,0072475$ ,  $\omega_y = -0,0024084$ ,  $\omega_z = +0,0050498$ .

Исправленные в соответствии с формулой (8) координаты  $\tilde{x}_i, \tilde{y}_i, \tilde{z}_i$  представлены в таблице 2.

Решение системы уравнений типа (11) с новыми значениями  $\tilde{x}_i, \tilde{y}_i, \tilde{z}_i$  приводит к следующим поправкам:  $\Delta_1 \omega_x = -0,000030875$ ,  $\Delta_1 \omega_y = +0,000008840$ ,  $\Delta_1 \omega_z = +0,000078908$ .

Вновь исправленные координаты  $\tilde{x}_i, \tilde{y}_i, \tilde{z}_i$  представлены в таблице 3.

Таблица 2

№ т.	$\tilde{x}'$	$\tilde{y}'$	$\tilde{z}'$
1	-63,650	66,221	71,226
2	-66,091	- 4,847	-70,717
3	- 7,667	-53,031	-70,227
4	-47,915	51,949	-71,085
5	0,676	-32,799	-70,353
6	-46,315	-77,681	-70,142
7	7,142	67,574	-71,064
8	- 5,006	- 0,797	-70,598
9	-56,699	-59,698	-70,297

Таблица 3

№ т	$\tilde{x}'$	$\tilde{y}'$	$\tilde{z}'$
1	-63,656	66,214	-71,228
2	-66,091	- 4,845	-70,717
3	- 7,663	-53,034	-70,225
4	-47,919	51,943	-71,086
5	0,678	-32,801	-70,352
6	-46,309	-77,687	-70,140
7	7,136	67,573	-71,066
8	- 5,006	- 0,799	-70,598
9	-56,695	-59,704	-70,296

Так как после второго приближения поправки  $\Delta_1\omega_x$ ,  $\Delta_1\omega_y$ ,  $\Delta_1\omega_z$ , меньше заданной точности вычислений, то третье приближение не выполнялось.

В соответствии с формулами (11) определяются значения  $\tau$  и  $\nu$  по формулам:  $\tau = \operatorname{arctg} \frac{By}{Bx}$ ;  $\nu = \operatorname{arctg} \frac{Bz}{Bx}$ .

Вычисления приводят к следующим значениям  $\tau$  и  $\nu$ :

$$\begin{aligned} \tau_{1-2} &= 0,015447 & \nu_{1-2} &= 0,006604 & \tau_{4-5} &= 0,015527 \\ \tau_{1-3} &= 0,015438 & \nu_{1-3} &= 0,006593 & \tau_{4-6} &= 0,015571 \\ & & \tau_{7-8} &= 0,015641 & \nu_{7-8} &= 0,0069202 \\ & & \tau_{7-9} &= 0,015620 & \nu_{7-9} &= 0,0069182 \\ \nu_{5-6} &= 0,00662507 \\ \nu_{4-6} &= 0,0063045 \end{aligned}$$

где индексы указывают номера точек, принятых для определения  $\tau$  и  $\nu$ .

$$\tau_{\text{ср}} = 0,015540, \quad \nu_{\text{ср}} = 0,006598.$$

Значения  $\omega_x + \Delta\omega_x$ ;  $\omega_y + \Delta\omega_y$ ;  $\omega_z + \Delta\omega_z$ ;  $\tau_{\text{ср}}$ ;  $\nu_{\text{ср}}$ ; следует считать упрощенно уравненными значениями элементов ВОА. Остаточные угловые

поперечные параллаксы в девяти точках, вычисленные по формуле  $\delta g_i = \frac{||\bar{B} \times \bar{R}_i|| \times [\bar{B} \times \Pi' \bar{R}'_i]}{[\bar{B} \times \bar{R}_i] \cdot [\bar{B} \times \Pi' \bar{R}'_i]}$ , приведены в таблице 5. Промежуточные значения  $[\bar{B} \times \bar{R}_i]$   $[\bar{B} \times \Pi' \bar{R}'_i]$  приведены в таблице 4.

Таблица 4

№ т	$\frac{[\bar{B} \times \bar{R}_1]}{[\bar{B} \times \Pi' \bar{R}'_1]}$	x	y	z
1	$[\bar{B} \times \bar{R}_1]$	-1,5390	70,590	66,990
	$[\bar{B} \times \Pi' \bar{R}'_1]$	-1,5348	70,808	67,203
2	$[\bar{B} \times \bar{R}_2]$	-1,0710	70,553	-3,8479
	$[\bar{B} \times \Pi' \bar{R}'_2]$	-1,0669	70,281	-3,8274
3	$[\bar{B} \times \bar{R}_3]$	-0,7498	70,975	-53,524
	$[\bar{B} \times \Pi' \bar{R}'_3]$	-0,7414	70,174	-52,915
4	$[\bar{B} \times \bar{R}_4]$	-1,4457	70,690	52,609
	$[\bar{B} \times \Pi' \bar{R}'_4]$	-1,4477	70,770	52,688
5	$[\bar{B} \times \bar{R}_5]$	-0,8854	71,036	-33,118
	$[\bar{B} \times \Pi' \bar{R}'_5]$	-0,8769	70,356	-32,812
6	$[\bar{B} \times \bar{R}_6]$	-0,5848	70,707	-77,904
	$[\bar{B} \times \Pi' \bar{R}'_6]$	-0,5774	67,834	-76,967
7	$[\bar{B} \times \bar{R}_7]$	-1,5490	71,048	67,424
	$[\bar{B} \times \Pi' \bar{R}'_7]$	-1,5503	71,113	67,462
8	$[\bar{B} \times \bar{R}_8]$	-1,0982	70,979	-0,7199
	$[\bar{B} \times \Pi' \bar{R}'_8]$	-1,0980	70,965	-0,7219
9	$[\bar{B} \times \bar{R}_9]$	-0,7056	70,639	-59,440
	$[\bar{B} \times \Pi' \bar{R}'_9]$	-0,6985	69,922	-58,823

Таблица 5

№ т	1	2	3	4	5	6	7	8	9
пар.	0,00005	0,00008	0,00010	0,00017	0,00913	0,00015	0,00017	0,00003	0,00005

Выполненные вычисления приводят к заключению о правильности представления выведенных уравнений ВОА в координатной форме. Вывод об оптимальности выбора точек для решения задачи и об уравнивании из решения данного примера делать не следует. Эти вопросы подлежат специальным исследованиям.

ՅՈՒ. Մ. ՏՐՈՒՆԻՆ, Ս. Ն. ՍԵՐԲԵՆՅՈՒԿ, Ժ. Մ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

## ԱՔՐՈՂՈՒՍԱՆԿԱՐՆԵՐԻ ՓՈՆԱԴԱՐՁ ԿՈՂՄՆՈՐՈՇՈՒՄԸ ՀԱՐԹՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՓԵՋԵՐԻ ԿԱԶՄՄԱՆ ԵՂԱՆԱԿՈՎ

## Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում ամփոփված է աէրոլուսանկարների փոխադարձ կողմնորոշման տեսական և գործնական արդյունքները, հարթությունների փնջերի կազմման եղանակով:

Աէրոլուսանկարահանման ժամանակ համադոր ճառագայթների և տրված բարձրությունների գագաթները միացնող կողի հետ կազմվում է հարթությունների փունջ: Այդպիսի փունջ ստացվում է լսովազն երեք հարթությունների առկայության դեպքում, որը կարելի է արտահայտել հետևյալ բանաձևով.

$$[\bar{R}_1 \times \bar{R}'_1] \times [\bar{R}_2 \times \bar{R}'_2] \cdot \bar{R}_3 \times \bar{R}'_3 = 0 \quad (1)$$

որտեղ  $\bar{R}$  տրված հանգույցային ուղղությունների բնորոշող վեկտորներն են: Այս պայմանը տեղի է ունենում միայն լուսանկարահանման ժամանակ:

Հնդհանուր առմամբ աէրոլուսանկարների փոխադարձ կողմնորոշումը չի համապատասխանում (1) պայմանին: Անհրաժեշտ է որոշել էլեմենտների մի խումբ, որոնք հնարավորություն ընձեռնեն աէրոլուսանկարները բերել այն դիրքին, ինչ նրանք գրավել են տեղանքի նկարահանման ժամանակ:

Այդ պայմանը կարելի է իրականացնել հաշվելով

$$[\bar{R}_1 \times \bar{R}'_1 \Pi'] \times [\bar{R}_2 \times \Pi' \bar{R}_2] \cdot [\bar{R}_3 \times \Pi' \bar{R}_3] = 0 \quad (2) \text{ հավասարումը,}$$

ուր պահանջվում է մի հանգույցային կետի պտտեցումը մյուսի նկատմամբ այնքան, մինչև որ բավարարի (1) պայմանի պահանջներին: Վերջին (2) բանաձևում անհայտ է  $\Pi'$  վերսերը:  $\Pi'$  վերսերը բնորոշվում է օրթոգոնալ մատրիցայով և դրա համար անկախ անհայտ մեծությունները (2) բանաձևում երեքն են: Դրանք կարող են լինել էլլերի անկյունները, որոնք որոշում են երկու կոորդինատային սիստեմների փոխադարձ դիրքը հարակից նկարների վրա: Նշված անհայտների որոշման համար անհրաժեշտ է հաշվել (2) տիպի երեք գծային հավասարումների սիստեմ:

Հողվածում լուսաբանվում է այդ հավասարումների լուծումը թվային օրինակով:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Кочин Н. Е. Векторное исчисление и начала тензорного исчисления, М., 1951.
2. Лобанов А. Н. Фототопография. Воздушная стереофотограмметрическая съемка, М., 1957.
3. Скиридов А. С. Стереофотограмметрия, М., 1959.
4. Трунин Ю. М. Некоторые вопросы теории фотограмметрии. Известия высших учебных заведений, № 5, 1959.
5. Урмаев Н. А. Элементы фотограмметрии, М., 1941.

УДК 551.573

А. М. МХИТАРЯН, М. Г. САНОЯН

## НОМОГРАММЫ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТУРБУЛЕНТНЫХ ПОТОКОВ ТЕПЛА И ВЛАГИ МЕТОДОМ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА

На основе совместного применения методов теплового баланса и турбулентной диффузии разработаны номограммы, позволяющие заменить трудоемкие вычисления турбулентных потоков тепла и влаги по формулам простыми механическими отсчетами по графику в большом диапазоне изменения входных параметров.

Как известно [1—4, 8], для определения испарения с водной поверхности, а также с поверхности суши разработано большое количество методов, основанных на применении уравнений водного и теплового балансов и турбулентной диффузии. Применяются и экспериментальные методы. Для этого, в частности, используются различные водные и почвенные испарители. Наиболее полный обзор методов определения испарения приведен в работах М. И. Будыко [2], А. Р. Константинова [3], а также А. И. Будаговского [1]—для поверхности суши, и в работе М. П. Тимофеева [8]—для водной поверхности. В частности, в работе [2] построены мировые карты влаго- и теплообмена, в [4] приведен пример применения метода теплового баланса к расчету испарения с поверхности озера Севан и т. д.

Уравнение теплового баланса деятельного слоя подстилающей поверхности имеет вид:

$$R = LE + P + B + B_0. \quad (1)$$

Здесь  $R$ —радиационный баланс подстилающей поверхности, который тратится на испарение ( $LE$ , где  $L$ —удельная теплота парообразования,  $E$ —скорость испарения), на турбулентный теплообмен с атмосферой ( $P$ ), на теплообмен с нижележащими слоями ( $B$ ) и на другие виды теплообмена ( $B_0$ ), например, на биологические процессы.

С другой стороны, согласно представлениям диффузионной теории, в турбулентной атмосфере [2, 4, 5, 8] потоки тепла и влаги могут быть вычислены по формулам, имеющим вид:

$$P = -c_p \rho k \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2)$$

для определения потока тепла и

$$E = -0,622 \frac{p}{p} k \frac{\partial e}{\partial z} \quad (3)$$

для определения потока влаги.

Здесь  $p$ ,  $\rho$ ,  $T$ ,  $e$  и  $c_p$  — давление, плотность, температура, упругость паров и удельная теплоемкость воздуха;  $k$  — коэффициент турбулентного обмена [5]. Ось  $z$  направлена вертикально вверх.

Пренебрегая величиной  $B_0$ , подставляя (2) и (3) в (1) и решая последнее относительно  $P$  и  $LE$ , получим

$$P = \frac{R - B}{1 + \frac{0,622 L}{\rho c_p} \frac{\Delta e}{\Delta T}}; \quad LE = \frac{R - B}{1 + \frac{\rho c_p}{0,622 L} \frac{\Delta T}{\Delta e}}. \quad (4)$$

Величина  $a = \rho c_p / 0,622 L$  или обратная величина  $1/a = 0,622 L / \rho c_p$  зависит от высоты местности. В частности на уровне моря  $a = 0,64$ , для высоты Араратской равнины и озера Севан соответственно имеем  $a = 0,58$  и  $a = 0,52$ .

Формулы (4) являются основными соотношениями для расчетов потоков тепла и влаги. Отметим, что здесь  $\Delta T$  и  $\Delta e$  — перепады температуры и упругости паров воздуха между двумя уровнями их измерения в приземном слое.

Расчеты величин  $P$  и  $LE$  по формулам (4), однако, связаны с необходимостью проведения трудоемкой обработки большого количества исходных материалов, требующей значительной затраты времени. Разработанные в последние годы автоматические устройства [6, 7], позволяющие моделировать формулы (4), в силу различных причин мало применяются в практике геофизических и агрометеорологических измерений.

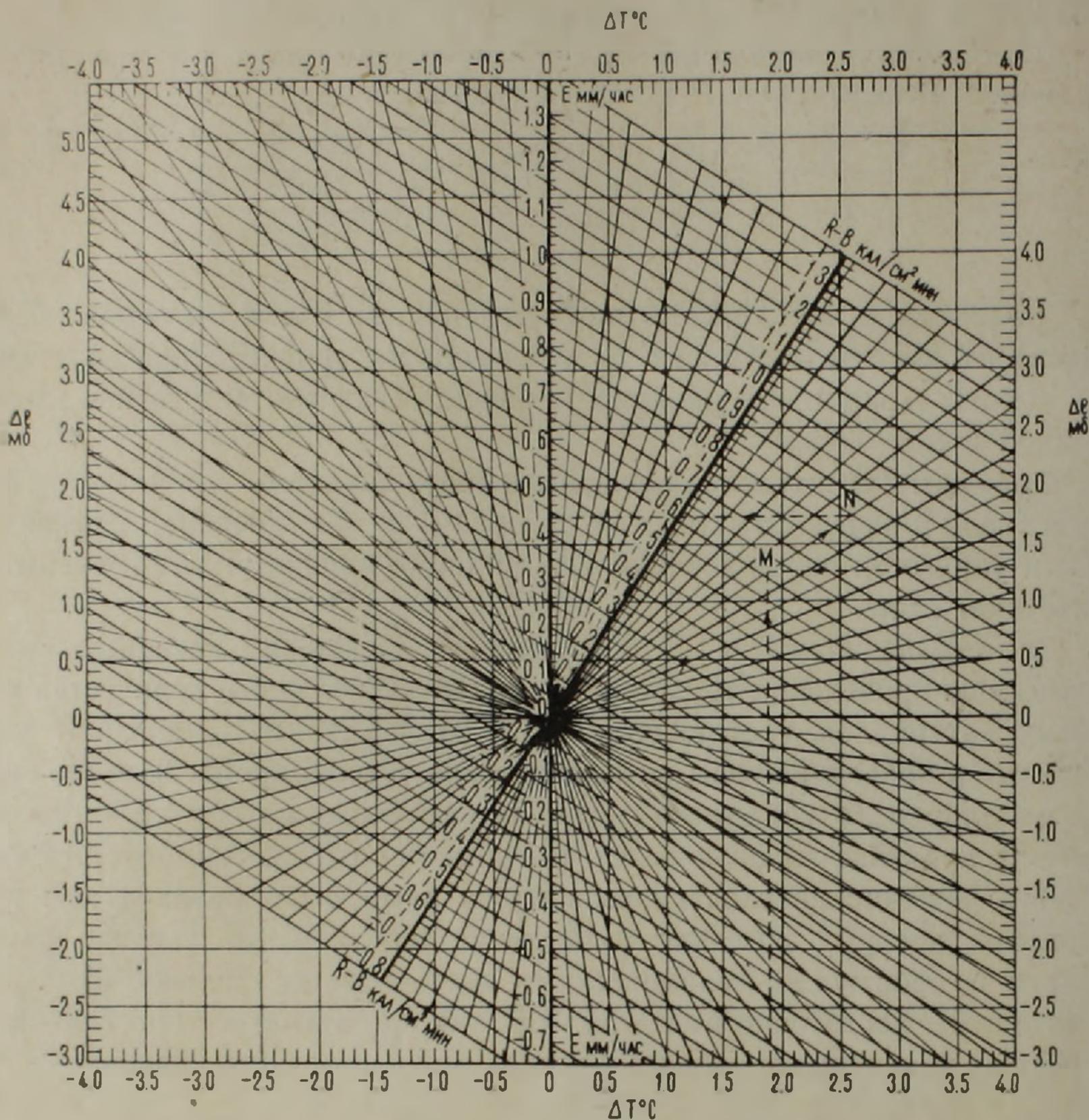
Для решения поставленного вопроса нами были разработаны номограммы, которые заменяют вычисление турбулентных потоков тепла и влаги по формулам механическими отсчетами по графику (фиг. 1). Номограммы достаточно иметь для  $LE$ , так как при известной величине  $(R - B)$  из уравнения теплового баланса можно получить значение  $P$ :

$$P = R - B - LE. \quad (5)$$

При построении номограмм величина испарения  $E$  рассматривается как функция трех независимых переменных —  $(R - B)$ ,  $\Delta T$  и  $\Delta e$ , которые определяются известными методами (например, дистанционными датчиками [6, 7]). На рис. 1 приведены номограммы для расчета испарения  $E$  в мм/час при известных параметрах  $(R - B)$ ,  $\Delta T$  и  $\Delta e$ , изменяющихся в диапазонах:  $-0,8 \leq (R - B) \leq 1,4$  кал/см<sup>2</sup>мин,  $-3,0 \leq \Delta e \leq 4,0$  мб и  $-4,0 \leq \Delta T \leq 4,0$ °С, соответственно. Эти значения входных параметров наиболее вероятны и часто встречаются в естественных условиях. Как видно из рисунка, номограммы позволяют определить также величину конденсации влаги, что соответствует отрицательным значениям аргументов.

Номограммами пользуются следующим образом. По отложенной на оси абсцисс величине  $\Delta T$  и на оси ординат  $\Delta e$  определяется точка

пересечения  $M$  и соответствующая прямая, которая проходит через эту точку и начало координат. От пересечения этой прямой с соответствующей



Фиг. 1. Номограммы для определения турбулентного потока влаги.

щей наклонной изолинией ( $R-B$ ) получается точка  $N$ , проекция которой на ось ординат, где отложено испарение, дает искомую величину  $E$ .

На рисунке в качестве примера дается определение  $E$  при  $\Delta T = 1,90^\circ\text{C}$ ,  $\Delta e = 1,26$  мб и  $(R-B) = 0,85$  кал/см<sup>2</sup>мин, отсюда  $E = 0,435$  мм/час (показано пунктирной линией).

Для примера определим испарение с поверхности озера Севан. Согласно данным измерений (4), имеем

$$R = 74 \frac{\text{ккал}}{\text{см}^2 \text{ год}} = 0,141 \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \text{ мин}}; \quad B = 0; \quad \Delta e = 4,5 \text{ мб}; \quad \Delta T = 2,8^\circ\text{C}.$$

Из номограммы непосредственно получаем  $E = 0,095$  мм/час или  $E = 830$  мм/год, что неплохо согласуется с результатами расчета испаре-

ния с поверхности озера Севан по методу теплового баланса, приведенными в работе [4], согласно которой  $E = 820$  мм/год.

Подобный пример, расчета был проведен также для условий Арагской равнины, что также показало неплохое согласие результатов расчета с данными непосредственных измерений.

Таким образом, используя предлагаемые номограммы, можно весьма просто определить турбулентные потоки тепла и влаги в большом диапазоне изменения входных параметров.

Ереванский Отдел Закавказского научно-исследовательского гидрометеорологического института

Поступила 15.X.1969.

Ա. Մ. ՄԻՐԱՐՅԱՆ, Մ. Գ. ՍԱՆՈՅԱՆ

ՋԵՐՄԱՅԻՆ ՀԱՇՎԵԿՇՈՒ ՄԵԹՈԴՈՎ ՋԵՐՄՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ԽՈՆԱՎՈՒԹՅԱՆ  
ՏՈՒՐԲՈՒԼԵՆՏ ՀՈՍՔԵՐԻ ՀԱՇՎԱՐԿԻ ՆՈՄՈԳՐԱՄԱ

Ա մ փ ո փ ու մ

Օգտագործելով ծածկույթի ջերմային հաշվեկշռի (1) հավասարումը և ջերմության ու խոնավության տուրբուլենտ հոսքերի հաշվարկային (2) բանաձևերը, որոնք ստացվում են տուրբուլենտ դիֆուզիայի համապատասխան հավասարումների մոտավոր լուծումներից, կարելի է ստանալ հիմնական (3) առընչությունները: Վերջին բանաձևերով հաշվարկներ կատարելու համար հարկավոր է մշակել բաղաձային դիտումների արդյունքները: Հաշվարկները հեշտացնելու համար առաջարկվում է 1 գծագրի վրա ներկայացված նոմոգրաման, որը հնարավորություն է տալիս հեշտությամբ հաշվել գոլորշիացումը:

Գծագրի վրա ցույց է տրված հաշվարկի մի օրինակ: Բացի դրանից որպես օրինակ, բերվում է Սևանա լճի մակերևույթից գոլորշիացման հաշվարկը, ընդ որում առաջարկված եղանակով հեշտությամբ ստացվում է 830 մմ/տարի, որը մեծ ճշտությամբ համընկնում է (4) աշխատանքում բավական աշխատատար մեթոդով ստացված արդյունքին (820 մմ/տարի):

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Будаговский А. И. Испарение почвенной влаги. Изд. Наука, М., 1964.
2. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеониздат, Л., 1956.
3. Константинов А. Р. Испарение в природе. Гидрометеониздат, Л., 1963.
4. Мхитарян А. М. Определение испарения с поверхности озера Севан методом теплового баланса. ДАН АрмССР, т. 36, № 5, 1963.
5. Мхитарян А. М. К вопросу о влиянии устойчивости стратификации на турбулентный обмен в приводном слое атмосферы. Известия АН АрмССР, сер. ФМ, т. 18, № 2, 1965.

6. Розеншток Ю. Л. Автоматическое устройство для измерения и регистрации коэффициента обмена и турбулентных потоков тепла и влаги. *Метеорология и гидрология*, № 8, 1961.
7. Саноян М. Г. Электронное устройство для автоматического измерения и регистрации испарения, турбулентного потока тепла и коэффициента обмена. *Доклады ВАСХНИЛ*, № 6, 1966.
8. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. *Гидрометеоздат*, Л., 1963.

А. Е. АНТОНЯН

## К ОПРЕДЕЛЕНИЮ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ВОДЫ С МАЛЫХ БАССЕЙНОВ ГОРНОЙ МЕСТНОСТИ

Вопрос определения максимальных расходов воды с малых бассейнов имеет большое практическое значение при проектировании и строительстве различных гидротехнических сооружений, а также автомобильных и железных дорог. Особое значение оно приобретает в горных районах, в связи со значительной изрезанностью местности.

Существует большое число расчетных формул. Однако подавляющее большинство этих формул выведено для равнинных условий (Кочерин Д. И., Соколовский Д. Л., Алексеев Г. А. и др.).

По генетическому признаку максимальные расходы обычно делятся на две группы: снеговые и ливневые. Существующие расчетные формулы в основном также даны отдельно для талых и для ливневых вод.

Так как на величину максимального расхода влияет ряд факторов, в число которых в первую очередь входят: площадь водосбора, количество осадков, потери на бассейне, то определение расчетной величины расхода требует совместного рассмотрения ряда факторов с учетом в том числе хозяйственной деятельности человека и условий транспортирования стока по бассейну и т. д.

Многообразие факторов, сложность, а иногда и некоторая условность в определении тех или иных величин и параметров, осложняет решение вопроса, тем самым влияя и на точность результатов.

Особое значение оно приобретает в горных условиях, где вертикальная зональность с сильной расчлененностью территории, различная экспозиция отдельных частей площади и пестрота поверхности почвы, приводят к тому, что очень часто на одних и тех же площадях водосбора создаются совершенно различные условия как для выпадения осадков и снеготаяния, так и впитывания в почву и транспортирования стока с бассейна.

Однако, нам кажется целесообразным распространение на малоизученные или неизученные бассейны данных по соседним изученным бассейнам, исходя из того, что законы формирования расходов для всех бассейнов все же должны быть одни и те же. Тем более, что в сложных горных условиях, как отмечено выше, учет отдельных факторов стокообразования чрезвычайно затруднителен.

В соответствии с этим, в основу определения расхода воды с неизученных малых бассейнов в условиях Армянской ССР нами положены данные Управления гидрометеорологической службы республики по максимальным расходам рек за последние 30—33 летний период.

При изучении вопроса было установлено, что в условиях Армянской ССР (на наш взгляд в условиях горной местности вообще):

1. Максимальные расходы не поддаются расчленению на талые и ливневые. Горный ландшафт создает определенные условия для смешанного питания, так как период питания аккумулярованного за зиму снега, при отсутствии ледников, совпадает с периодом наибольшего за год количества дождей. Как правило, в течении трех весенних месяцев выпадает более 60—70% годовых осадков.

2. На величину максимального расхода определенным образом влияет высота местности над уровнем моря, так как сами факторы, формирующие сток половодья и его максимальную ординату (осадки, температура и др.), сильно меняются с высотой местности.

\* \* \*

Максимальные расходы на реках Армянской ССР за рассмотренный 30—33-летний период имели место в основном с апреля по июнь месяцы, хотя наблюдались одиночные случаи прохождения максимальных расходов и за пределами этого периода.

Для установления частоты распределения максимальных расходов рассмотрены расходы по 86 постам. Полученные результаты о 1799 случаях сведены в табл. 1.

Таблица 1

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
Число случаев	3	2	41	541	776	282	83	43	12	7	7	2	1799
%	0,2	0,1	2,2	30,0	43,2	15,6	4,6	2,5	0,7	0,4	0,4	0,1	100

В табл. 1 включены данные по бассейнам величиной с 11 до 7990 км<sup>2</sup>.

В табл. 2 приведены идентичные данные для малых бассейнов, площадью водосбора до 100 км<sup>2</sup>.

Таблица 2

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
Число случаев	—	—	2	107	146	76	27	5	3	2	2	—	370
%	—	—	0,5	28,9	39,5	20,5	7,3	1,4	0,8	0,5	0,5	—	100

Как видно из приведенных таблиц, подавляющее большинство максимальных расходов приходится на период апрел-июнь. Характерно, что как для рассмотренных всех бассейнов вообще, так и для малых бассейнов (водосборной площадью до 100 км<sup>2</sup>) на указанный период падает 88,9% всех максимумов.

Иначе говоря, основная масса максимальных расходов приходится именно на долю смешанных расходов.

\* \* \*

Наличие зависимости величины стока от средней высоты бассейна подтверждается многими авторами (Большаков М. Н., Шульц В. Л., Владимирова Л. А., Зайков Б. Д., Валесян В. П. и др.).

Естественно, что то, что верно для коэффициента стока и для его средне-многолетнего значения должно быть закономерно и для максимального расхода.

На основании данных метеорологических станций, расположенных в различных пунктах территории, было установлено, что среднее многолетнее количество годовых осадков в зависимости от высотного расположения местности колеблется в довольно широких пределах, от 237 до 932 мм; максимальный разрыв наблюдался от 166—(1948 год—Арташат; высота над уровнем моря 829 м) до 1161 мм (1936 г.—Арагац в/г, высота над уровнем моря 3229 м).

Соответствующим образом средняя годовая температура воздуха, по наблюдениям на 91 станции, за время с 1885—1963 годы колебалась от  $-27^{\circ}$  (Арагац в/г) до  $+11,1^{\circ}$  (Арташат).

На основании обработки имеющихся данных было установлено, что модуль стока также хорошо увязывается с высотой местности.

Методом прямолинейной корреляции двух переменных получена связь в виде выражения:

$$M_{\text{мак}} = b \cdot H^m,$$

где  $M_{\text{мак}}$  — модуль максимального расхода лит/сек км<sup>2</sup>,

$b$  — морфометрический коэффициент,

$H$  — средняя высота бассейна в мт,

$m$  — показатель степени.

В виду большой пестроты и разнообразия гидрологических характеристик рек Армении, для лучшего выражения связи между модулем стока и средней высотой бассейна, территория республики была подвергнута районированию и были получены порайонные значения « $b$ » и « $m$ ».

Изложенное дало право, норму максимального расхода представить в виде выражения:

$$\bar{Q}_{\text{мак}} = P f (F^n H^m J^k), \quad (1)$$

где  $P$  — комплексный климатический коэффициент,

$F$  — площадь водосбора км<sup>2</sup>,

$H$  — средняя высота водосбора, определенная по формуле

$$H_{\text{ср}} = \frac{f_1 h_1 + f_2 h_2 + \dots + f_n h_n}{F},$$

$J$  — средний уклон реки до замыкающего створа в %, подсчитываемый как отношение разности отметок наиболее удаленной точки, или истока и створа к расстоянию между ними,

$h_1 h_2 \dots h_n$  — средние высоты между горизонталями.

$f_1 f_2 \dots f_n$  — частные площади бассейна, заключенные между отдельными горизонталями.

Формула (1) в части установления величины отдельных параметров решена посредством счетно-решающей машины «Напри 2», при этом рассмотрены водосборные площади величиной от 10—1000 км<sup>2</sup> с группировкой их по величине площади.

Всего принято пять групп:

- I.  $F =$  от 10 до 50 км<sup>2</sup>
- II.  $F =$  от 51 до 100 „
- III.  $F =$  от 101 до 250 „
- IV.  $F =$  от 250 до 450 „
- V.  $F =$  от 451 до 1000 „

Величина показателя степени средней высоты бассейна « $m$ » связана с высотой следующим образом.

$H_{\text{ср}}$	$m$
до 1500 мт	0,70
от 1501 до 1900 мт	0,60
от 1901 до 3100 мт	0,50

Ниже, в табл. 3, приведены значения параметров по отдельным группам.

Таблица 3

№ группы	$F$ км <sup>2</sup>	$A$	$n$	$k$
1	10—50	0,00170	0,98	0,15
2	51—100	0,00185	0,90	0,15
3	101—250	0,00275	0,80	0,15
4	251—450	0,00400	0,70	0,15
5	451—1000	0,0150	0,60	0,15

Сопоставление максимальных расходов, подсчитанных по полученным данным, с наблюдаемыми среднемноголетними максимальными расходами дает вполне приемлемые результаты. Ошибки остаются в пределах допустимой величины.

Т. А. АВАКЯН

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ДИАТОМИТОВ  
СИСИАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Диатомитовые образования Сисианского бассейна занимают обширную площадь. Они прослеживаются по обоим берегам р. Воротан от с. Базарчай до с. Галидзор. Обнаженная часть диатомитовой толщи по естественным обнажениям составляет 170 м (в районе Шамб). По данным скважин истинная мощность Сисианской толщи доходит до 350 м. Диатомитовая толща в Сисианском районе сложена пластами диатомитов, диатомитовых глин, глинистых, песчанистых, пепловых и других разновидностей диатомитов, а также валунно-галечными слоями. В разрезе диатомитовой толщи местами наблюдается переслаивание андезит-базальтовых лав с пластами диатомитов и диатомитовых глин.

Поскольку для образования диатомитов требуется значительное количество кремнезема для построения панцирей, то ясно, что в значительном количестве накопление диатомитов возможно в бассейнах при большой насыщенности  $\text{SiO}_2$ . В конце плиоценового и начале четвертичного времени имело место бурное проявление вулканической деятельности и в озерные бассейны поступали богатые кремнекислотой пеплы. Но развитие диатомитовых водорослей шло медленнее, чем в тех же водоемах отлагалось глинистое вещество. Поэтому значительная часть глинистого материала отлагалась на дне водоемов, цементируя диатомитовые панцири. В таких условиях формировались диатомитовые глины или глинистые диатомиты. В дальнейшем, по мере уменьшения поступления материала и более широкого развития диатомитовых водорослей, организмы усваивают кремнезем из растворов полностью. В связи с непрерывным развитием и отмиранием диатомитовых водорослей образуются слои (залежи) более чистых диатомитов, в которых содержание кремнезема доходит уже до 80%. Чередование глинистых диатомитов с более чистыми диатомитами на Сисианском месторождении говорит о ритмичных изменениях поступления материалов и развития водорослей во времени. В каждом из этих слоев преобладают те или иные формы диатомовых, которые при изучении месторождения могут служить индикаторами изменений физико-химической обстановки водоема. Диатомитовые образования в Сисианском районе заполняют русла палео-Воротана и почти всех древних притоков. Вопрос об источнике  $\text{SiO}_2$ , поступающего в водоем, долгое время является дискуссионным и привлекал внимание многих исследователей. Тальяферо (1933) в результате изучения месторождений Калифорнии, накопление  $\text{SiO}_2$  связывает с проявлениями вулканизма. Н. С. Шатский (1954), Г. С. Дзоценидзе (1965) разделяют эту точку зрения. Ю. К. Горецкий (1945), С. И. Набоко (1963) присутствие  $\text{SiO}_2$  в водоемах связывают с термальными водами, кото-

рые сопровождают вулканическую деятельность. Н. М. Страхов, на примере изучения ряда месторождений Финляндии, Карелии, Швеции и других, основным источником  $\text{SiO}_2$  считает продукты выветривания вулканических пород: в щелочных условиях выветривание этих пород приводит к большому выносу из них кремнезема. Рассматривая послойные разрезы Сисианской диатомитовой толщи, учитывая еще результаты и других исследований (микроскопические, термические и др.), можно с достаточной определенностью установить связь диатомитообразования с вулканической деятельностью, в результате которой бассейн снабжался кремнеземом.

Для формирования диатомитовых осадков в Сисианском районе намечаются следующие возможные пути и источники поступления:

1. При разложении продуктов вулканических выбросов (пепел и др.)
2. При разложении и выщелачивании более древних вулканических пород.
3. При выносе в водоем  $\text{SiO}_2$  гидротермальными растворами, сопровождающими вулканическую деятельность.

Среди всех факторов, обусловивших поступление  $\text{SiO}_2$  в Сисианский бассейн, основное место занимают пепловые продукты. Здесь мы исходим из того, что, во-первых, в районе Сисианского водоема были широко распространены активные вулканические очаги, во-вторых, вулканический пепловый материал весьма богат кремнеземом и легко разлагается. Макроскопические и микроскопические исследования показывают, что везде присутствует вулканический продукт в основном пеплового характера с размерами частиц до 0,005 мм в поперечнике. Пепел в пробах в виде вулканического стекла местами составляет до 87,75%. Очень часто, в связи с изменениями гидродинамического и гидрохимического режимов водоема, водоросли не были в состоянии усвоить еще не полностью разложившийся пепловый материал. В таких случаях вместе с панцирями диатомей выпадает и цементируется большое количество пеплового материала, образуя диатомитово-пепловую породу.

Несмотря на большой привнос вулканического и терригенного материала в водоем, временами, из-за изменившихся условий, процессы поступления пепла замедляются и в результате в породе преобладает терригенный материал.

При изучении разрезов Сисианской толщи нетрудно увидеть как местами вулканические продукты (пепел, вулканический песок, вулканогенно-обломочные породы) образуют самостоятельные слои, пласты, пачки, мощность которых варьирует от нескольких сантиметров до 2—3 м и больше (Шамб, Урут, Уз, Базарчай и др.) (фиг. 1). В отдельных местах мощность пачки вулканогенно-обломочных пород достигает 30—40 м. (уч. Иримис и др.). Из послойных разрезов видно как чередуются диатомитовые породы с вулканогенно-обломочными, а это говорит о пульсационном характере вулканических процессов.

Поступление  $\text{SiO}_2$  в бассейн за счет разложения и выщелачивания ранее существовавших вулканических пород более наглядно фиксирует-

Литология	Мощность в м	Наименование пород
	10-15	Андезито-базальт серого цвета
	2	Диатомитовая глина с прослойками песка Мощность прослоек 10-20 см
	9-10	Диатомитовая брекчия огипсованная, с гнездами линзами диатомита, вулканического песка. В основной массе брекчии преобладают пелловый или песчанистый материал
	10-15	Диатомит белого цвета огипсованный. Имеются маломощные (10-15 см) прослойки мелкозернистого песка
	25-300	Андезито-базальт темно-серого цвета
	10-12,0	Диатомит белого цвета местами ожелезненный, огипсованный. Гиле представлен тонкими прожилками и пленками
	0,5	Песок пемзовый крупнозернистый, серого цвета
	40	Диатомит глинистый, серовато-белого цвета, огипсованный, по сравнению с предыдущим слоем здесь огипсованность более значительная
	40	Диатомит глинистый серовато-белого цвета огипсованный. Гиле в виде тонких (1-2 см) прожилок
	0,5	Песок пемзовый крупнозернистый, серого цвета
	0,4	Диатомитовая глина раздробленная, светло-желтого цвета
	40	Диатомит глинистый, светло-серого цвета, богатый макрофлорой
	30	Диатомит песчанистый, серого цвета
	1,5	Диатомит серовато-белого цвета, плотный с обильной макрофлорой
	0,5	Вулканический песок с пемзовыми обломками размером от 1 мм до 2 см
	2,0	Диатомит белого цвета, чередующийся с пемзовыми прослойками мощ 10 см
	0,5	Диатомит серовато-белого цвета, плотный
	0,5	Грубозернистый темно-серого цвета
	0,8	Диатомит ожелезненный серовато-желтого цвета
	0,5	Песчанистый песок мелкозернистый серого цвета
	3,0	Диатомитовая глина песчанистая, с прослойками (20 см) ожелезненного песчаника
	1,5	Пемзовый песок мелкозернистый
	0,5	Диатомит с гидроксидами железа
	6,0	Диатомит глинистый, плотный, светло-серого цвета
	4,0	Диатомит глинистый серого цвета с прослойками пеллового диатомита и ожелезненного песчаника
	2,0	Диатомит глинисто-песчанистый тонкослоистый серого цвета
	2,0	Диатомит серовато-белого цвета, с обильной флорой
	1,5	Диатомит глинистый, плотный, темно-серого цвета
	1,5	Диатомитовая брекчия серовато-белого цвета с обломками пеллового диатомита и вулканического песка средне-мелкозернистый светло-серого цвета
	1,5	Диатомитовая брекчия серовато-белого цвета с обломками пеллового диатомита и вулканического песка средне-мелкозернистый светло-серого цвета
	0,5	Диатомит серовато-белого цвета, плотный с богатой макро-флорой
	3,0	Диатомит глинистый от серовато-белого до бурого цвета местами пропитан карбонатом кальция, железа
	1,5	Диатомитовая брекчия серовато-белого цвета с обломками пеллового диатомита, базальта, туфа
	0,7	Вулканический песок средне-мелкозернистый, светло-серого цвета
	0,7	Диатомит пелловый, белого цвета
	0,7	Вулканический песок средне-мелкозернистый, светло-серого цвета
	3,5	Диатомитовая глина светло-серого цвета с богатой макрофлорой
	5,0	Песок мелкозернистый, пелловый. Содержит единичные гальки и валуны инфузорных и интрузивных пород
	3,0	Диатомитовая глина серого цвета с богатой флорой

Фиг. 1. Послойный разрез части Сисианской диатомитовой толщи у пос. Шамб.

ся на участках Дарабас, Шамб, Уз, Дастакерт, Ацаван, Базарчай, где в диатомитовых слоях присутствуют обломки этих пород. Обломки, размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, в основном окатанные, местами полуокатанные до остроугольных. Сисианский бассейн снабжался разложившимся материалом из разных областей питания. Этим объясняется тот факт, что в диатомитовой толще встречаются обломки самых разнообразных пород: порфиритов, туфов, пемз, базальтов, обсидианов и других. Наконец, поступление кремнезема в бассейн может осуществляться и из гидротермальных растворов. Связь с гидротермами для Сисианского месторождения впервые отметили Баранов и Игнатьев, по мнению которых единственным источником кремнезема для Сисианского бассейна являлись гидротермальные растворы. Обращаясь к оценке термальных вод, как источника  $\text{SiO}_2$ , отметим, что в верхней части диатомитовой толщи пирокластические породы местами подвергнуты слабому гидротермальному изменению, которое выражается в распространении на этих локальных участках боратов (улексит, тинкалкониит), халцедона, пирита и скрыто-кристаллической серы.

Однако роль этих термальных вод (по-видимому, фумарол) в формировании облика пород диатомитовой толщи была весьма незначительной. Это объясняется, главным образом, удаленностью бассейна от очагов гидротерм. Очаги термальных вод в Сисианском районе находились в значительном удалении от районов скопления диатомитов. При этом в связи с охлаждением по пути следования, растворимость  $\text{SiO}_2$  в термальных водах, естественно уменьшается. Тем не менее, наличие указанных выше гидротермально измененных пород в составе диатомитовой толщи не дает права вовсе исключить роль термальных вод в снабжении бассейна, хотя бы небольшого количества кремнезема. Таким образом, можно утверждать лишь о второстепенной роли термальных вод в снабжении бассейна кремнеземом. Об этом свидетельствуют следующие факты:

1. Удаленность бассейна от вулканических очагов;
2. Незначительное гидротермальное изменение пород;
3. Присутствие большого количества пеплового материала и вулканических пород в диатомитах (и в тонкодисперсных фракциях);
4. Присутствие обломков более древних эффузивных пород.

Рассматривая источники поступления кремнезема не трудно заметить, что на отдельных участках бассейна преобладал тот или иной источник питания  $\text{SiO}_2$ . Так, например, на участках Сисианском, Шамбском, Иримисском и некоторых других превалирующую роль играли вулканогенные образования, в то время как для Базарчайского участка поступление  $\text{SiO}_2$  имело место в основном за счет размыва более древних пород и частично за счет вулканических процессов.

Независимо от первоисточника  $\text{SiO}_2$  и путей его поступления в бассейн, во всех случаях исключительную роль в образовании диатомитов играет непосредственно биологическое извлечение кремния из воды водорослями и отложение в виде раковинного материала. В Сисианском

бассейне имеет место вулканогенно-осадочный тип отложений материала: хотя образование самих диатомитов произошло исключительно биогенным путем, но в образовании этих осадков немаловажную роль принадлежит вулканогенному материалу. Диатомиты часто содержат большое количество глинистого материала, который накапливается в более удаленных от берега участках, как например, у сс. Бриакот, Шамб, где содержание  $\text{SiO}_2$  в породе снижается до 20%, а в прибрежных частях бассейна составляет всего 6—7% (участки у сс. Лицен, Дарабас, Дастакерт и др.).

Детальное изучение литологических разрезов диатомитовой толщи Сисианского района на различных участках показало, что почти всюду в разрезе этой толщи диатомиты, пирокластический и частично кластический материал перемежаются между собой (фиг. 2). На различных участках наблюдаются различные количественные соотношения названных образований.



Фиг. 2. Диатомитовая брекчия. Штуф 1/3 нат. велич.  
1. Диатомит. 2. Вулканический песок.

Образование диатомитов в теснейшей связи с вулканическими процессами встает перед нами как неизбежное доказательство тех соображений, что невозможно представить существование огромного баланса растворенного кремния путем только химического выветривания или воздействием поствулканических гидротерм без учета разложения огромного количества пеплового материала и выделения  $\text{SiO}_2$  в бассейне.

Для ясного представления о связи с вулканизмом, как источником  $\text{SiO}_2$  можно привести наши данные фациальных анализов, проведенных по Шамбскому и другим разрезам.

В тех частях разреза, где преобладает терригенная фация,  $\text{SiO}_2$  в основном присутствует в виде кварца или в силикатной форме и лишь только ничтожный процент кремнезема является органическим образованием. Далее, с поступлением вулканического материала процент органического  $\text{SiO}_2$  резко повышается и достигает до 76,5% и более про-

цента, причем кремнезем в силикатной форме составляет ничтожный процент (в форме силикатных минералов). Таким образом, для Сисианского диатомитового бассейна намечены следующие вероятные источники выделения кремнезема, необходимого для развития диатомей в водоеме.

1. При разложении продуктов вулканических выбросов (пепел и др.)
2. При разложении и выщелачивании более древних вулканических пород.
3. При поступлении в водоем  $\text{SiO}_2$  гидротермальными растворами, сопровождающими вулканическую деятельность.
4. На отдельных участках преобладает тот или иной источник питания  $\text{SiO}_2$ .

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 4.VI.1969.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Арм. ССР (стратиграфия, тектоника, история геологического развития). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
2. Дзоценидзе Т. Е. Влияние вулканизма на образование осадков. Изд. «Недра», 1965.
3. *Tallaferro N. X.* The relation of volcanism to diatomations and associated silicious sediments. Univ. of California Public., vol. 23, № 1, 1933.

## ОРГАНИЗАЦИОННОЕ СОВЕЩАНИЕ ПО ВОПРОСУ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА ЗАКАВКАЗЬЯ

В г. Ереване Отделением Наук о Земле АН Армянской ССР 21—22 января 1969 . по инициативе заместителя Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР проф. К. К. Маркова было проведено Совещание представителей АН Азербайджанской ССР, Армянской ССР и Грузинской ССР по вопросу дальнейшего изучения четвертичного периода Закавказья.

Совещание отметило очевидные успехи в изучении четвертичного периода Закавказья, свидетельством чему может служить значительное число работ по этому вопросу, вышедших из печати и хранящихся в фондах различных учреждений. Эти работы показали, что Закавказье обладает объектами огромного научного и практического интереса для раскрытия и становления его современного природного облика. Здесь решаются многие узловые задачи по геологии четвертичного периода. Часть этих задач, в первом приближении, уже нашла свое решение, но для выяснения многих из них требуются детальные исследования на уровне современной науки и практики.

Совещание особо подчеркнуло практическое значение изучения четвертичных отложений территории Закавказья, указывая, что они, как самые молодые и поверхностные служат непосредственной основой хозяйственной деятельности человека. По этому важному вопросу имеется ряд правительственных решений, но выполняются они медленными темпами из-за недостаточной изученности этих отложений.

Совещание отметило также, что изучение четвертичных отложений территории Закавказья проводилось и проводится различными организациями, группами и отдельными сотрудниками разрозненно, без соответствующей координации. Между тем, в последние годы потребность в координации научно-исследовательских работ в области четвертичной геологии сильно возросла в связи с резким увеличением их объема и содержания.

В связи с изложенным совещание пришло к единому мнению о необходимости усиления исследования четвертичного периода и создания объединенного научного органа — Комиссии по изучению четвертичного периода Закавказья.

В результате обмена мнениями участники совещания пришли к единодушному мнению, что первоочередными задачами дальнейшего изучения четвертичного периода Закавказья должны явиться:

а) всестороннее изучение опорных (эталонных) разрезов новейших отложений (с применением современных методов исследований), имеющее целью выделение естественно-исторических этапов осадконакопления и развития рельефа данной территории;

б) разработка местных детальных стратиграфических шкал, отображающих действительные соотношения дробных горизонтов в разрезе новейших отложений исследуемой территории;

в) составление макета карты четвертичных отложений территории Закавказья и пояснительной записки к ней;

г) составление прогнозной карты распространения полезных ископаемых, связанных с четвертичными образованиями.

Совещание отметило, что существующая материально-техническая и лабораторная база заинтересованных организаций республик Закавказья совершенно недостаточна для проведения указанных исследований. В связи с этим совещание решило обратиться в Президиумы Академий наук, Министерства высшего и среднего специального образования, Управления геологии и другие заинтересованные организации Закавказских республик с просьбой рассмотреть и решить вопрос об усилении и расширении материально-технической и лабораторной базы.

Совещание считает, что основные задачи Комиссии по изучению четвертичного периода Закавказья могут быть сформулированы в следующем виде:

1. Содействие развитию всего комплекса научных исследований по изучению четвертичного периода и разработка теоретических итогов всех главных разделов этих исследований (четвертичная геология, стратиграфия, палеогеография, новейшая тектоника и геоморфология, вулканизм, палеозоология, палеоботаника, история ископаемого человека, абсолютная геохронология, геохимия, палеопедагогика, инженерная геология, гидрогеология, литология и генезис четвертичных отложений и т. д.

2. Координация и научное обобщение работ в области изучения четвертичного периода, проводимых различными организациями Союзного и местного подчинения и представляющих интерес в научно-теоретическом и народно-хозяйственном отношении.

3. Разработка рекомендаций по внедрению в производство результатов проводимых исследований в области изучения четвертичного периода.

4. Обсуждение и издание работ, связанных с изучением четвертичного периода.

5. Организация и проведение Закавказских, Всесоюзных и Международных Конференций и Совещаний.

6. Организация комплексных (с участием представителей разных специальностей) выездов на места, связанных с необходимостью разрешения отдельных вопросов изучения четвертичных отложений.

Совещание считает целесообразным иметь следующую структуру Комиссии:

1. Комиссия может состоять из республиканских секций при Отделениях Наук о Земле Академий наук Азербайджанской ССР, Армянской ССР, Грузинской ССР.

2. Руководство Комиссией может осуществлять общее собрание членов Комиссии, а в промежутках между собраниями Президиум.

3. Президиум Комиссии может состоять из трех сопредседателей, трех заместителей и трех ученых секретарей, по-одному от каждой республиканской секции, а также сопредседателя-представителя Президиума Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР.

4. Председателем, заместителем председателя и ученым секретарем Президиума Комиссии от совещания к совещанию могут быть представители республиканской секции, на территории которой созывалось последнее совещание.

5. Очередные совещания Комиссии могут проводиться не менее одного раза в год. Время и место очередного совещания будет определяться Президиумом Комиссии. Президиум Комиссии может собираться по мере надобности, но не реже одного раза в три месяца.

6. Членами Комиссии могут быть лица, работающие в различных организациях в области дисциплин (указанных выше), связанных с изучением четвертичного периода; от каждой республиканской секции по шесть человек.

7. Средства Комиссии могут выделяться Президиумами через Отделения Наук о Земле Академий наук Азербайджанской ССР, Армянской ССР и Грузинской ССР (каждый Президиум для своей республиканской секции). Смета расходов республиканской секции Комиссии может рассматриваться Отделениями Наук о Земле и утверждаться Президиумами Академий наук республик Закавказья.

8. Планы работ республиканских секций могут рассматриваться общим собранием Комиссии и утверждаться Президиумами Академий наук республик Закавказья.

Предложения Совещаний по усилению исследования четвертичного периода и созданию Комиссии по изучению четвертичного периода Закавказья были рассмотрены и утверждены в Отделениях Наук о Земле и Президиумах Академий наук Азербайджанской ССР, Армянской ССР и Грузинской ССР.

Председатель Комиссии по изучению четвертичного периода Закавказья, член-корреспондент АН Арм. ССР

А. Т. АСЛАНЯН

Ученый секретарь, канд. геол.-мин. наук

Ю. В. СЛЯДЯН

А. С. ВАРТАНЯН

## ОБ ОДНОЙ ДОСАДНОЙ ОШИБКЕ

В первой у нас в республике коллективной работе по истории геологии («Геологическая служба Армянской ССР за 25 лет»), вышедшей в 1945 году и в общем-то хорошей, особенно для своего времени, была допущена ошибка, до того несуразная, что нельзя сомневаться в ее случайности. Мы не останавливались бы на ней, если ее в течение уже длительного времени не повторяли бы некоторые другие исследователи.

Теперь о самой ошибке. В упомянутой книге, на странице 27 сказано: «Еще в 1807 году Екатериной Второй снаряжается на Кавказ первая научная экспедиция во главе с академиками Гмелиным и Гильденштедтом. Эта экспедиция закончилась гибелью Гмелина, попавшего в плен к горцам». Здесь допущены некоторые неточности. (1).

1. Нет инициалов Гмелина, а Гмелиных было два: Иоганн Георг Гмелин (1709—1755) и Самуил Готлиб Гмелин (1745—1774). Как видите, оба они не дожили до 1807 года и, естественно, не смогли бы участвовать в такой экспедиции. Кроме того, по той же причине и Екатерина Вторая (1729—1796) не могла участвовать в снаряжении этой экспедиции. Возможно, неточность кроется в дате? Но не только в этом.

2. Экспедиции на Кавказ под совместным руководством Гмелина и Гильденштедта фактически не было и по этой простой причине она не могла прекращать свою работу в связи с гибелью одного из руководителей, как это подразумевается из текста приведенной нами цитаты.

Постараемся внести некоторую ясность.

Известно, что Российская Академия наук, основанная в 1724 году Петром I, с первых же дней развернула большие экспедиционные исследования по всестороннему обследованию необъятных просторов страны. Эти работы особенно расширились в 1768—1774 гг., когда по официальной версии были организованы две крупные экспедиции, названные «Оренбургской» и «Астраханской», с пятью отрядами. На самом деле все эти отряды представляли собою совершенно самостоятельные экспедиции и известны в истории под названием «физических». Они связаны с именами, в то время молодых\*, талантливых естествоиспытателей, членов Российской академии—Петра Симона Палласа (1741—1811), доктора медицины; Ивана Ивановича Лепехина (1740—1802), ученого, натуралиста-ботаника; Иогана Фалька (1725—1774), ботаника (ученика знаменитого шведского натуралиста Линнея), Самуила Готлиба Гмелина, тюбингенского профессора ботаники (племянника участника первой Камчатской экспедиции И. Г. Гмелина); Иоганна Антона Гильденштедта (1745—1781), доктора медицины (президента Вольного экономического общества), химика Иоанна Готлиба Георгии (присоединившегося в 1770 г. к группе Фалька). (2, 3).

Эти академические экспедиции действительно составили эпоху в познании природы, охватив весьма широкий круг исследований, начиная от астрономических, геолого-географических, естественно-исторических наблюдений, кончая этнографией, лингвистикой и экономикой.

\* Когда организовались экспедиции, Палласу было 27 лет, Гмелину—23, Лепехину—28, Георгии—около 40 и Фальку—41.

Паллас в годы экспедиций на Кавказе не был, но являлся одним из авторов инструкции, составленной для них и позднее, в 1793—1794 гг. совершил свое путешествие—от Астрахани вдоль Кавказской линии, в Крым, как прямое продолжение экспедиций 1768—1774 гг. (4, 5).

Из этих пяти экспедиций две были направлены на юг России. Одна из них в Астраханский край, на Кавказ, в Новороссию и Украину под руководством Гильденштедта, другая — в Астраханский край, на Кавказ и в Персию, под руководством Гмелина. Это были совершенно самостоятельные экспедиции, в программу первой входило обследование Северного Кавказа, Грузии, а второй — Каспийского побережья на всем его протяжении. Гильденштедт выехал из Петербурга 19 июня, а Гмелин — 26 июня 1768 г. В вышеупомянутой книге, очевидно, речь идет об этих экспедициях. Следует отметить также, что маршруты обеих экспедиций до Воронежа совпадали, но из Воронежа Гильденштедт поехал по маршруту Новохоперск — Царицын — Астрахань — Кизляр, откуда несколькими отдельными поездками объехал местности по р.р. Терек, Кунбелей, Сунжа, Аксай и в 1771 г. сделал поездку в Осетию. Из Кизляра же он поехал в Малую Кабарду и северо-западную часть Кавказа, а затем направился по линии Душет — Мцхет — Тифлис. Из Тифлиса он совершил поездки по Кахетии, Имерии и Мингрелии. Был в Армении. Побывал в Кутаисе, а затем вернулся через Моздок в Кизляр. В июле 1773 г. он приехал в г. Черкасск, откуда проехал на Азов, а затем направился в Кременчуг и был отозван Академией наук в связи с общим распоряжением о прекращении экспедиций, а не в связи с трагедией, постигшей Гмелина, как это указывается в вышеупомянутой книге. Гильденштедт возвратился в Петербург в 1775 году.

Путь же С. Г. Гмелина проходил через Порхов — Старую Руссу — Торопец — Осташков — Ржев — Можайск — Москву — Воронеж, откуда он проехал на Павловск — Цымлянскую — Черкасск — Азов, а потом в Царицын — Астрахань и по Каспийскому морю через Дербент, в Баку; отсюда прошел Шемаху, Сальяны и снова морем до Энзели, откуда в Решт и Балфруш и обратно морем в Астрахань (1771 г.). В 1772 г. он снова совершил плавание по Каспийскому морю, осмотрев его восточный берег, Астрабадский залив, залив Энзели. Из Энзели он двинулся сухим путем на Астрахань, но, не доходя до Дербента, был захвачен в плен кайтагским ханом Усмей-Амир-Амзою и, пробыв в плену полгода, скончался от истощения и лихорадки (1774). К счастью, материалы его были отданы отпущенным из плена спутникам, студенту Ивану Михайлову и переводчику Федору Бауру, которые и доставили их в Петербург, где они были изданы Академией на немецком и русском языках. (3, 4).

Такова краткая история экспедиций С. Г. Гмелина и И. А. Гильденштедта на Кавказ в 1768—1774 гг.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая служба Армянской ССР за 25 лет. Госиздат геолог. литературы, М.—Л., 1945.
2. Хабаков А. В. Очерки по истории геолого-разведочных знаний в России, М., 1950.
3. Экспедиции Академии наук XVIII—XIX веков. Труды Архива АН СССР, вып. 4, М.—Л., 1940.
4. Гессен Ю. Экспедиционная кампания 1768—74 гг. Вестник Академии наук СССР, № 7, 1931.
5. Меликсет-Бек Л. М. Е. Г. Вайденбаум, как Кавказовед, Тифлис, 1912.

УДК 552.14.553.982

РЕФЕРАТЫ

Л. А. ГРИГОРЯН

## МЕТОДИКА УСТАНОВЛЕНИЯ РАЦИОНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВЫХ МЕТОДОВ ПО ВТОРИЧНЫМ ОРЕОЛАМ РАССЕЯНИЯ

(на примере Алавердского рудного района Армянской ССР)

При постановке геохимических поисковых работ в горных областях, большую роль в правильном установлении значений поисковых признаков играет выделение площадей, характеризующихся определенными (присущими только данной территории) условиями миграции элементов. Последние создают различия в фоновом содержании того или иного компонента в пределах различных территорий.

Решающую роль в подобных условиях приобретает ландшафтно-геохимическое районирование территории, где выделяются районы, каждый из которых характеризуется определенными фоновыми содержаниями элементов в породах, коре выветривания, почвах и водах.

В основу предлагаемого районирования положен принцип, предложенный А. И. Перельманом (1961 г.). Сущность его заключается в анализе биоклиматических, рельефно-морфологических и геолого-литологических условий с учетом класса водной миграции элементов и соединений.

Тип ландшафта выделяется по биоклиматическому признаку. В пределах типа выделяются классы по водной миграции элементов. В пределах класса—роды по рельефу и виды по геологическому строению.

Всего, таким образом, на данной территории в масштабе 1 : 25 000 было выделено 15 геохимических ландшафтов, каждый из которых характеризуется присущими ему общими геохимическими показателями и определенными фоновыми содержаниями металлов-индикаторов в коре выветривания, почвах, водах, растениях.

На базе этого районирования, а также специфики рудоносности территории были разработаны основы для поисков меди применительно к различным ландшафтам и установлен рациональный комплекс поисковых методов на данном участке с выделением ведущего метода.

Возможности применения того или иного геохимического метода поисков устанавливались в результате опытных работ в пределах исследуемой территории методами: почвенно-гидрогеохимическим, металлометрическим, биогеохимическим, шлиховым и донных отложений.

При разборе метода донных осадков сделан упор на: 1) распределении меди в зависимости от гранулометрического состава донных осад-

ков и 2) влиянии минералогического состава вмещающих пород на характер распределения меди в донных осадках.

С учетом ландшафтно-геохимического районирования и разбора различных геохимических методов составлена прогнозная карта на медь по вторичным ореолам рассеяния.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 16.VI.69.

Полный текст статьи (19 стр.) депонирован во ВИНТИ.

Э. А. КЮРЕГЯН, Ц. О. ЭКСУЗЯН

### КАДМИЙ В НЕКОТОРЫХ ВОДАХ АРМЯНСКОЙ ССР

Для разработки методики гидрохимических поисков кадмия, как элемента-спутника цинковых месторождений и изучения его миграции в природных условиях (в частности поведения в водных растворах), нами было проведено химическое опробование (на содержание кадмия) вод, непосредственно омывающих цинксодержащие рудные тела.

Пробы воды были отобраны, в основном, со штолен, а также с поверхностных водотоков.

Всего проанализирована 41 проба воды.

Определение кадмия проводилось колориметрическим дитизоновым методом. Чувствительность метода—1 мкг. Попутно в водах велось и определение цинка (табл. 1).

Таблица 1

Содержание $Cd^{2+}$ и $Zn^{2+}$ в водах*		
Тип воды	Содержание в мг/л	
	$Cd^{2+}$	$Zn^{2+}$
Рудничные	$\frac{0,029}{0-0,1}$	$\frac{2,18}{0-40,0}$
Поверхностные	$\frac{0,014}{0-0,03}$	$\frac{0,049}{0-0,21}$

\* В числителе приведены средние содержания кадмия и цинка, в знаменателе — интервалы содержания.

Природные воды, содержащие в своем составе различные сульфаты, хлориды и нитраты, воздействуя на рудные тела, содержащие кадмий и цинк, растворяют последние, образуя легкорастворимые соли сульфатов, хлоридов и нитратов, которые разносятся водами. Возможно образование гринокита-сульфида кадмия, который в слабо-кислых раство-

рах довольно устойчив, даже больше, чем сфалерит. Последний, под воздействием на него серной кислоты, выделяет  $H_2S$ , который может осадить из раствора сульфид кадмия, тогда как  $Zn$  в этих условиях не осаждается. Цинксодержащие рудные тела, связанные с карбонатными или бикарбонатными породами, могут образовать смитсонит ( $ZnCO_3$ ), который, будучи отложен даже далеко от основных сульфидных руд, всегда содержит в своем составе повышенное количество кадмия. Образовавшиеся сернокислые соли хорошо растворимы в воде и разносятся ею. Хорошей растворимостью обладают также бромистые и иодистые соединения кадмия. Возможно, что бром и иод содержащие рудничные воды взаимодействуют с рудными телами, растворяют соединения кадмия и образуют бромистые и иодистые соли легко растворимые в воде.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 3.II.1969.

Полный текст статьи (5 стр.) депонирован во ВИНТИ.

Г. Б. АРАКЕЛЯН, Т. Н. КЮЮРЕГЯН

## НЕКОТОРЫЕ ФОРМЫ МИГРАЦИИ СВИНЦА В РУДНИЧНЫХ ВОДАХ

Район исследований охватывает Алавердскую группу (Алаверды, Шамлуг, Ахтала, Чибухлы—Желтореченское) медных месторождений.

Рудничные воды опробовались в штольнях, пересекающих рудные тела.

Диапазон колебаний рН исследуемых вод находится в пределах от 2 до 7,5. Химический состав вод представлен сульфатно-гидрокарбонатными кальцево-натриевыми и реже—сульфатными кальцево-натриевыми типами, при минерализации от 0,8 до 3,7 г/л, ионная сила соответственно равна 0,02—0,145 (г-экв/л).

Формы миграции свинца рассчитывались термодинамическим способом, в результате чего в водах, кроме свободного иона свинца, из известных неорганических комплексов были определены формы  $[PbOH]^+$ ,  $[Pb(HCO_3^-)_2]^-$ ,  $[PbCl]^+$ .

В результате расчетов выяснилось, что для всех генетических типов вод и месторождений характерно существование свободного катиона свинца в среднем до 72%. Второе место занимает  $PbOH^+$  (до 68%), причем при  $pH < 5$  картина резко изменяется и содержание его доходит до нуля. Подчиненное значение имеют дибикарбонатные и монохлоридные комплексы свинца. Необходимо отметить прямо пропорциональную связь содержания последних с ионной силой воды и обратную—с рН.

Выявлена также зависимость содержания разных форм свинца от ионной силы воды ( $\mu$ ); с увеличением рН наблюдается увеличение кон-

рах довольно устойчив, даже больше, чем сфалерит. Последний, под воздействием на него серной кислоты, выделяет  $H_2S$ , который может осадить из раствора сульфид кадмия, тогда как  $Zn$  в этих условиях не осаждается. Цинксодержащие рудные тела, связанные с карбонатными или бикарбонатными породами, могут образовать смитсонит ( $ZnCO_3$ ), который, будучи отложен даже далеко от основных сульфидных руд, всегда содержит в своем составе повышенное количество кадмия. Образовавшиеся сернокислые соли хорошо растворимы в воде и разносятся ею. Хорошей растворимостью обладают также бромистые и иодистые соединения кадмия. Возможно, что бром и иод содержащие рудничные воды взаимодействуют с рудными телами, растворяют соединения кадмия и образуют бромистые и иодистые соли легко растворимые в воде.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 3.II.1969.

Полный текст статьи (5 стр.) депонирован во ВИНТИ.

Г. Б. АРАКЕЛЯН, Т. Н. КЮЮРЕГЯН

## НЕКОТОРЫЕ ФОРМЫ МИГРАЦИИ СВИНЦА В РУДНИЧНЫХ ВОДАХ

Район исследований охватывает Алавердскую группу (Алаверды, Шамлуг, Ахтала, Чибухлы—Желтореченское) медных месторождений.

Рудничные воды опробовались в штольнях, пересекающих рудные тела.

Диапазон колебаний рН исследуемых вод находится в пределах от 2 до 7,5. Химический состав вод представлен сульфатно-гидрокарбонатными кальцево-натриевыми и реже—сульфатными кальцево-натриевыми типами, при минерализации от 0,8 до 3,7 г/л, ионная сила соответственно равна 0,02—0,145 (г-экв/л).

Формы миграции свинца рассчитывались термодинамическим способом, в результате чего в водах, кроме свободного иона свинца, из известных неорганических комплексов были определены формы  $[PbOH]^+$ ,  $[Pb(HCO_3^-)_2]^-$ ,  $[PbCl]^+$ .

В результате расчетов выяснилось, что для всех генетических типов вод и месторождений характерно существование свободного катиона свинца в среднем до 72%. Второе место занимает  $PbOH^+$  (до 68%), причем при  $pH < 5$  картина резко изменяется и содержание его доходит до нуля. Подчиненное значение имеют дибикарбонатные и монохлоридные комплексы свинца. Необходимо отметить прямо пропорциональную связь содержания последних с ионной силой воды и обратную—с рН.

Выявлена также зависимость содержания разных форм свинца от ионной силы воды ( $\mu$ ); с увеличением рН наблюдается увеличение кон-

центраций  $[Pb^{2+}]$  и  $[PbCl^+]$ , тогда как для форм  $[Pb(HCO_3)_2^-]$  и  $[PbOH^+]$  наблюдается обратное явление.

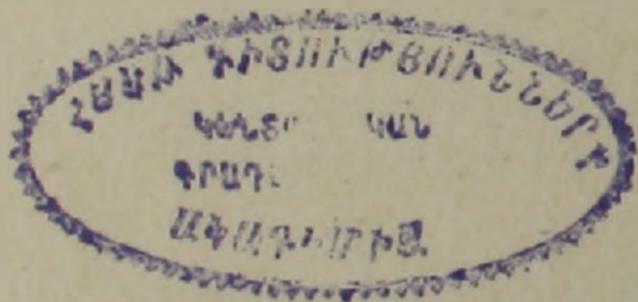
Также наблюдается увеличение содержания  $[Pb(HCO_3)_2^-]$  и  $[PbOH^+]$  с увеличением pH, а при уменьшении кислотности — увеличение содержаний  $[Pb^{2+}]$  и  $[PbCl^+]$ .

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 24.I.1969.

Полный текст статьи (4 стр.) депонирован во ВИНТИ.



СОДЕРЖАНИЕ

Г. А. Габриэлян, В. Г. Кузнецов, М. Е. Танамян Гипсоносно-соленосная толща Армении и ее роль в формировании и сохранении возможных месторождений нефти и газа . . . . .	3
С. В. Казарян Новые данные о нижней части геологического разреза Алавердского района Армянской ССР . . . . .	15
С. А. Мовсисян К вопросу об основных закономерностях размещения рудных месторождений Армении . . . . .	29
А. И. Карапетян К вопросу выделения рудных формаций на примере эндогенных месторождений Армянской ССР . . . . .	39
А. А. Авакян О твердости пирита медных и полиметаллических месторождений Армянской ССР . . . . .	47
Т. Н. Кюрегян, Г. Б. Аракелян Некоторые особенности форм миграции меди в рудничных водах Алавердской группы месторождений . . . . .	53
А. С. Сардарян К теории временных возмущений аномальных гравитационных полей бесконечно протяженных двухмерных тел . . . . .	57
С. Ф. Фараджян О площадной характеристике вызванной поляризации . . . . .	64
Ю. М. Трунин, С. Н. Сербенюк, Ж. М. Карапетян Взаимное ориентирование аэроснимков методом образования пучков плоскостей . . . . .	71
И. М. Мхитарян, М. Г. Саноян Номограммы для определения турбулентных потоков тепла и влаги методом теплового баланса . . . . .	82
А. Е. Антонян К определению максимальных расходов воды с малых бассейнов горной местности . . . . .	87
Т. А. Авакян Некоторые вопросы генезиса диатомитов Сисианского месторождения . . . . .	91

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

А. Т. Асланян, Ю. В. Саядян Организационное совещание по вопросу дальнейшего изучения четвертичного периода Закавказья . . . . .	97
--	----

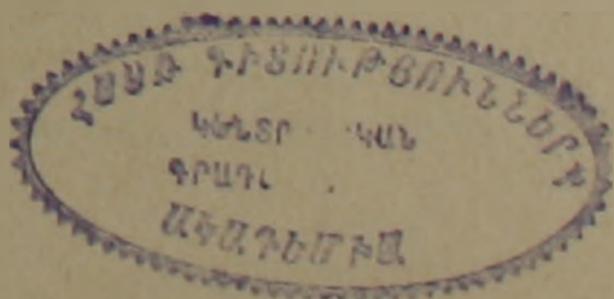
ИСТОРИЯ НАУКИ

А. С. Варганян Об одной досадной ошибке . . . . .	99
---	----

РЕФЕРАТЫ

Л. А. Григорян Методика установления рационального комплекса геохимических поисковых методов по вторичным ореолам рассеяния . . . . .	101
Э. А. Кюрегян, Ц. О. Эксузян Кадмий в некоторых водах Армянской ССР . . . . .	102
Г. Б. Аракелян, Т. Н. Кюрегян Некоторые формы миграции свинца в рудничных водах . . . . .	103

ПА-11.885



Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ ՈՒ Թ Յ ՈՒ Ն

Գ. Ա. Գաբրիելյանց, Վ. Գ. Կուզնեցով, Մ. Ե. Թանաշյան. Հայաստանի գիտա-աղաքեր հաստվածքը և նրա դերը նավթի և գազի հնարավոր հանքավայրերի ձևավորման և պահպանման պորթում	3
Ս. Վ. Ղազարյան նոր տվյալներ Հայկական ՍՍՀ Ալավերդու շրջանի երկրաբանական կտրվածքի ստորին մասի վերաբերյալ	15
Ու. Ա. Մովսեսյան Հայաստանի մետաղային հանքավայրերի տեղաբաշխման հիմնական օրինաչափությունների մասին	23
Ա. Ի. Կարապետյան Հանքային ֆորմացիաների անջատման հարցի շուրջը Հայկական ՍՍՀ էնդոգեն հանքավայրերի օրինակով	39
Ա. Ա. Ավագյան Պիրիտի կարծրության մասին ՀՍՍՀ պղնձի և բազմամետաղ հանքանյութերում	47
Տ. Ն. Կյուրեղյան, Գ. Բ. Առաֆելյան Հանքաչրերում պղնձի միգրացիայի ձևերի որոշ առանձնահատկությունները Ալավերդու խմբի հանքավայրերում	53
Ա. Ա. Սարգսյան Անսահման տարածված երկչափանի մարմինների անոմալ գրավիտացիոն դաշտերի ժամանակային զրգոումների տեսության վերաբերյալ	57
Ս. Վ. Ֆաբաշյան Հարուցված բևեռացման մակերեսային բնութագրի մասին	64
Յու. Մ. Տրունին, Ս. Ն. Սերբենյուկ, Փ. Մ. Կարապետյան Աէրոլուաանկարների փոխադարձ կողմնորոշումը հարթությունների փնջերի կազմման եղանակով	71
Ա. Մ. Մխիթարյան, Մ. Գ. Սանոյան Զերմային հաշվեկշռի մեթոդով ջերմության և խոնավության տուրբուլենտ հոսքերի հաշվարկի նոմոգրամա	82
Ա. Ե. Անտոնյան Լեռնային տեղանքի փոքր ավազաններից ջրի մաքսիմալ ծախսերի որոշման շուրջը	87
Թ. Ա. Ավագյան Սիսիանի դիատոմիտային հանքավայրի առաջացման մի քանի հարցերի մասին	91

ԳԻՏԱԿԱՆ ԽՐՈՆԻԿՍ.

Ա. Տ. Ասլանյան, Յու. Վ. Սալադյան Կազմակերպչական խորհրդակցություն Անդրկովկասի շորրորդական ժամանակաշրջանի հետագա ուսումնասիրման հարցի վերաբերյալ	97
--	----

ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ՊԱՏՄՈՒԹՅԱՆ

Ա. Ս. Վարդանյան Մի սխալի մասին	99
--------------------------------	----

ՌԵՖԵՐԱՏՆԵՐ

Լ. Ա. Գրիգորյան Ցրման երկրորդային շրջապսակներով գեոքիմիական որոնողական մեթոդների ոացիոնալ կոմպլեքսի որոշման մեթոդիկա (Հայկական ՍՍՀ Ալավերդու հանքային շրջանի օրինակով)	101
Է. Ա. Կյուրեղյան, Յ. Զ. Էփսուզյան Կադմիումը Հայկական ՍՍՀ որոշ ջրերում	103
Գ. Բ. Առաֆելյան, Տ. Ն. Կյուրեղյան Կապարի միգրացիայի որոշ ձևերը հանքաչրերում	103