

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր), տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանք. գիտ. ղոկտ. Է. Ա. Խաչատրյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Հ. Կ. Մաղաբյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Կ. Նազարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Է. Ս. Խոսրովովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Հ. Մ. Վանցյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Յա-րամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Аслабян (ответственный редактор), член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, канд. геол.-мин. наук Г. М. Ван-цян, член-корр. АН Арм. ССР А. А. Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, акад. АН Арм. ССР И. Г. Магакьян, акад. АН Арм. ССР А. Г. Назаров, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), канд. геол.-мин. наук А. С. Фармазян (заместитель ответственного редактора), докт. геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян (заместитель ответственного редактора), канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն՝
375019, Երևան 19, Բարեկամության 24ա.

Адрес редакции:
375019, Ереван 19, Барекамутян, 24а

СО Д Е Р Ж А Н И Е

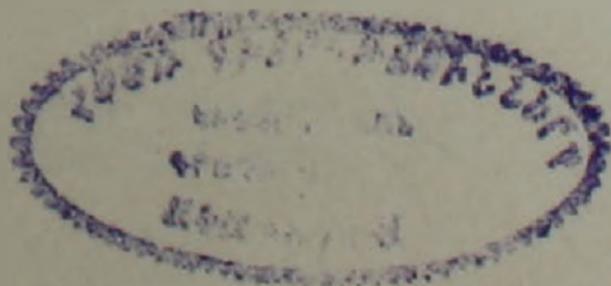
А. Т. Асланян, Р. А. Аракелян, А. Р. Арутюнян , А. Т. Вегуни, Дж. А. Оганесян , М. А. Сатиан. Геология Армянской ССР в свете новейших представлений	3
Н. Р. Азарян. Установление батских отложений в Кафанском антиклинории	8
Г. П. Тамразян. Лунные приливы как главный регулятор глобальной сейсмо-тектонической периодичности Земли	16
Н. И. Магакьян, С. О. Карагулян. Минеральные ассоциации и типы руд Шаумянского месторождения	28
Р. Г. Геворкян, Ф. В. Каминский, А. С. Павленко, Л. И. Мартirosян, С. Б. Абовян, К. А. Шепелева, Н. Д. Хачатрян. Гранаты и хромшпиннелиты в алмазоносных ультрамафитах Армении	39
М. С. Бадалян, Ш. С. Оганисян, С. А. Пирузян. О некоторых соотношениях между геофизическими полями и новейшим вулканизмом Армянской ССР	47
С. В. Бадалян, М. П. Воларович, В. М. Геворкян, А. Н. Никитин, Е. И. Русакови, Л. Д. Селезнев, Т. В. Тоноян. Опыт применения пьезоэлектрического метода на золоторудных месторождениях	58
Г. Г. Вардумян. Определение скорости и расходов селевых потоков	69

Краткие сообщения

И. Г. Магакьян, К. А. Карамян, М. Я. Мартirosян, Э. Х. Хуришудян. Селенитый метациннабарит (онофорит) из Вартанского месторождения	77
Р. А. Мандалян. О природе миндалевидных карбонатных включений в подушечных спилитах верхней юры междуречья Ахум и Тавуш	79
Г. М. Авчян, Г. О. Акскалян, А. Т. Вегуни. Возможность оценки напряженного состояния зоны Еревано-Ордубадского глубинного разлома по данным изучения упругих свойств пород	85
Э. С. Халатян, М. И. Арутюнова. О возможности сорбционного извлечения редких щелочных металлов из термальных вод Малого Кавказа	89
Р. М. Сирунян, С. А. Абрамян, А. Л. Саградян, К. А. Погосян, Р. И. Исаакян. Электрохимические явления на поверхности сульфидных минералов при их взаимодействии с реагентами	93

Научная хроника

К. М. Мурадян. Третий всесоюзный палеовулканонологический симпозиум	97
В. Б. Мурадян, В. Т. Кочарян. Первое республиканское совещание по стандартизации и метрологии в геологии	100



Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ա. Տ. Ասլանյան, Ռ. Ա. Առաքելյան, Ա. Ռ. Հաբուսյունյան, Ա. Թ. Վեհունի, Զ. Ա. Հովհաննիսյան, Մ. Ա. Սաքյան. Հայկական ՍՍՀ երկրաբանությունը նորագույն պատկերացումների լույսի տակ	3
Ն. Ռ. Ազարյան. Բաթի նստվածքների բացահայտումը Ղափանի անտիկլինորիումում	8
Գ. Պ. Քամրազյան. Հուսնային մակընթացությունները որպես Երկրագնդի սեյսմոտեկտոնական պարբերականության գլխավոր կարգավորիչ	16
Ն. Հ. Մաղաբյան, Ս. Հ. Կաբազյան. Շահումյանի հանքավայրի միներալային զուգակցումներն ու հանքանյութերի տիպերը	28
Ռ. Գ. Գեորգյան, Ֆ. Վ. Կամինսկի, Ա. Ս. Պավլենկո, Լ. Ի. Մաբտիբոսյան, Ս. Ռ. Աբովյան, Կ. Ա. Շեպելևա, Ն. Դ. Խաչատրյան. Գրանատները և ջրոմշպինելիդները Հայաստանի ալմաստաբեր ուտրամաֆիտներում	39
Մ. Ս. Բաղալյան, Շ. Ս. Հովհաննիսյան, Ս. Ա. Փիբուզյան. Հայկական ՍՍՀ տարածքում հրաբխականության և գեոֆիզիկական դաշտերի որոշ հարաբերակցության մասին	47
Ս. Վ. Բաղալյան, Մ. Պ. Վոլարովիչ, Վ. Մ. Գեորգյան, Ա. Ն. Նիկիտին, Ս. Ի. Ռուսակովա, Լ. Դ. Սելեզև, Տ. Վ. Տոնոյան. Պիեզոէլեկտրական մեթոդի կիրառման փորձը ոսկու հանքավայրերում	58
Գ. Գ. Վաբդումյան. Սելավների արագության և ծախսերի որոշումը	69

Համառոտ հաղորդումներ

Հ. Գ. Մաղաբյան, Կ. Ա. Քաբաբյան, Մ. Յա. Մաբտիբոսյան, Է. Ն. Խուրշուդյան. Սելեն պարունակող մետացինարարիտը (օնոֆրիտը) Վարդանի հանքավայրից	77
Ռ. Ա. Մանդալյան. Հախումի և Քավուշի միջագետքի վերին յուրայի բարձանման սպիլիտներում նշած կարբոնատային ներփակումների բնույթի մասին	79
Հ. Մ. Ավչյան, Գ. Հ. Ախսկալյան, Ա. Թ. Վեհունի. Երևան-Օրդուբադյան խորքային խզման զոնայի լարվածության գնահատման մեկ հնարավորության մասին ապարների առաձգական հատկությունների ուսումնասիրման տվյալներով	85
Է. Ս. Խալարյան, Մ. Ն. Հաբուսյունովա. Փոքր կովկասի թերմալ ջրերից սորբցիոն եղանակով հազվագյուտ ալկալի մետաղների կորզման հնարավորության մասին	89
Ռ. Մ. Սիրունյան, Ս. Ա. Աբրահամյան, Ա. Լ. Սահրադյան, Կ. Ա. Պողոսյան, Ռ. Ի. Իսահակյան. Էլեկտրաքիմիական երևույթները սուլֆիդային միներալների մակերեսի վրա ռեազենտների հետ նրանց փոխազդեցության ժամանակ	93

Գիտական խոնրիկա

Կ. Մ. Մուրադյան. Պալեոհրաբխականությունը նվիրված երրորդ Համամիութենական սիմպոզիումը	97
Վ. Ռ. Մուրադյան, Վ. Գ. Քոչարյան. Երկրաբանության մեջ ստանդարտացմանը և մետորոլոգիային նվիրված առաջին հանրապետական խորհրդակցությունը	100

УДК 55(479.25)

А. Т. АСЛАНЯН, Р. А. АРАКЕЛЯН, А. Р. АРУТЮНЯН
А. Т. ВЕГУНИ, Дж. А. ОГАНЕСЯН, М. А. САТИАН

ГЕОЛОГИЯ АРМЯНСКОЙ ССР В СВЕТЕ НОВЕЙШИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ¹

В новейшей истории региональных геолого-геофизических исследований территории Армянской ССР могут быть выделены два периода: довоенный и послевоенный. Результаты работ довоенного времени обобщены в известных работах О. Т. Карапетяна, О. С. Степаняна, С. А. Мовсисяна, С. С. Мкртчяна, Ю. А. Арапова, А. С. Гинзбурга, Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, В. П. Ренгартена, К. Н. Паффенгольца, В. Н. Котляра, В. Г. Грушевого, А. Л. Додина, В. Ф. Захарова, И. В. Барканова, П. А. Лебедева, Б. Л. Личкова, А. В. Кржечковского, А. Н. Соловкина и др.

В послевоенное время указанные исследования получили огромный размах в связи с резко возросшими требованиями к цветным и редким металлам, нерудному сырью и горючим ископаемым. По предварительным данным, за это время на территории республики было пробурено 3 млн. пог. м скважин (в том числе 150 глубоких опорных скважин структурно-параметрического назначения), пройдено около 500 тыс. пог. м поисково-разведочных штолен, территория республики была покрыта почти полностью геологической и геофизической съемками рабочих масштабов и, кроме того, за последнее десятилетие вступили в обращение материалы по аэровысотным и спутниковым съемкам. Одновременно изучались вещественный состав пород и руд, ископаемая фауна и флора, выполнялись детальные металлогенические, структурные и гидрогеологические исследования. В результате этих работ получен громадный фактический материал, который значительно углубил и расширил наши представления по геологии республики и смежных областей.

Важнейшими достижениями в области стратиграфии за последние десять лет следует считать двучленное деление метаморфического фундамента, выявление под отложениями среднего девона мощной сланцевой толщи, относимой условно к силуру-нижнему девону, поярусное биостратиграфическое расчленение девона, верхнего триаса, средней и верхней юры, нижнего мела и ряда подразделений верхнего мела, палеогена, неогена, антропогена, установление значительного перерыва и крупных тектонических перестроек внутри докембрия-верхнего кембрия, карбона, на границах триаса и юры, средней и верхней юры,

¹ Краткое изложение доклада на Конференции геологов АН Армянской ССР и Управления геологии Совета Министров Армянской ССР, Октябрь, 1977 г.

в середине и конце мела, в верхнем палеогене, на границах нижнего и среднего миоцена, нижнего и среднего плиоцена.

Ключевое значение для геологии республики имело установление перми, турона, коньяка и верхнего сенона в пределах Мегринского хребта (Центральный Зангезур); верхнего байоса, оксфорда и валанжина-готерива в Восточном Зангезуре; турона-коньяка, нуммулитового палеогена и чокрака-сармата с остатками *Hipparion mediterraneum* (данные покойного Дж. А. Оганесяна) в бассейне оз. Севан; байоса, келловея и сеномана в бассейне р. Тавуш; келловея и эоцена в бассейне нижнего течения р. Агстев; верхнего байоса-бата, келловея и верхнего оксфорда в междуречье Дебед и Агстев; нуммулитового олигоцена на склонах Базумского хребта; турона-сантона в Ширакском хребте; нижнего и среднего миоцена (чокракский, караганский и конжский горизонты) и сармата-мэотиса в западной части Араратской котловины (под лавовыми комплексами Арарата, Арагаца и Карсокого плато); нижнего миоцена (с остатками *Trilophodon ex gr. cooperi*) в бассейне среднего Аракса, а также находки *Elephas wüsti*, *Elephas trogontherii* *El. primigenius*, остатков питекантропа и ископаемого *Homo sapiens* в антропогеновых отложениях разных районов. Ценный вклад в обоснование возраста мезо-кайнозойских образований внесли исследования по определению абсолютного возраста изверженных пород.

Исследования в области магматической геологии позволили выделить циклы эффузивного магматизма в кембрии-докембрии (анкаванская толща и ее аналоги), в пермо-карбоне (аналоги кератофилов и порфиритов пермо-карбона Храмского массива), в нижней-средней юре (алавердская, шамшадинская, кафанская и неграмская вулканогенные толщи), в верхней юре-нижнем мелу, в туроне-нижнем сеноне, в палеогене (палеоцен—олигоцен), в миоцене и плио-плейстоцене, причем устанавливается приуроченность вулканической активности к периодам интенсивного прогибания геосинклиналей и коробления коры в целом.

Особняком стоят неовулканический андезито-дацитовый пояс, протягивающийся от Эгейского моря к Армянскому нагорью и далее в Западный Иран, пояс акчагыльских обратно намагниченных мантийных долеритовых базальтов, прослеживающийся от бассейна оз. Севан в междуречье Евфрата и Тигра и далее в Эфиопию. Заслуживает быть отмеченным факт приуроченности новейшего вулканизма к зонам интенсивных отрицательных аномалий силы тяжести (в редукции Буге). В исследованиях, посвященных вулканогенным образованиям, важное значение имело обоснование среднеплиоценового возраста вохчабердской толщи и ее аналогов, верхнеплиоценового возраста указанных выше долеритовых базальтов, среднечетвертичного возраста перлитов и обсидианов массивов г. Атис и Гутан-сар, олигоценового возраста субщелочных экструзий в поясе Степанаван—Дилижан—Красносельск.

Установлены интрузивные циклы: киммерийский в пределах Антикавказского и Севанского оротектонических поясов (ряд гранитоидных интрузий Алавердского, Шамшадинского, Алагезского, Разданского и Кафанского районов); новоальпийский—в палеогене-нижнем миоцене (ряд гранитоидных интрузий Центрального Зангезура, Баргушатского и Базумского хребтов, Присеванской зоны и др.) и в миоплиоцене (преимущественно малые субвулканические интрузии). Важное значение имело в этих исследованиях выяснение интрузивной (счлловой) природы крупных массивов микродиоритовых порфиритов в Центральном Зангезуре, на Ширакском и Базумском хребтах, а также обоснование плиоценового возраста габброидов, с которыми генетически связано Капутанокое апатит-магнетитовое месторождение.

Изучение офиолитовой формации дало возможность выделить одноименные пояса: Приараксинский (Вединский), Зангезурский, Севанский и предположительно—Прикуринский. При этом была доказана принадлежность главнейших массивов пород офиолитовых ассоциаций к нижнему сенону, подтверждено наличие мафитов-ультрамафитов в верхнем сеноне и палеогене (в виде протрузий), а также отмечены гальки этих пород в конгломератах альба и оксфорда, указывающих, очевидно, на возможность существования соответствующих пород юрского и более древнего возрастов. Обоснована автохтонность и относительная автономность развития выделенных офиолитовых поясов и приуроченность к ним интрагеосинклинальных зон в мелу и палеогене, а также приуроченность их к зонам значительных отрицательных аномалий силы тяжести.

По данным телесеismicческих исследований установлена трех-четырёхслойная модель инфраструктуры земной коры и средняя мощность коры порядка 52 ± 2 км (по другим данным 48 ± 3 км). По экспериментальным данным нижний слой коры состоит, вероятно, из антигоритовых серпентинитов и различных пород первичного габбро-базальтового состава. Средний слой коры представлен гранитоидами, в низах которого для отдельных регионов выделяется диоритовый слой (подслой); верхний слой коры объединяет все осадочные и вулканогенно-осадочные породы суммарной мощностью не более 6 км. Теоретически мощность литосферы в пределах Армянского нагорья достигает 80 ± 10 км. В верхней мантии на глубине 180—190 км прослеживается высокопроводящий слой, находящийся, вероятно, в полужидком состоянии (данные магнитометрических исследований, выполненных под руководством покойного проф. Ц. Г. Акопяна). Новейшие вулканы Армянского нагорья, дающие базальтовые лавы (с амфиболами), возможно, питаются из этого слоя.

В разрезе литосферы указанные офиолитовые пояса вырисовываются в виде мощных жиллообразно-дайкообразных тел, уходящих глубоко в мантию и незаметно сливающихся с мантийными массами.

По современным данным, Сомхето-Карабахская зона Антикавказского пояса Армении в западном направлении причленяется к Южным

Понтидам, а на юго-востоке периклинально замыкается в левобережье нижнего Аракса. Севанокий оротектонический пояс (с офиолитами) протягивается на запад—в Североанатолийскую зону, на юго-восток—в Центральный Карадаг и Южный Талыш в Иране; Среднеараксинский пояс прослеживается к Антиэльбурсу в Иране, а на западе—к Анти-тавру в Анатолии.

Малый Кавказ со своими продолжениями в бассейне верхнего и нижнего Аракса представляет в целом выгнутую к северу систему дугообразно расположенных и следующих друг за другом интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей, шириною 35—40 км каждая. В целом система этих дуг имеет ширину 180 км и прослеживается по простиранию примерно на 400 км (по дуге Карс—Горадис). Указанные зоны по простиранию ундулируют, граничат друг с другом разломами и флексурами глубокого заложения и развиты, кроме того, сетью поперечных и диагональных разломов, фиксируемых преимущественно на аэровысотных и космических снимках. К этим разломам приурочены очаги вулканов и землетрясений, минеральные воды и подавляющее большинство гидротермальных рудных месторождений.

Внешняя (север-северо-восточная) половина малокавказского орогена представляет собой типичную эвгеосинклиналь, а внутренняя, Приараксинская половина—миогеосинклиналь. С точки зрения новой глобальной тектоники эвгеосинклинальную зону Малого Кавказа можно рассматривать в некотором смысле как структуру, возникшую по модели Срединноатлантического хребта, т. е. как диапировую структуру, имеющую рифтовые впадины в сводовой части.

Существует закономерная связь между геологическими формациями (вернее, ассоциациями) и полезными ископаемыми на территории республики. Эти формации рассматриваются как системы или их множества, а полезные ископаемые—как компоненты этих систем.

С офиолитовыми формациями связаны магнетит, апатит, хромит, платина, алмазы, асбест, радиоляриты, пиролюзит. С туфо-порфиритовыми (спилито-кератофировыми) формациями пространственно связано колчеданное оруденение, с гранитоидами, являющимися комагматическими с вмещающими вулканогенными породами, связаны медные, полиметаллические и скарновые руды; с малыми кислыми интрузиями типа кварц-порфиров и их аналогов—оруденение золота, теллуридов, сложных полиметаллов и др.

С эвапоритовой формацией связаны каменная и калийные соли, с межгеосинклинальными формациями—рифогенные и доломитизированные известняки, с регрессивными формациями, завершающими отдельные геосинклинальные циклы и подциклы,—горючие ископаемые и др. Из вулканических образований большую ценность представляют различные лавы, пемзы, туфы, перлиты, шлаки и др. Артезианские воды связаны с новейшими отложениями межгорных впадин, с лавовыми потоками плио-плейстоцена связаны водотоки (безнапорные и полупонапорные субартезианские). Относительно небольшие скопления

природного газа ожидаются в антиклинальных структурах и стратиграфических ловушках в миоцене, в верхнем палеогене и мелу Араксинского пояса, которые должны в отдельных случаях дополнительно изучаться новыми, вполне современными геофизическими методами (ОГТ и др.).

Крупным достижением в изучении полезных ископаемых следует считать открытие и разведку промышленных месторождений медно-молибденовой, медно-золото-полиметаллической, золоторудной и железорудной формаций, уникальных месторождений бентонитов, перлитов, каменной соли, диатомитов, доломитов, магнезиальных огнеупоров, цеолитов, различных строительных материалов и горно-химического сырья.

Большое значение как для теории, так и для практики имело установление металлогенической зональности территории республики и металлогенической специализации отдельных геологических формаций.

Институт геологических наук АН Армянской ССР.

Управление геологии Совета Министров.

Ереванский политехнический институт им. К. Маркса

Поступила 17.XI.1977.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ, Ռ. Ա. ԱՌԱՔԵԼՅԱՆ, Ա. Ռ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ,

Ա. Թ. ՎԵՀՈՒՆԻ, Ջ. Ա. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Մ. Ա. ՍԱԹՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՌԱԳՈՒՅՆ
ՊԱՏԿԵՐԱՑՈՒՄՆԵՐԻ ԼՈՒՅՍԻ ՏԱԿ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում հակիրճ ձևով շարադրված են Հայկական ՍՍՀ ռեգիոնալ կոմպլեքսի ստրատիգրաֆիայի, տեկտոնիկայի, մագմատիզմի և ֆորմացիաների ուսումնասիրության ասպարեզում ձեռք բերված նվաճումները:

УДК 551.762.12+564.53

Н. Р. АЗАРЯН

УСТАНОВЛЕНИЕ БАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
В КАФАНСКОМ АНТИКЛИНОРИИ

Кафанский антиклинорий (юго-восточная часть Малого Кавказа), в ядре которого размещен Кафанский рудный район, издавна является объектом интенсивных геологических исследований, однако некоторые вопросы его геологического строения являются спорными и неуроченными и в наши дни. К таким вопросам относится и стратиграфическое расчленение мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ средней юры, которые до последних лет палеонтологически были охарактеризованы весьма слабо.

Детальные исследования по стратиграфическому расчленению среднеюрских образований Кафанского антиклинория принадлежат А. Т. Асланяну [3], Р. А. Аракеляну и Г. О. Пиджяну [2] и особенно В. Т. Акопяну [1]. А. Т. Асланян впервые на Малом Кавказе, и в Кафанском районе в частности, установил верхнебайосский возраст кварцевых андезито-дацитов. Р. А. Аракелян и Г. О. Пиджян нижнюю вулканогенную толщу отнесли к байосу, что было подтверждено позднее данными В. Т. Акопяна.

Весьма скудными были палеонтологические данные о среднеюрских отложениях этого района. Первая находка аммонита *Holcophylloceras mediterraneum* Ne p m. из туфопесчаников нижней части барабатумской свиты принадлежит А. Т. Асланяну. Позже в пачке тех же туфопесчаников, на правом склоне ущ. р. Каварт, северо-восточнее с. Арфик, В. Т. Акопяном были найдены *Nannolytoceras cf. ilalense* Strem. и *Tatrophylloceras ex gr. tatricum* Pusch (опр. М. Р. Абдулкасумзаде).

На основании этих находок из нижней части барабатумской свиты возраст последней был датирован верхним байосом. К этому возрасту относилась и верхняя часть свиты, которая палеонтологически не была охарактеризована. Первая находка аммонита из верхней части барабатумской свиты принадлежит В. Т. Акопяну и М. А. Сатиану. Ими в 1966 г. была найдена и любезно передана нам на определение хорошей сохранности *Calliphylloceras heterophylloides* (Opp.).

Все перечисленные выше аммониты имеют сравнительно широкий интервал геологического распространения и могут находиться как в байосских, так и в батских и келловейских отложениях.

В 1973—74 гг. на левом склоне ущелья р. Каварт, в верхней части барабатумской свиты, в пачке песчаников, известняков и глинистых сланцев нам удалось обнаружить многочисленные остатки головоногих

моллюсков, среди которых оказались руководящие виды нижнего бага, что позволило впервые в Кафанском антиклинории установить батские отложения.

Ниже приводится несколько обобщенный стратиграфический разрез барабатумской свиты, составленный по левому борту ущ. р. Капарт, напротив с. Арфик.

Над сильно измененными порфиритами нижней вулканогенной толщи, обнажающейся в ядре Кафанского антиклинория, налегают (снизу вверх):

1. Туфобрекчии серо-зеленые с прослоями песчаников в основании — 3 м.
2. Туффиты бурые, с прослоями туфопесчаников — 3,5 м.
3. Конгломерат межформационный, переходящий в мелкообломочные туфобрекчии и в грубозернистые песчаники — 6 м.
4. Песчаники мергелистые, серые, желтоватые или зеленоватые — 10 м.

Из верхней части этой пачки исходят вышеперечисленные аммониты, найденные А. Т. Асланяном и В. Т. Акопяном.

5. Туфопесчаники грубообломочные желтовато-серые — 4 м.
6. Линза грубообломочных туфобрекчий с прослоями туфов и туфопесчаников — 25 м.

В этой линзе, известной под названием «треугольник», нами встречены *Pseudophylloceras kudernatschi* (Hauer) и *Holcophylloceras zignodianum* (Orb.).

7. Кварцевые андезито-дациты зеленовато-серого цвета с прослоями туфов — 200 м.
8. Туфопесчаники желтовато-серые, рыхлые — 2 м.
9. Известняки плотные, светло-серые — 0,5 м.

Здесь встречены аммониты *Holcophylloceras zignodianum* (Orb.), *Ebrayiceras rursum* Buckman и *E. problematicum* (Gemellaro).

10. Туфопесчаники глинистые зеленовато-серые с прослоями глини и грубозернистых туфопесчаников — 3,5 м.

В этой пачке обнаружен *Ebrayiceras jactatum* Buckman. Отсюда, по всей вероятности, исходит и *Calliphylloceras heterophylloides* (Orb.), найденный В. Т. Акопяном и М. А. Сатяном.

11. Туфопесчаники мелкозернистые тонкослойные, полосчатые, с чередованием бурого, светло-серого и зеленого прослоев, местами ороговикованы — 7 м.

12. Кварцевые андезито-дациты, их туфобрекчии, туфы с прослоями туфопесчаников — 30 м.

Выше залегает трансгрессивная вулканогенно-осадочная толща верхнего оксфорда.

Анализируя весь существующий палеонтологический материал из барабатумской свиты, можно отметить, что известные из нижней части свиты аммониты не могут однозначно указывать возраст вмещающих их отложений, так как *Nannolytoceras cf. ilanense* Stresem. известен

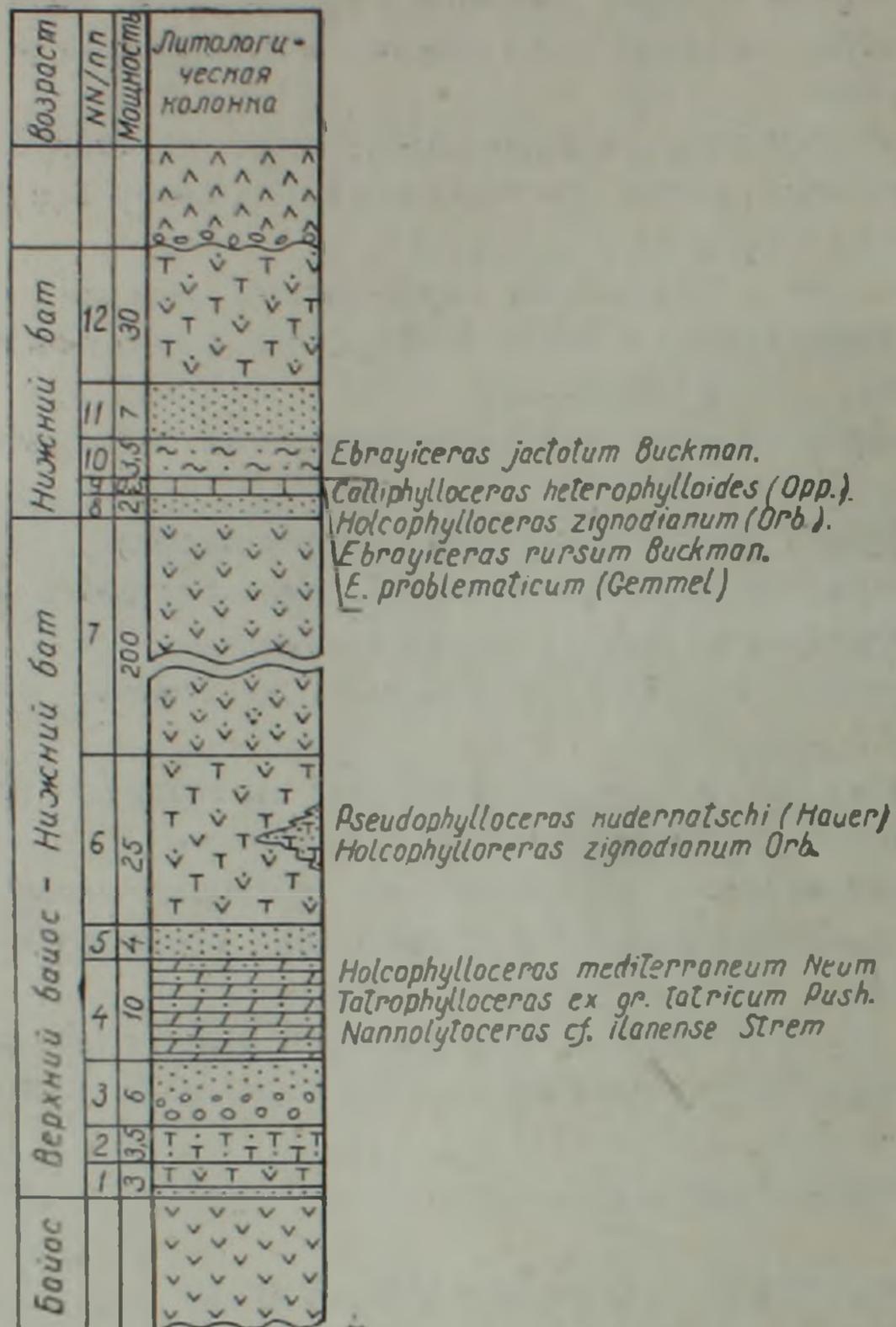


Рис. 1. Разрез верхнебайосских и нижнебатских отложений ущ. р. Каварт, у с. Арфик.

из ааленских отложений, а *Tatrophylloceras ex gr. tatricum* Pusch, характерный для келловея, вообще определен приближенно. Если допустить правоту этих определений, то возраст вмещающих их отложений должен быть датирован широким интервалом времени — от аалена до келловея включительно.

Другой аммонит *Holcophylloceras mediterraneum* Neum., упоминаемый А. Т. Асланяном из нижней части барабатумской свиты, несколько суживает этот возрастной интервал. Этот вид в Европе, Африке, на Мадагаскаре и в Индии встречается в отложениях бата и келловея и только в пределах Закавказья известен и из верхнего байоса. Аналогичное возрастное распространение имеет и *H. zignodianum* Orb., найденный нами в пачке № 6 вышеприведенного разреза. На основании последних двух видов, учитывая одновременно и тот факт, что в пределах Кафанского антиклинория келловейские отложения отсутствуют, возраст нижней части барабатумской свиты можно определить как верхнебайос-нижнебатский. Этот возраст подтверждается также найденной нами в пачке № 6 *Pseudophylloceras kudernatschi* (Hauer),

которая известна из верхнебайосских и в основном из батских отложений Восточных Альп, Карпат, Крыма, Кавказа и Сицилии.

Комплекс аммонитов из верхней части барабатумской свиты состоит из 5 видов. О *Holcophylloceras zignodianum* (Ogb.) было сказано выше, *Calliphylloceras heterophylloides* (Opp.) известен из байос (Франция, ФРГ, Закавказье)—батских (Балканский полуостров) отложений. Остальные три вида принадлежат малоизвестному, впервые обнаруженному в Советском Союзе роду *Ebrayiceras*, который характерен для нижнего и среднего бата Европы, Северной Африки и Ирана.

Ebrayiceras jactatum Buckman имеет очень узкое геологическое распространение и характерен для подзоны *macrescens* зоны *Zigzag* нижнего бата Средней и Южной Европы и Ирана (Эльбурс).

Ebrayiceras rursum Buckman имеет такое же распространение, а *E. problematicum* (Gemellaro) характерен для нижнего бата вообще.

Таким образом, последние три вида аммонитов точно датируют возраст вмещающих их отложений как нижнебатский и тем самым дают возможность впервые в Кафанском антиклинории выделить отложения батского времени.

Ниже приводится краткое описание представителей рода *Ebrayiceras* из батских отложений Кафанского района.

Ebrayiceras jactatum Buckman

Табл. I; фиг. 3а—б

1886. *Ammonites Parkinsoni inflatus* Quenstedt, стр. 620, табл. 73, фиг. 22.
 1920—1928. *Ebrayiceras jactatum* Buckman, стр. 23, 24; табл. 769.
 1956. *Ebrayiceras jactatum* Arkell, стр. 141, табл. 17, фиг. 1, 2, 12, 13.
 1963. *Ebrayiceras jactatum* Wenzl, стр. 135, табл. 21, фиг. 6.
 1970. *Morphoceras jactatum* Hahn, стр. 40, табл. 5, фиг. 6.

Материал. Одно взрослое ядро хорошей сохранности. Обр. К-1.

Описание. Раковина средних размеров, уплощенная, с медленно возрастающими в высоту (1,3) оборотами. Начальные обороты сильно объемлющие (0,80), почти концентрические. Жилая камера занимает больше одного оборота и постепенно отходит от пупкового края, становится умеренно объемлющей (0,5), образует эксцентричный пупок. На взрослых оборотах высота превышает толщину ($V:T=1,2$), а в начальных—наоборот. Пупок до диаметра 53 мм умеренно узкий, глубокий, ступенчатый с отвесными, низкими стенками. Боковые стороны умеренно выпуклые, на жилой камере—почти плоские. Максимальная толщина наблюдается у пупкового края. Наружная сторона округлая, широкая.

Размеры:	Д = 76 мм (100)	50 мм (100)
	В = 24 мм (31,6)	23 мм (46)
	Т = 20 мм (26,3)	19 мм (38)
	П = 35 мм (46)	11 мм (22)

Соотношение ребер — 4.

Ребра начинаются на пупковой стенке, увеличиваясь в мощности, переходят через пупковый край и приобретают форму бугорков. На взрослых оборотах бугорки растягиваются и образуют толстые, высокие, отклоненные вперед внутренние ребра. Последние доходят до нижней четверти высоты оборота, расширяются и, уменьшаясь в высоту, в нижней трети оборота делятся на 3 или 4 ветви, образуя пучки. В средней части боковой стороны ребра выражены слабее. Внешние ребра расположены теснее, с промежутками, почти равными им. К наружному краю ребра еще больше наклоняются вперед и переходят на наружную сторону оборота. Здесь проходит слабо выраженная гладкая бороздка, вдоль которой ребра располагаются чередуясь. На жилой камере скульптура сглаживается, появляется волнистость. Пережимов на внутренних оборотах не наблюдается, а на жилой камере наблюдается несколько углубленная вдавленность, напоминающая пережим.

Замечания и сравнения. Родовая принадлежность описанного вида не совсем ясна. В. Дж. Аркелл и Дж. Венд (см. синонимику) считают, что этот вид является переходной формой между *Morphoceras* и *Ebrayiceras*. В. Хан склонен отнести *jactatum* к роду *Morphoceras*. На описанном образце не сохранилось устье и поэтому мы не можем решить этот спор.

От близкого *Ebrayiceras pseudoanceps* (E b r a y) описанный вид отличается большим количеством и менее выдающимися наружными ребрами, а также более гладкой средней частью боковой стороны. От *E. vaschaldi* (Reynes) (Collot, 1880, стр. 27; B u c k m a n, 1909—1930, табл. 321) *E. jactatum* B u c k. отличается наклоненными вперед ребрами.

Геологический возраст и географическое распространение. Нижний бат (зона *Zigzag*, подзона *macrescens*). Англии, Германии, Франции, Сицилии, Ирана (Эльбурс).

Местонахождение. Армянская ССР, г. Кафан, ущ. р. Каварт. Туфопесчаники (пачка № 10) верхней части барабатумской свиты. Нижний бат.

Ebrayiceras problematicum (G e m m e l l a g o)

Табл. I; фиг. 2а—б

1877. *Pertsphinctes problematicum*; G e m m e l l a g o, стр. 145, табл. 19, фиг. 1.

1887. *Ammonites Parkinsoni inflatus*; Q u e n s t e d t, стр. 774, табл. 87, фиг. 23.

1966. *Ebrayiceras sulcatum*; S t u r a n i, стр. 38, только табл. 11, фиг. 4—5.

1970. *Ebrayiceras cf. problematicum*; H a h n, стр. 46, табл. 6, фиг. 78 (см. синонимику).

Материал. Одно ядро удовлетворительной сохранности. Обр. К-2.

Описание. Раковина небольших размеров, средней толщины (при внутренних оборотах вздутая) с умеренно-медленно (1,33) нарастающими в высоту оборотами. Начальные обороты сильно объемлющие. Жилая камера, которая занимает почти полный оборот, постепенно отходит от пупкового края и становится слабо объемлющей (0,28). Боковые стороны дугообразно выпуклые, на жилой камере умеренно вы-

пуклые и переходят через округлый, но довольно резкий пупковый край на вертикальную, невысокую пупковую стенку. Переход на дугообразно-округлую наружную сторону плавный. Максимальная толщина находится в нижней части боковой стороны, у пупкового края. Пупок умеренно широкий на внутренних оборотах, а при наличии жилой камеры широкий, ступенчатый.

Размеры: Д=34 мм (100), В=12 мм (35,3), Т=10 мм (29,4), П=13 мм (38). Соотношение ребер—1,8.

Скульптура состоит из коротких, мощных, грубых внутренних ребер, количество которых на последнем обороте доходит до 30. Начинаются они на пупковом крае и при переходе в боковую сторону резко вздуваются и образуют острые удлиненные бугорки. Непосредственно за бугорками ребра вилообразно разветвляются и отклоняются от радиуса вперед. Обычно задняя ветвь является продолжением основного ребра и имеет более радиальное направление, тогда как передняя ветвь, отчленяясь от основного, сравнительно резко отклоняется вперед. В средней части боковой стороны передняя ветвь выпрямляется и, протягиваясь параллельно задней, доходит до наружного края. Встречаются и простые ребра. Из 10 последних ребер у описанного образца—2 простых. Межреберное пространство шире самих ребер. Внешние ребра переходят на наружную сторону раковины, вздуваются и прерываются узкой, но четко выраженной бороздкой.

Замечания и сравнения. Жилая камера описанного аммонита несет на себе следы прижизненного повреждения, которые привели к нарушению нормального развития скульптуры и появлению «боковой бороздки». Ввиду ограниченности объема статьи это явление здесь не будет затронуто.

Описанный вид отличается от *Ebrayiceras sulcatum* (Zieten) (1830, стр. 6—7, табл. 5, фиг. 3) меньшим количеством и более грубыми внешними ребрами, отсутствием трехветвистых и наличием простых ребер. От *E. rursum* В и с к т а п отличается отсутствием трехветвистых ребер и большим наклоном вперед. У сравниваемого вида отсутствуют простые ребра.

Геологический возраст и географическое распространение. Нижний бат Германии, Франции и Сицилии.

Местонахождение. Армянская ССР, г. Кафан, ущ. р. Каварт. Известняки (пачка № 9) верхней части барабатумской свиты. Нижний бат.

Ebrayiceras rursum В и с к т а п

Табл. 1, фиг. 1а—б

1920. *Ebrayiceras rursum* В и с к т а п, том III, часть XXIII, стр. 23, табл. 758.
 1933. *Morphoceras (Ebrayiceras) pseudo-anceps*: Р о т а п, стр. 66, табл. 2, фиг. 11, 12 (поп фиг. 10).
 1955. *Ebrayiceras rursum*: А г к е л л, стр. 140, табл. 17, фиг. 14, 15.
 1966. *Ebrayiceras rursum*: С т у г а н л, стр. 39, табл. 11, фиг. 8.
 1970. *Ebrayiceras rursum*: Н а н н, стр. 45, табл. 6, фиг. 10—14.

Материал. Одно ядро удовлетворительной сохранности. Обр. К-3.

Описание. Раковина небольшая, вздутая, с умеренно нарастающими в высоту (1,4), умеренно объемляющими (0,5) оборотами, поперечное сечение которых почти округлое. Внутренние обороты поперечно-овальные с преобладанием толщины над высотой. Боковые стороны на внутренних оборотах выпуклее, чем на жилой камере. Максимальная толщина у пупкового края. Пупок широкий, ступенчатый.

Размеры: Д=23 мм (100), В=9 мм (39), Т=10 мм (43,5), П=10 мм (43,5); соотношение ребер—2,5.

Скульптура состоит из коротких бугоркообразных внутренних ребер, которые начинаются на пупковых стенках, вздуваются на пупковом перегибе и разветвляются на 2 или 3 ветви. В нижней половине боковой стороны ребра слабо отклонены вперед, а далее они приобретают радиальное направление и, усиливаясь в мощности, переходят на наружную сторону и прерываются у широкой наружной бороздки, располагаясь вдоль нее друг против друга. Ребра в основном двухраздельные, но часто встречаются и трехветвистые, а также дополнительные. Последние немного короче остальных внешних ребер и не доходят до места ветвления внутренних. Простые ребра не наблюдаются. В одном случае третья ветвь появляется не в нижней части боковой стороны, где происходит ветвление внутренних ребер, а отходит от второй ветви у наружного края.

Замечания и сравнения. Отличие от *Ebrayiceras problematicum* Gemmella го) дается выше, при описании последнего. От *E. sulcatum* (Zieten) (Hahn, 1970, стр. 42, табл. 6, фиг. 1—6) отличается более эволютными внутренними оборотами, менее густыми и более грубыми ребрами. *E. filicosta* Wetzel, имеет более густые и тонкие ребра, чем *E. sulcatum* (Zieten).

Геологический возраст и географическое распространение. Нижний бат (зона *Zigzag*, подзона *macrescens*), Англии, Германии, Франции, Португалии.

Местонахождение. Армянская ССР, г. Кафан, ущ. р. Каварт. Основание песчано-глинистых отложений с прослоями известняков верхней части барабатумской свиты. Нижний бат.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

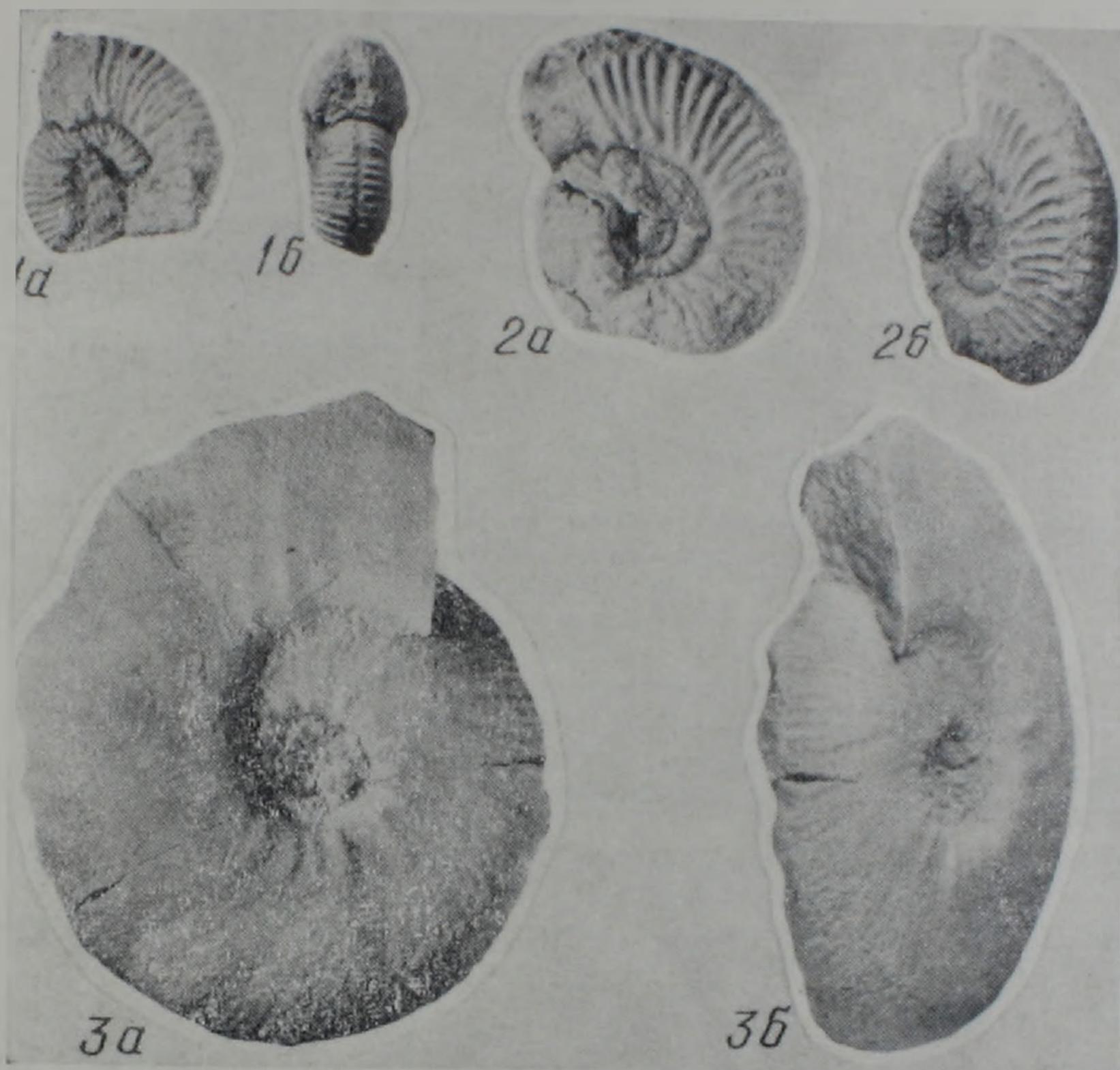
Поступила 25.III.1977.

Ն. Ռ. ԱԶԱՐՅԱՆ

ԲԱԹԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ԲԱՑԱՀԱՅՏՈՒՄԸ ՂԱՓԱՆԻ ԱՆՏԻԿԼԻՆՈՐԻՈՒՄՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Բարաբաթումի շերտախումբը, որը մերկանում է Ղափանի անտիկլինորիումի միջուկում, մինչև այժմ դասվում էր բայոսի հասակին: Հեղինակի կատարած հետազոտությունների ժամանակ այդ շերտախումբում հայտնաբեր-



Фиг. 1а—б. *Ebraylceras rursum* Вискман; Обр. К—3. а — боковая сторона б—наружная сторона и сечение оборота. г. Кафан, ущ. р. Каварт. Известняки (пачка № 9) верхней части барабатумской свиты. Нижний бат.

Фиг. 2а—б. *Ebraylceras problematicum* (Геммеллаго); Обр. К—2. а — боковая сторона, б—наружно-боковой вид раковины с прижизненным повреждением и аномальной боковой «бороздкой». Местонахождение и возраст те же.

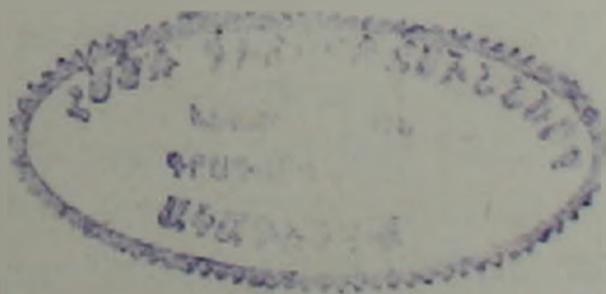
Фиг. 3а—б. *Ebraylceras jactarum* Вискман; Обр. К—1. а — боковая сторона, б—наружно-боковой вид. Местонахождение (пачка № 10) и возраст те же.

վել են ամոնիտների ղեկավարող տեսակներ, որոնք հնարավորություն տվեցին ճշտելու բարաբաթումի շերտախմբի հասակը և Ղափանի հանքային շրջանում անջատել բաթի հասակի նստվածքներ:

Հողվածում բերված են *Ebrayiceras jactatum* Buckman, *E. rursum* Buckman և *E. problematicum* (Gemmellaro) տեսակների նկարագրությունը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
2. Аракелян Р. А., Пиджян Г. О. Новые данные о генезисе и возрасте оруденения Кафанской группы месторождений. ДАН Арм. ССР, т. XXII, № 1, 1956.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
4. Arkell W. T. Monograph of the English Bathonian Ammonites. „Palaeontogr. soc.“. London, 1951—1969.
5. Buckman S. S. Inrksire type Ammonites. London, 1909—1930.
6. Collot L. Description geologique des environs d'Aixen-Provence. Montpellier, 1880.
7. Gemmellaro G. Sopra alcune guirese e Italiche di Sicilia. Palermo, 1872—1887.
8. Hahn W. Die Parkinsonidae S. Buckman und Morphoceratidae Hyatt (Ammonitidae) des Bathoniums (Brauner Tura) im sudwestdeutschen Jura. „Jh. geol. Landesamt.“, № 12, 8 abb. Baden-Wurtemberg, 1970.
9. Quenstedt F. Die Ammoniten des schwabischen Jura. Bd. I. Der Scherzer Jura, Bd II. Der Braune Jura. Stuttgart, 1886—1887.
10. Roman F. Note sur le Bathonien inferieur du Djebel-Sekika pres Nemours (depart.-b'Oran). „Bull. Soc. Geol. France“, t. III, № 1—2. Paris, 1933.
11. Sturani C. Ammonites and stratigraphy of the Bathonian in the Digne-Barreme area (South-Eastern France, dept. Basses-Alpes). „Bull. d. Soc. Paleontologica Italiana“, vol. 5, № 1, 1966.
12. Wendt J. Stratigraphisch-Palaotogische Untersuchungen im Dogger Westriziliens „Bull. d. soc. Paleontologica Italiana“, vol. 2, № 1, Modena, 1963.
13. Zieten C. Die Versteinerungen Wurtemberg. Stuttgart, 1830—1833.



УДК 550.34(100)

Г. П. ТАМРАЗЯН

ЛУННЫЕ ПРИЛИВЫ КАК ГЛАВНЫЙ РЕГУЛЯТОР ГЛОБАЛЬНОЙ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПЕРИОДИЧНОСТИ ЗЕМЛИ

Проблема возможной связи сейсмичности Земли с лунно-солнечными приливами не нова, и, несмотря на это, все же до сих пор отсутствует хотя бы частичное, но однозначное ее решение. Обычно рассматриваются отдельные, часто небольшие районы Земли, причем с охватом преимущественно средних и сильных землетрясений (в целом с магнитудами $M < 8$); сильнейшие же землетрясения ($M \geq 8$) являются как бы эпизодическими для отдельных районов, где они происходят очень редко или не бывают вообще. Между тем глобальный сейсмический облик планеты создается немногочисленными слабыми и средними и даже не немногочисленными сильными землетрясениями. Наибольшее количество всей высвобождающейся сейсмической энергии планеты приходится на сильнейшие землетрясения (с $M \geq 8$). Это позволяет судить об общем сейсмическом облике всей планеты в целом и отдельных ее регионов на основе анализа одних только сильнейших и сильных землетрясений, которые определяются наиболее полно (рис. 1). Многочисленные же мелкие (обычно местные) сейсмические толчки, число которых достигает многих тысяч и десятков тысяч в год и которые трудно поддаются учету, почти не влияют на общий сейсмический режим Земли.

Рассмотрим распределение количества землетрясений и их суммарной энергии по всему земному шару на начало 1977 г. на основе проведенного нами анализа за все время массовых инструментальных наблюдений (1897—1976 гг.). Этот анализ показывает следующее (табл. 1). На долю землетрясений с магнитудой $M \geq 8$ приходится 65—75% всей сейсмической энергии планеты. На долю же землетрясений с $M \geq 7$ приходится уже 90% и более сейсмической энергии планеты. Следовательно, анализ землетрясений с магнитудой $M \geq 7$ позволяет охватить исследованиями более 90% сейсмоэнергетического потенциала Земли и тогда особенности в распределении энергии таких землетрясений тем самым являются глобальными, характеризующими основной сейсмический фон планеты. Поскольку на долю землетрясений с $M \geq 7,9$ приходится 70—80% всей сейсмической энергии планеты (рис. 1), то изучение уже только этой группы сильнейших землетрясений позволяет судить об общем сейсмическом режиме всей Земли. Анализ этих сильнейших землетрясений позволяет выявить ряд интересных и важных закономерностей, ранее неизвестных и имеющих существенное значение для геотектоники и теории о современном развитии планеты.

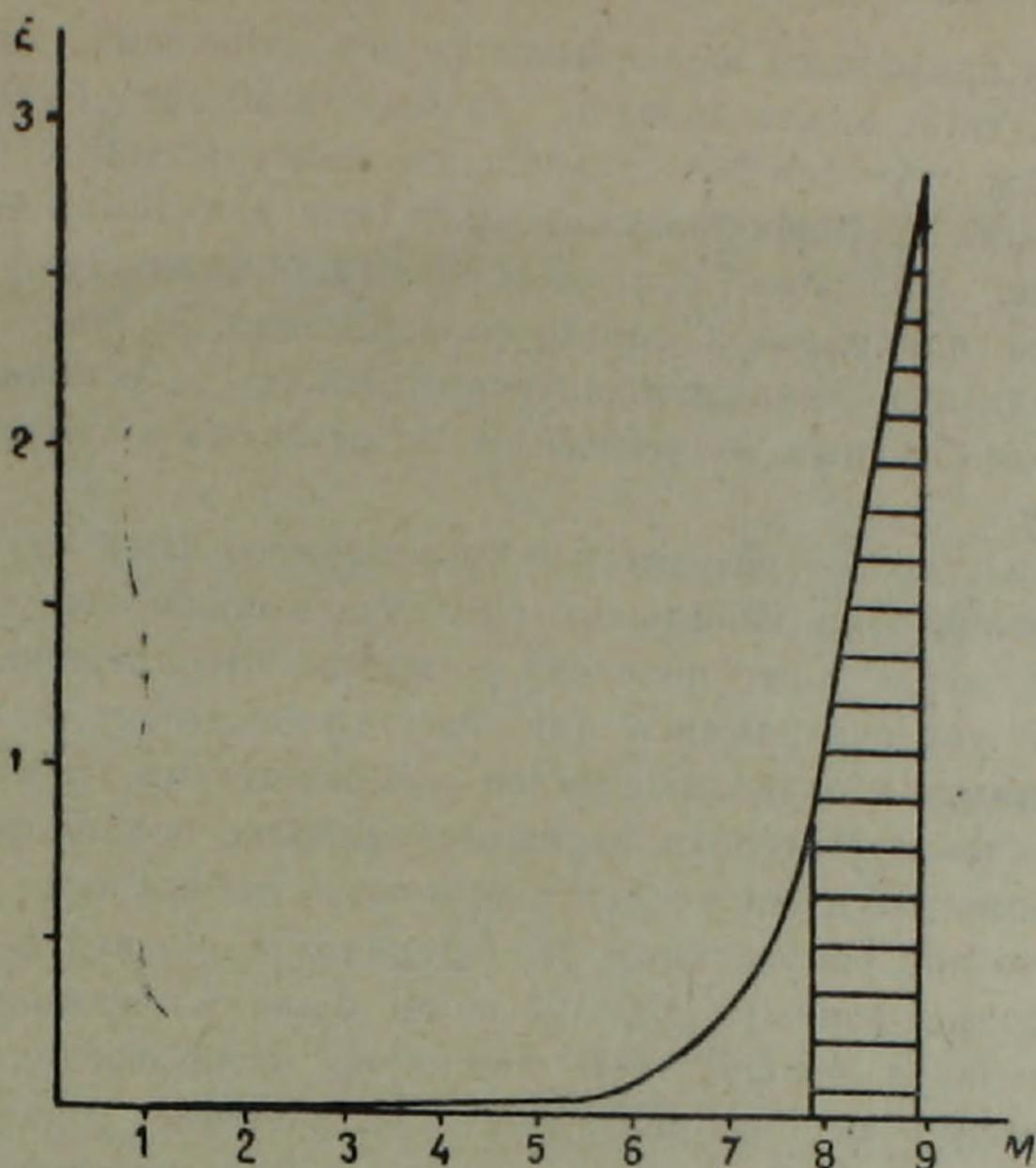


Рис. 1. Среднегодовое количество энергии всех землетрясений планеты по группам магнитуд (через 0,5 М) по материалам 1897—1976 гг. E —сейсмическая энергия, в 10^{24} эрг/год на каждую группу магнитуд (в интервале 0,5 М). Заштриховано—сейсмическая энергия, высвобожденная сильнейшими землетрясениями ($M=7,9-8,9$) и анализируемая в статье.

Таблица 1

Общеплечетарное среднегодовое число землетрясений и их суммарная энергия по отдельным группам магнитуд (1897—1976 гг.).

Группа магнитуд	Число землетрясений	Суммарная годовая энергия, E	
		в 10^{23} эрг/год	в %
8,5—8,9	0,3—0,4	18—35	65—75
8,0—8,4	0,8—1,5	10—20	
7,5—7,9	3—4	6—9	18—24
7,0—7,4	10—15	4—5	
6,5—6,9	30—50	2—3	5—7
6,0—6,4	60—140	1—1,3	
Менее 6	десятки и сотни тысяч	0,4—1,2	2—3

В данной статье нами рассматриваются все сильнейшие нормальные, промежуточные и глубокофокусные землетрясения ($M \geq 7,9$) планеты за 1903—1976 гг. (за 74 года), и, кроме того, нормальные землетрясения также и за 1897—1902 гг. Поскольку 80% всей сейсмичес-

кой энергии приходится на нормальные землетрясения, то можно считать, что в статье анализированы данные за 80 лет (1897—1976 гг.). За эти 80 лет отмечено 214 сильнейших землетрясений с $M \geq 7,9$.

Основными приливообразующими телами для Земли являются Луна и Солнце. Поскольку приливообразующая сила Луны в 2,2 раза больше, чем приливообразующая сила Солнца, и тем самым Луна является главным приливообразующим телом, то основное внимание уделим именно лунным воздействиям, не оставляя в стороне и солнечное влияние.

Одним из важных результатов проведенного нами анализа является установление принципиального различия в сеймотектоническом режиме материковых и океанических регионов, что связано, вероятно, с существенно различающимися для них глобальными напряжениями, усиливающимися и ослабляющимися в соответствии с их тектонической активностью. Материки являются наиболее подвижными крупными геоморфологическими элементами земной поверхности (принимается даже, что они могут, хотя бы временами, подвергаться горизонтальным перемещениям). Как бы то ни было возможности к активности у материков больше, чем у типично океанических регионов, и они более всего способны реагировать на внешние (приливообразующие) воздействия. Океанические регионы в этом отношении иные.

Это различие материковых и океанических регионов учитывается при выделении главных сеймотектонических областей Земли, где в XX веке произошли землетрясения с $M = 7,9—8,9$ или лишь несколько меньше (рис. 2). Таких областей выделено шесть. Из них пять являются материковыми (или их обрамлениями). К ним относится, прежде всего, Евразия, где расположены все материковые очаги и очаги внутренних морей (Средиземного, Черного и Каспийского); сюда же можно отнести и очаги небольшой территории северо-западной части Африки. Сильные землетрясения в Евразии происходят в полосе от Испании и Эгейского моря на западе до Китая на востоке. К материковым областям отнесено интенсивно раздробленное Восточно-Азиатское прибортовое окаймление, которое включает Японские, Филиппинские и Большие Зондские острова и морские участки вблизи них, вплоть до побережья азиатского материка. При этом на долю Филиппинских и Больших Зондских островов и прилегающих районов приходится всего 15—20% всей сейсмической энергии Восточно-Азиатского окаймления и 5% всей сейсмической энергии Земли. Основная же часть сейсмической энергии области приходится на Японские острова и прилегающие морские участки. К материковой сейсмической области, кстати, связанной также с Азией, отнесено сочленение (стык) Азиатского и Американского материков, охватывающее Камчатку, Аляску, Курильские и Алеутские острова и прилегающие участки (обычно морские).

В качестве четвертой материковой области выделена Южная Америка. К материковым областям отнесена сейсмоактивная область Цент-

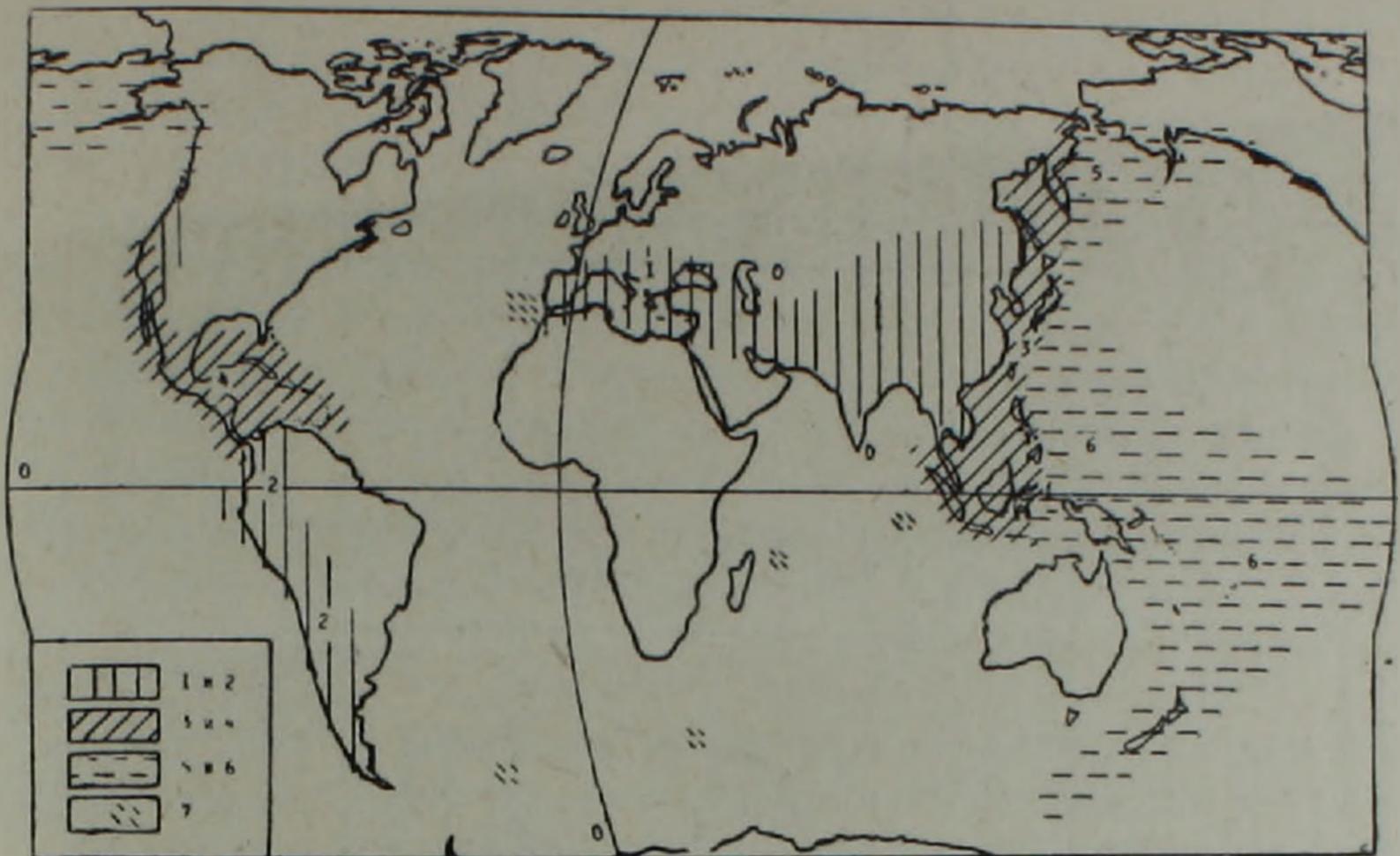


Рис. 2. Главнейшие сейсмоактивные области Земли, где в XX веке происходили землетрясения с магнитудой $M=7,9-8,9$ или несколько меньше. Материковые области и их краевые окаймления (борта): 1—Евразия, 2—Южная Америка, 3—Восточно-Азиатское прибортовое окаймление, 4—Центральная Америка, Вест-Индия и прилегающие районы, 5—сочленение (стык) Азиатского и Американского материков; океанические области: 6—Западно-Тихоокеанская, 7—отдельные очаги сильнейших землетрясений вне выделенных областей (обычно в океанах).

ральной Америки, охватывающая, кроме самой территории Центральной Америки, с прилегающими морскими районами, также Большие и Малые Антильские и Багамские острова, Мексиканский залив и Карибское море. Типично океанической областью является Западно-Тихоокеанская.

Вне этих шести главных сейсмических областей имеются лишь разрозненные немногочисленные очаги сильнейших землетрясений (с $M \geq 7,9$), находящиеся в различных районах (обычно в океанах); на их долю приходится немногим более 2% всей сейсмической энергии планеты. Кроме того, известны многие другие сейсмические районы (например, срединноокеанические хребты, валы и т. д.), где распространены землетрясения, магнитуда коих, однако, сравнительно незначительна (обычно $M=5-6$, редко больше); на долю этих районов приходится ничтожное количество общепланетарной сейсмической энергии Земли. Проведенный анализ выявил следующие особенности.

Все материковые области и их бортовые окаймления в течение лунных суток имеют обычно два максимума выделения сейсмической энергии (рис. 3). Один из них, являясь четким и для всех материковых областей почти единым, приурочен ко времени нахождения Луны у горизонта при ее восхождении (18 ± 2 часов местного лунного времени). За эти четыре часа у этого горизонта (между 16—20 часами местного

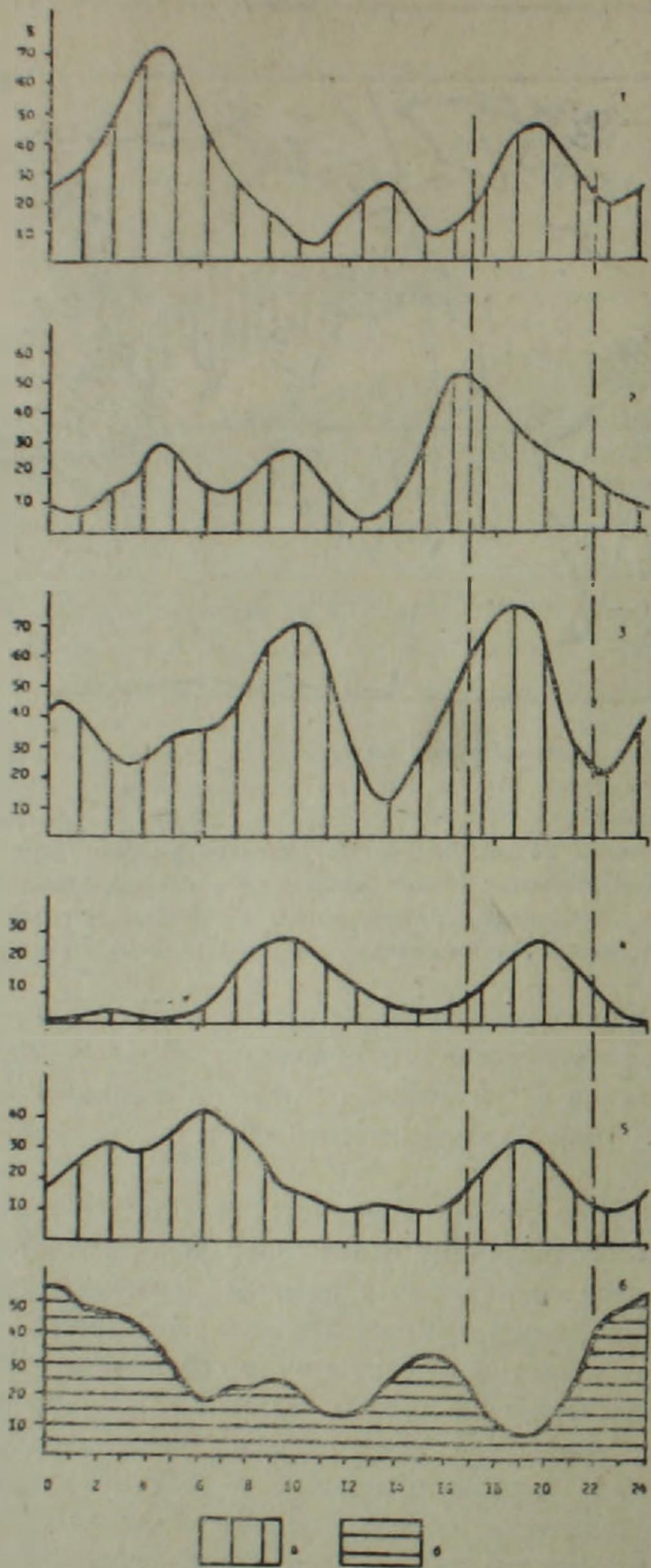


Рис. 3. Внутрисуточное распределение по местному лунному времени сильнейших землетрясений мира (1903—1976 гг., $M \geq 7,9$, для нормальных землетрясений—1897—1976 гг.). E —энергия землетрясений по дважды скользящим «трехчасовкам» (в 10^{23} эрг/час), T —местное лунное время, исчисляемое от момента прохождения Луны через местный меридиан в зените. а—материки и их раздробленные окаймления: 1—Евразия, 2—Южная Америка, 3—Восточно-Азиатское прибортовое окаймление, 4—Центральная Америка, 5—сочленение (стык) Азии и Америки; б—океаническая область: б—Западно-Тихоокеанская.

лунного времени) выход сейсмической энергии (925×10^{23} эрг) в 2,5 раза превышал выход сейсмической энергии в условиях, когда Луна вскоре после этого оказывалась вблизи зенита (22—24 и 0—2 часа местного лунного времени). Этот изумительный результат, касающийся одновременно всех материковых регионов, разбросанных далеко друг от друга на Земле, весьма отчетлив (рис. 4). Никогда в другое время лунных суток не освобождалось сразу столько сеймотектонической энергии Земли. А ведь это результат, осредненный для всех материковых областей и их бортов. Особенно характерна Южная Америка (рис. 3), где в течение 16—20 часов местного лунного времени (у горизонта) освободилось в 7 раз больше сейсмической энергии, чем вскоре у зенита (22—24—2 часа местного лунного времени), и в 10 раз больше энергии, чем до этого вблизи надира (10—14 часов местного лунного времени).

В отличие от Южной Америки, недра которой как бы быстро пробуждались от пассивного состояния при нахождении Луны у горизонта (при ее восхождении), все другие материковые области и их окаймления выделяли основную сейсмическую энергию не только непосредственно у горизонта, но также и в первые 3—4 часа движения Луны от горизонта (18 ± 1 час) к зениту (0 часов). Таким образом при нахождении Луны на первой половине пути между горизонтом и зенитом (17—22 часов местного лунного времени) все материки, без исключения, дружно активизировали выход сейсмической энергии из своих недр (рис. 3). В это же время (17—22 часа) Западно-Тихоокеанская область находилась в состоянии завидного спокойствия, и, как бы вопреки материкам, в ее внутрисуточном режиме этому времени отвечал самый большой минимум выделения сейсмической энергии области (рис. 3).

Это принципиальное отличие материков и их бортов, с одной стороны, и типично океанических районов, с другой, в отношении их реакции на лунные приливы. Когда Луна находится у горизонта в отношении сейсмических очагов скалывающие тангенциальные усилия больше всего оказываются на неустойчивые и, возможно, как иногда говорят, блуждающие материки, тогда как типичные океанические области, не связанные с таким состоянием, почти не реагируют (или слабо реагируют) на эти тангенциальные напряжения, являющиеся типичными для материков.

Но для океанических районов приливные воздействия также сказываются, но уже в принципиально иных условиях. Для материков и их окаймлений приливные усилия Луны оказываются максимум тогда, когда материки находятся у горизонта по отношению к моменту ее кульминации, т. е. в условиях, когда горизонтальные усилия максимальны, а вертикальные минимальны. Для океанической Западно-Тихоокеанской области сейсмичность максимальна при нахождении Луны вблизи зенита, т. е. в условиях минимума горизонтальных и максимума вертикальных усилий и тем самым обратно тому, что отмечается

для материков, более всего предрасположенных к восприятию воздействий горизонтальных усилий. При нахождении Луны в нижней кульминации (надире) сейсмичность океанических районов не возрастает.

В Западно-Тихоокеанской области за 4 часа вблизи времени нахождения Луны в зените (между 22—24 и 2 часами) высвободилось в 3,5 раза больше сейсмической энергии (230×10^{23} эрг), чем за 4 часа до этого вблизи одного горизонта или впоследствии вблизи другого горизонта.

Кроме рассмотренного выплеска сейсмической энергии недр материков при нахождении Луны у горизонта и в первые часы после этого при ее видимом движении к западу, имеется и второй максимум выделения сейсмической энергии, который, в отличие от первого максимума, не совсем одновременен для различных материковых областей и их бортов, хотя опять таки в общем приурочиваясь ко времени прохождения Луны вблизи другого горизонта (от зенита к надире). Этот второй максимум менее энергичен, но зато более длителен, чем первый (рис. 3) и охватывает интервал между 4—10 часами местного лунного

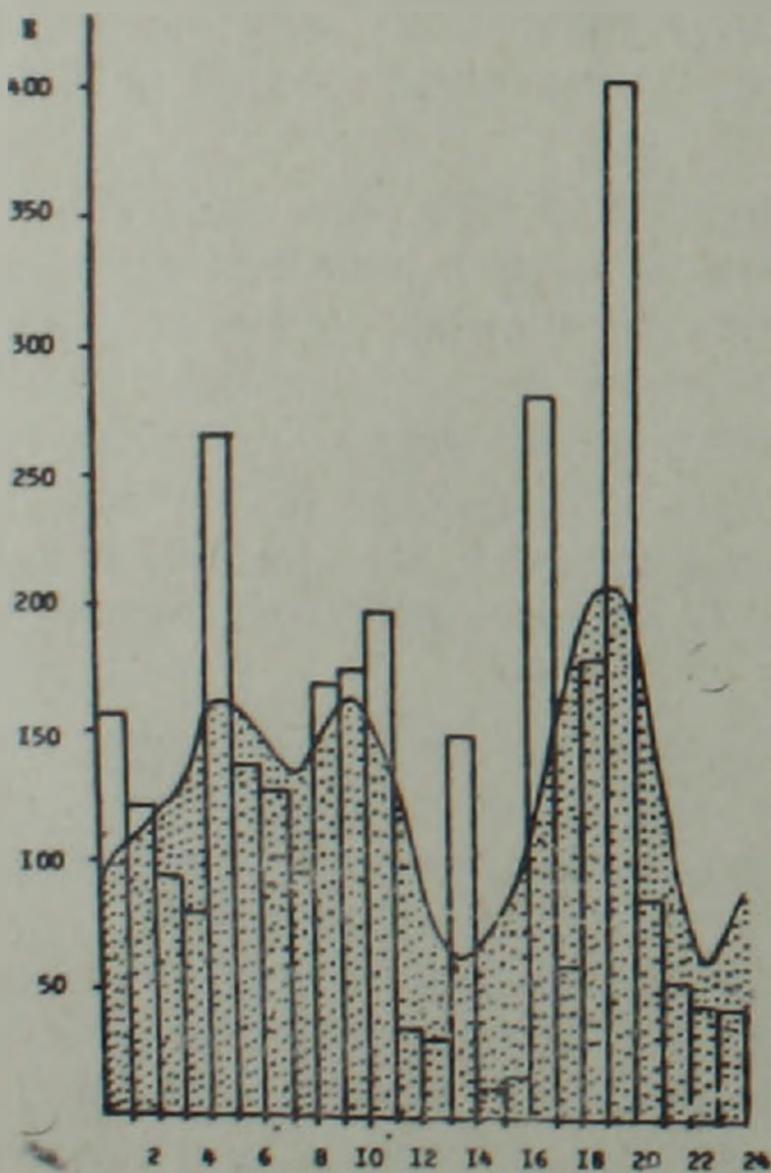
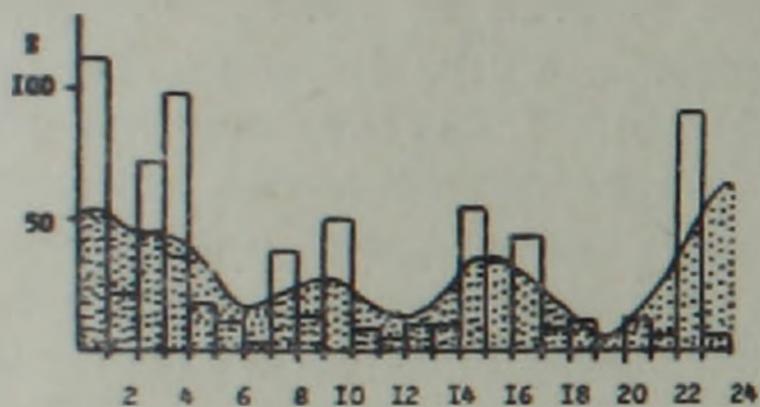


Рис. 4. Внутрисуточное распределение по местному лунному времени энергии сильнейших землетрясений мира (1903—1976 гг., $M \geq 7,9$; для нормальных землетрясений—1897—1976 гг.). E —энергия землетрясений по дважды скользящим трехчасовкам (в 10^{23} эрг/час), T —местное лунное время, исчисляемое от момента прохождения Луны через местный меридиан в зените. Внизу—совместно все материковые области и их прибортовые окаймления (Евразия, Восточно-Азиатское прибортовое окаймление, сочленение Азии и Америки, Южная Америка, Центральная Америка), вверху—типично океаническая Западно-Тихоокеанская область.

времени и по общей выделенной энергии лишь немного (на 1/3) отличается от первого максимума.

Типично океанические районы (Западно-Тихоокеанская область) имеют совершенно противоположный режим сейсмоактивности и у них сейсмоактивность резко возрастает при прохождении Луны через местный меридиан в зените и непосредственно после этого (после 22 и до 4—5 часов местного лунного времени). За эти 6 часов местного лунного времени (между 22 и 4 часами) выделилось 48% всей сейсмической энергии Западно-Тихоокеанской области, тогда как в остальные 18 часов (между 4 и 22 часами) выход сейсмической энергии в единицу времени был в 2,7 раза меньше. Огромные океанические просторы Западно-Тихоокеанской области, не находящиеся в достаточной мере в цепи единых глобальных общепланетарных (в основном горизонтальных) напряжений материков и их глубоких корней, реагировали на лунные приливы только в момент нахождения Луны вблизи зенита и в первые часы после этого.

Внутрисуточное распределение сейсмической энергии по местному солнечному времени (рис. 5), в отличие от распределения по местному лунному времени, не выявляя доминирующей компоненты, оказывается подавленным более сильной (в 2,2 раза) зависимостью сейсмоактивности от лунных приливов. Только лишь Евразия продолжает выявлять те же самые два максимума выделения сейсмической энергии при прохождении Солнца вблизи горизонта, как и при прохождении Луны (эти максимумы приурочены к времени нахождения Солнца у горизонта между 17—21 и 4—10 часами местного солнечного времени). Однако для других областей нет однозначной картины. Солнечные приливы, вследствие своей меньшей величины, по сравнению с лунными, имеют второстепенное значение. Но их роль все же заметна¹.

Солнечные приливы ослабляют лунные приливы, когда находятся в противофазе с ними. В противном случае они усиливают приливные воздействия. Рассмотрим вначале изменение глобальной сейсмоактивности Земли в условиях, когда оба светила (Луна и Солнце) находятся вблизи кульминации над очагами землетрясений. Проанализируем изменение сейсмоактивности Земли при условии, что моменты кульминации Луны и Солнца над очагами землетрясений отличаются друг от друга менее чем на 1 час 36 мин. (это отвечает изменению лунных фаз в течение двух дней). Примем, таким образом, солнечное местное время (t) почти постоянным ($t = 0 \mp 1$ час 36 мин. и $t = 12 \mp 1$ час 36 мин). В этом случае распределение сейсмической энергии материков и их бортов по часам местного лунного времени выявляет ту же картину усиления сейсмоактивности при прохождении Луны вблизи горизонта, что и в случае, когда не учитывается местное солнечное вре-

¹ Солнце, кроме приливного воздействия, возможно, оказывает еще какое-то пока не ясное влияние, компенсирующее слабость его приливного воздействия.

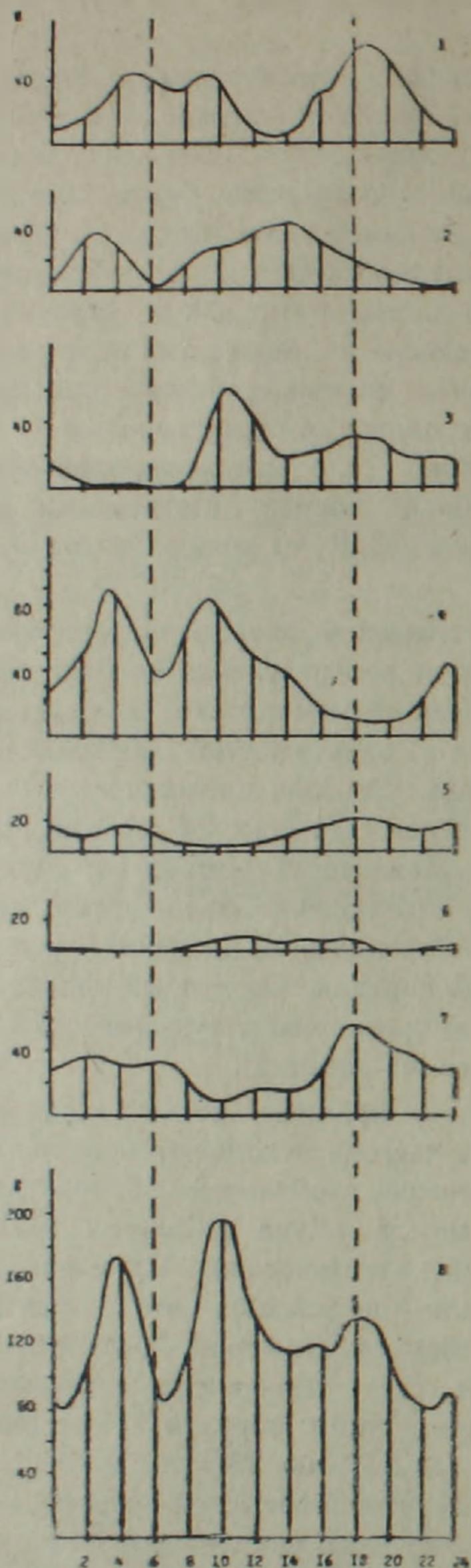


Рис. 5. Внутрисуточное распределение по местному солнечному времени энергии сильнейших землетрясений мира (1903—1976 гг., $M \geq 7,9$; для нормальных землетрясений—1897—1976 гг.). Е—энергия землетрясений по дважды скользящим трехчасовкам (в 10^{23} эрг/час), Т—местное солнечное время, исчисляемое от момента прохождения Солнца через местный меридиан в надире. Материковые области и их краевые окаймления: 1—Евразия, 2—сочленение (стык) Азии и Америки, 3—Южная Америка, 4—Восточно-Азиатское прибортовое окаймление, 5—Центральная Америка; океанические области: 6—отдельные очаги вне выделенных областей, 7—Западно-Тихоокеанская, 8—все материковые области и их бортовые окаймления.

мя. Однако учет определенного солнечного времени усиливает связь сейсмоактивности с приливными силами (рис. 6).

В интервале 18 ± 2 часа местного лунного времени, по сравнению с интервалами 12 ± 2 часа и 24 ± 2 часа тех же лунных суток, материк

и их раздробленные борта освобождают сейсмическую энергию больше в 2,1—2,6 раза в случае не учета местного солнечного времени и в 4,5—12 раз в условиях вышеотмеченного узко ограниченного и постоянного интервала местного солнечного времени ($t=0 \pm 1 \text{ h } 36'$ и $t=12 \pm 1 \text{ h } 36'$). Таким образом, эффект влияния приливных усилий Луны на сеймотектоническую активность материков и их бортов резко (в 4—12 раз) увеличивается при нахождении у горизонта Луны и одновременно Солнца. Без учета солнечных приливов этот эффект больше всего лишь в 2—2,6 раза.

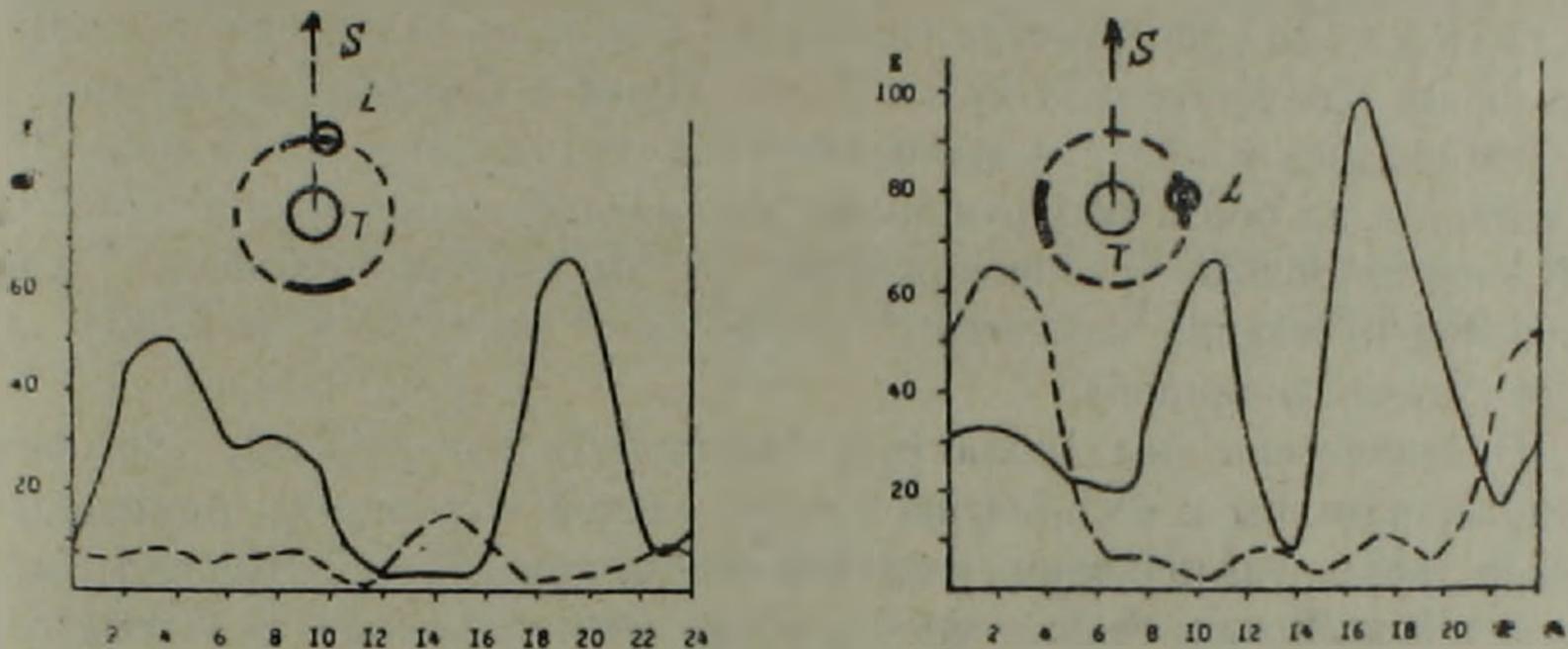


Рис. 6. Изменение сейсмоактивности Земли по местному лунному времени, но при фиксированных положениях Солнца. Слева—Луна и Солнце находятся в кульминации в близкое время (разница во времени менее 1 час 36 мин.); это отвечает интервалам синодического месяца: 12 дней 19 часов—16 дней 19 часов и 27 дней 13 часов—2 дня. Справа—Луна и Солнце находятся в кульминации при максимальном удалении во времени друг от друга (очаговые области землетрясений находятся в интервале $0 \pm 1 \text{ час } 36 \text{ мин}$ от момента прохождения Солнца через горизонт); это отвечает интервалам синодического месяца: 5 дней 10 часов—9 дней 10 часов и 20 дней 5 часов—24 дня 5 часов. По вертикали отложен выход сейсмической энергии в 10^{23} эрг/час по дважды скользящим трехчасовкам, по горизонтали отложено местное приведенное время (в часах). Утолщенные линии—энергия материков и их бортов, пунктир—океаническая (Западно-Тихоокеанская) область. На врезке показаны положения Земли, Луны и Солнца (возможное положение Луны показано сплошной линией).

Нахождение Луны у другого горизонта по отношению к очагам землетрясений также усиливает сейсмоактивность материков, в особенности при нахождении у горизонта одновременно и Солнца. Так, в интервале 4—10 часов местного лунного времени, по сравнению с 10—16 часами этих же лунных суток, сейсмоактивность материков и их бортов возрастает в 2,3 раза при не учете положения Солнца и в 10 раз в случае нахождения вблизи горизонта не только Луны, но и Солнца.

Типично океаническая Западно-Тихоокеанская сейсмическая область не подчинена этим особенностям и в ее внутрисуточном режиме сейсмоактивности выявляются особенности, обратные тем, что наблюдаются у материков и их бортов.

Если Луна и Солнце находятся в кульминации не одновременно, а после четвертьоборота Земли, то недра последней находятся почти все

время под влиянием горизонтальных напряжений то лунного, то солнечного генезиса (что существенно для освобождения сейсмической энергии материков и их бортов) и того же генезиса вертикальных усилий (существенных для сейсмоактивности океанических районов). Недра Земли в это время расшатываются почти непрерывно, хотя амплитуда приливов меньше, чем в условиях одновременной кульминации обоих светил (Луны, Солнца). Рассмотрим условия, при которых Солнце находится для очаговой области не в кульминации, а вблизи горизонта (в интервале от нуля до $+1\text{ h } 36'$ от момента его прохождения через горизонт). Выход всей сейсмической энергии материков и их бортов в это время увеличивается в 1,5 раза по сравнению с условиями почти одновременной кульминации Луны и Солнца, а для Западно-Тихоокеанской области это увеличение составляет уже 2,5 раза. Но материки и их борта обнаруживают увеличение выделения сейсмической энергии только при прохождении Луны у одного горизонта (при движении от надира к зениту), где оно за 4 часа составило 45% от всего суточного рациона.

Океанические же области (Западно-Тихоокеанская), которые предрасположены к восприятию вертикальной компоненты приливных усилий, резко увеличивают свою сейсмотектоническую активность при нахождении Луны в зените (в это время Солнце находится у горизонта). В интервале от 2 до 4 часов после зенита (за 6 часов) выделилось 74% всего суточного рациона сейсмической энергии и это в единицу времени в 8,5 раза больше, чем в остальную часть лунных суток. Более того, за 4 часа вблизи времени нахождения Луны у зенита (0 ± 2 часа) в Западно-Тихоокеанской области высвободилось сейсмической энергии в 6—25 раз больше, чем в другие интервалы времени продолжительностью в 4 часа.

В целом солнечно-лунные приливы регулировали внутрисуточный выход сейсмической энергии Земли. При этом материковые области и их раздробленные бортовые окаймления освобождали глобальную сейсмическую энергию больше всего при нахождении Луны у горизонта и в первые часы после этого при ее движении к зениту или надиру. В противоположные интервалы времени лунных суток (вблизи зенита и надира и в первые часы последующего движения Луны) сейсмоактивность материков и их бортов была наименьшей. Типично океанические районы имели противоположный режим внутрисуточного высвобождения сейсмической энергии. Принципиальное отличие во внутрисуточном сейсмическом режиме материковых областей и их бортов и типично океанических районов связано с различными условиями проявления горизонтальной и вертикальной компоненты приливных сил. Тангенциальная компонента приливных усилий более всего сказывается в условиях, когда приливообразующее тело (Луна) находится у горизонта в отношении сейсмических очагов и так как наиболее подвижными геоморфолого-структурными элементами лика Земли являются материки, то именно они и их раздробленные борта проявляют тесную

связь высвобождения энергии своих недр с приливными воздействиями при этих обстоятельствах. Вертикальная же компонента приливных сил наиболее значительна при нахождении светила вблизи зенита и ей больше всего подвержены типично океанические районы, наиболее стабильные или наименее подвижные из крупных структурных единиц земной поверхности.

Вышеприведенные результаты получены впервые и они позволяют распознать еще одну из движущих сил развития Земли в тесном взаимодействии в окружающем космосе.

Армянское геологическое общество

Поступила 11.VII.1977.

Գ. Պ. ԹԱՄՐԱԶՅԱՆ

ՀՈՒՍՆԱՅԻՆ ՄԱԿՐՆԹԱՑՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ՈՐՊԵՍ ԵՐԿՐԱԳՆԴԻ ՍԵՅՄՈՒՄԻԱԿԱՆ ՄԱՐԳԵՐԻ ՀԱՄԱՐ: ՇԱՐԺՈՆԱԿ ՄԱՅՐԳԱՄԱՔՆԵՐՆ Ու ՆՐԱՆԳ ԵՂՐԵՐԸ ԱՌԱՎԵԼ ՄԵԾ ՔԱՆԱԿՈՒԹՅԱՄԲ ՍԵՅՄՈՒՄԻԱԿ ԷՆԵՐԳԻԱ ԵՆ ԾԵՐԲԱՂԱՏԵԼ ՄԱԿՐՆԹԱԳԱՅԻՆ ՈՒԺԵՐԻ ԽԱՆԳԵՆԳԻԱԼ ԲԱՂԱԳՐԻՆԻ ԱՌԱՎԵԼԱԳՈՒՅՆ ՈՒԺՈՒԹՅԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿ, ՈՐԸ ԽԵՂԻ Է ՈՒՆԵՆՈՒՄ ՍԵՅՄՈՒՄԻԱԿ ՕՋԱԽՆՆԵՐԻ ՆԿԱՄՄԱՄԲ ՀՈՒՍՆԻ ՀՈՐԻՂՈՆԻՆ ՈՒՈՒՄ ԽԵՍԱՆԵԼԻ ՉԱՐԺՄԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿ: ԻՍԿ ԱՄԵՆԱԿԱՅՈՒՆ, ԲՈՒՆ ՕՎԿԻԱՆՈՍԱՅԻՆ ՄԱՐԳԵՐԸ ԱՄԵՆԱՄԵԾ ՔԱՆԱԿՈՒԹՅԱՄԲ ԷՆԵՐԳԻԱ ԵՆ ԾԵՐԲԱՂԱՏԵԼ ՄԱԿՐՆԹԱԳԱՅԻՆ ՈՒԺԵՐԻ ՈՂՂԱԾԻԳ ԲԱՂԱԳՐԻՆԻ ԱՌԱՎԵԼԱԳՈՒՅՆ ԱՐԺԵՔԻ ՎԱՅՄԱՆՆԵՐՈՒՄ, ԵՐԲ ՀՈՒՍԱՄՈՒՆ ԳՄՆՎԵԼ Է ԳԱԳԱԹՆԱԿԵՄՈՒՄ:

Ա մ փ ո փ ու մ

Հուսնային մակրնթացությունները կարգավորում են Երկրագնդի սեյսմոտեկտոնիկ էներգիայի ելքը: Վերջինս տարբեր է մայրցամաքային և բուն օվկիանոսային մարզերի համար: Շարժունակ մայրցամաքներն ու նրանց եղրերը առավել մեծ քանակությամբ սեյսմիկ էներգիա են ձերբազատել մակրնթացային ուժերի տանգենցիալ բաղադրիչի առավելագույն ուժեղացման ժամանակ, որը տեղի է ունենում սեյսմիկ օջախների նկատմամբ Հուսնի հորիզոնին մոտ տեսանելի շարժման ժամանակ: Իսկ ամենակայուն, բուն օվկիանոսային մարզերը ամենամեծ քանակությամբ էներգիա են ձերբազատել մակրնթացային ուժերի ուղղաձիգ բաղադրիչի առավելագույն արժեքի վայմաններում, երբ լուսատուն գտնվել է գագաթնակետում:

УДК 549.31 (479.25)

Н. И. МАГАКЯН, С. О. КАРАГУЛЯН

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ТИПЫ РУД
ШАУМЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Шаумянское золото-полиметаллическое месторождение расположено в пределах Кафанского рудного поля в 3 км к востоку от одноименного медноколчеданного месторождения. С последним оно связано общностью условий образования, относясь, согласно систематике эндогенных золоторудных образований, предложенной Н. В. Петровской [7], к колчеданной формации, представленной золото-медноцинково-колчеданным типом.

Морфологически оруденение представлено достаточно четкими рудными жилами, локализованными в трещинах отрыва. Жилы, как правило, сопровождаются прожилково-вкрапленным оруденением и представляют вместе с последним единые рудные тела, мощность которых составляет 2—3 м, а в раздувах—до 10 м.

Минералогия Шаумянского месторождения изучалась рядом исследователей [1—6, 8].

В рудах месторождения обнаружено около 30 минеральных индивидов (табл. 1). Из них 6 являются широко распространенными¹, 13 встречаются повсеместно, но в малых количествах, а 10 отмечаются в единичных случаях.

Таблица 1

Качественно-минеральный состав руд Шаумянского месторождения

Широко распространенные	Менее распространенные	Спорадически встречающиеся
Пирит Сфалерит Халькопирит Кварц Карбонат Серицит	Галенит Теннантит Гессит Алтант Золото самородное Серебро самородное Лимонит Рутил Доломит Хлорит Барит Диккит Ангидрит (гипс)	Пирротин Станноидит Вюртцит Теллуросмугит Петцит Теллур самородный Сильванит Мелонит Калаверит Гематит

Установлен ряд генераций одноименных минералов, отличающихся морфогенетическими признаками и временем образования.

Отмечаются четыре генерации пирита.

¹ К широко распространенным отнесены минералы, слагающие не менее 1—2% жильной массы.

Первая генерация (пирит I) представлена идиоморфными или близкими к идиоморфным кристаллами размером от 0,003 до 2—3 мм, главным образом кубической, реже пентагон-додекаэдрической формы. Наблюдается во вмещающей породе и в обломках (брекчиях) в виде изолированных кристаллов, иногда сросшихся в агрегаты и слагающих прожилки. Кристаллы пирита местами разъедены, корродированы, вследствие чего приобретают зазубренные очертания.

Вторая генерация (пирит II) выражена крупными идиоморфными кристаллами в форме пентагон-додекаэдров размером от 0,06 до 8—12 мм. Крупные зерна очень часто раздроблены и сцементированы кварцем, сфалеритом, халькопиритом, теннантитом, галенитом (рис. 1а). В некоторых кристаллах наблюдается зональность роста, иногда по зонам роста происходит замещение гесситом.

Третья генерация (пирит III) представлена изометрическими зернами, колломорфными шариками размером от 0,001 до 0,06 мм в ассоциации с халькопиритом III, с округлыми выделениями сфалерита III, теннантита II и галенита II (рис. 1 б, в). Пирит III образовался в результате раскристаллизации геля сложного состава.

Четвертая генерация (пирит IV)—это результат перекристаллизации предыдущей генерации с образованием метакристаллов кубической формы (рис. 1г).

Сфалерит наблюдается в трех генерациях.

Первая генерация (сфалерит I) представлена ксеноморфными и идиоморфными выделениями, образующими массивные агрегаты. Ассоциирует с пиритом, халькопиритом, выполняет интерстиции кристаллов раннего кварца и образует идиоморфные кристаллы размером 1—1,5 см. Под микроскопом в полях этого сфалерита наблюдаются многочисленные прожилки халькопирита и галенита, а также пылевидные и нитевидные выделения халькопирита (рис. 2а). Содержит округлые и прожилковые выделения теллуридов, микровкрапленники золота и серебра.

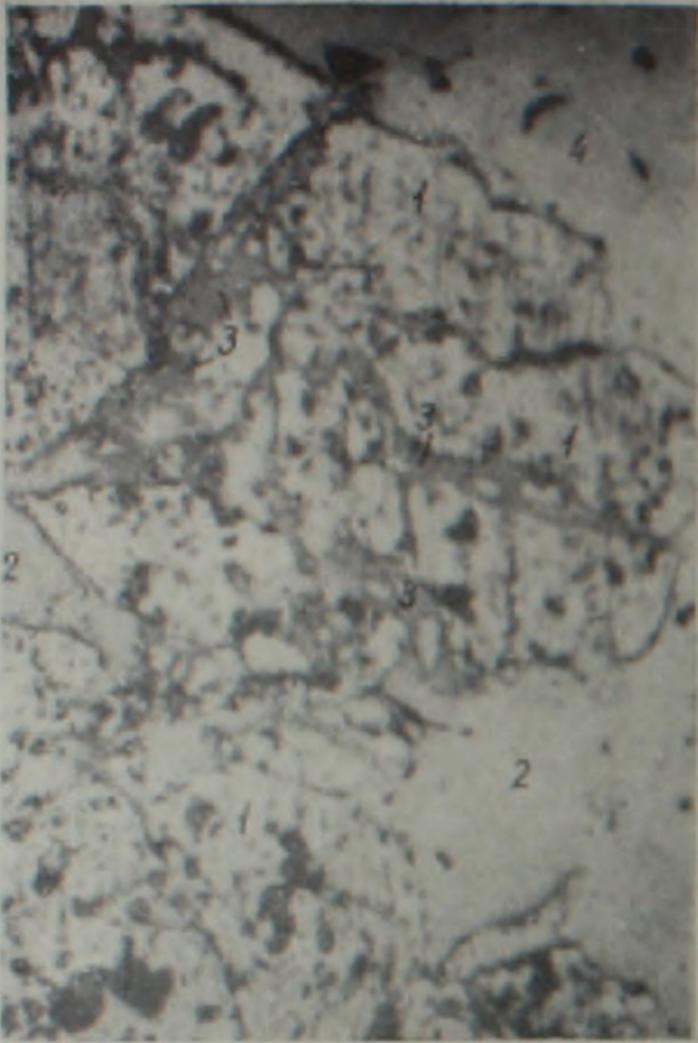
Вторая генерация (сфалерит II) представлена тонкими выделениями от 0,001 до 0,06 мм в виде звездочек, скелетных и лапчатых форм в халькопирите (рис. 2б).

Третья генерация (сфалерит III)—мелкие до 0,015 мм округлые, почковидные выделения, образующие иногда своеобразные цепочки в полях халькопирита.

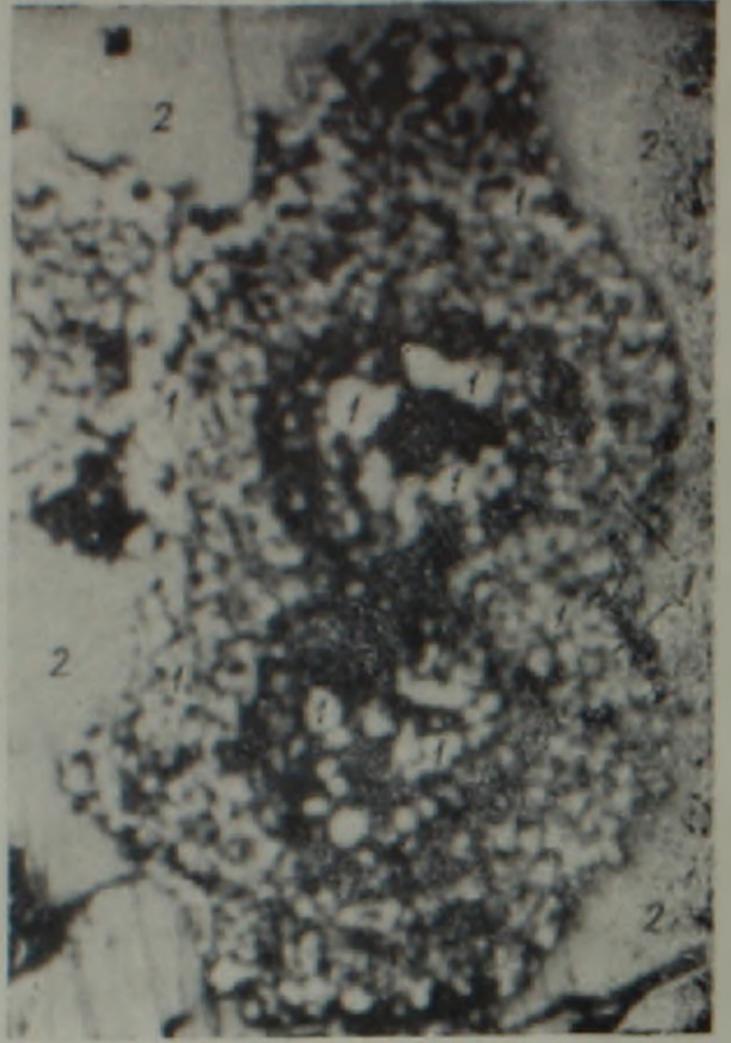
Халькопирит выделяется в трех генерациях.

Первая генерация (халькопирит I) —мельчайшие пылевидные и нитевидные тельца размером до разрешающей способности микроскопа, расположенные параллельно кристаллографическим направлениям или близ границ зерен сфалерита (рис. 2а).

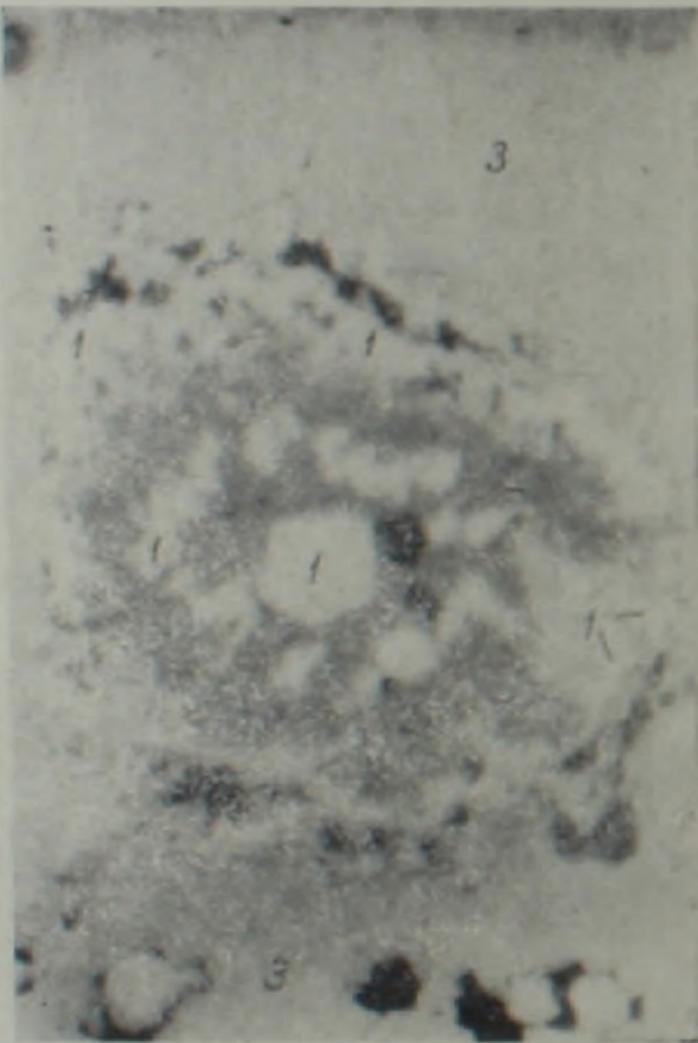
Вторая генерация (халькопирит II)—ксеноморфные выделения, часто образующие гнезда и прожилки мощностью до 20—25 см в массивных агрегатах сфалерита. Халькопирит II тесно ассоциирует со сфалеритом, теннантитом, галенитом, замещает крупные



а



б

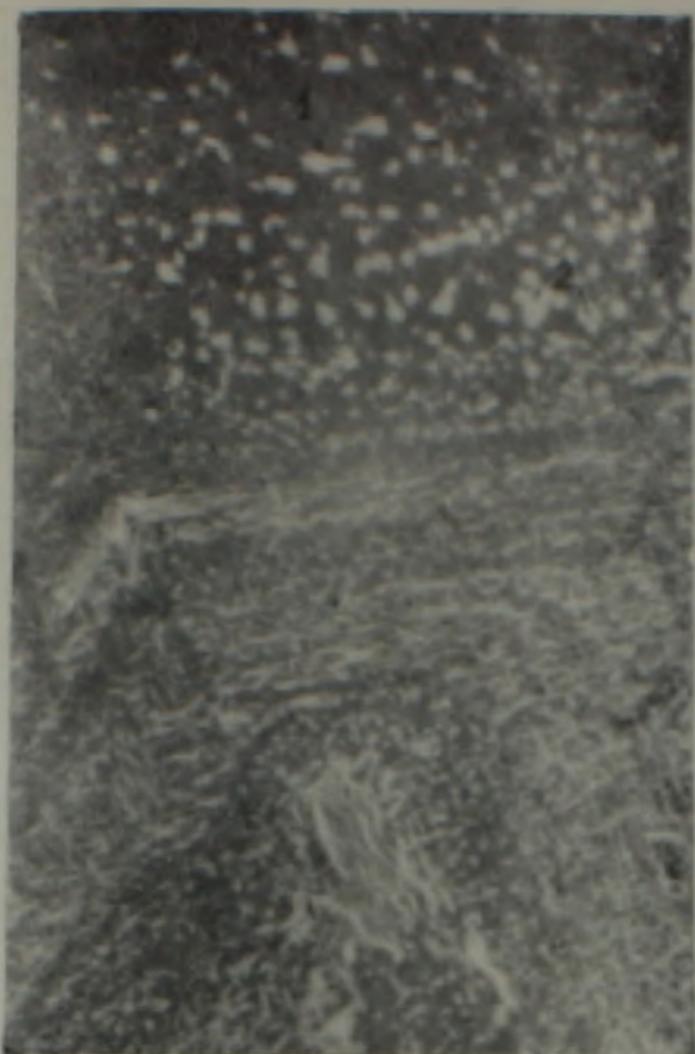


в



г

Рис. 1. Различные генерации пирита. а) Пирит II(1) замещается халькопиритом II(2), теннантитом I(3) и галенитом I(4). Полир. шлиф. Ув. 375X. б) Пирит III(1) образует шаровидные концентрические выделения в халькопирите III(2). Полир. шлиф. Ув. 200X. в) Раскристаллизация геля сложного состава: пирит III(1), теннантит II(2), халькопирит III(3). Полир. шлиф. Ув. 400X. г) Метакристаллы и мелкие выделения пирита IV(1) в ассоциации с халькопиритом III(2). Черное—кварц IV. Полир. шлиф. Ув. 375X.



а



б

Рис. 2. Генерации сфалерита и халькопирита. а) Сфалерит I(1) с пылевидными выделениями халькопирита I(2). Полир. шлиф. Ув. 800X. б) «Звездочки» сфалерита II(1) различной величины в халькопирите II(2). Полир. шлиф. Ув. 500X.

кристаллы пирита. Редко образует идиоморфные кристаллы до 0,7 см в ассоциации со сфалеритом и кварцем. Образует друзовые текстуры.

Третья генерация (халькопирит III) — плотный, мелкокристаллический в тесной ассоциации с пиритом III, сфалеритом III, галенитом II и теннантитом II (рис. 1в).

Теннантит образует две генерации.

Первая генерация (теннантит I) образует ксеноморфные выделения размером до 5—10 см, а также прожилки в тесной ассоциации с халькопиритом и сфалеритом. Часто приурочен к контактам халькопирита и пирита, сфалерита и кварца. На контакте теннантита и сфалерита наблюдаются каемки халькопирита II размером до 0,15 мм. Прожилки теннантита мощностью 0,01 мм пересекают пирит, сфалерит, халькопирит.

Вторая генерация (теннантит II) тесно ассоциирует с пиритом III, халькопиритом III и сфалеритом III. Образует выделения неправильной формы размером до 0,1 мм (рис. 1в).

Галенит представлен двумя генерациями.

Первая генерация (галенит I) образует гнездообразные крупнокристаллические выделения с размером агрегатов до 20 см, вкрапленники, прожилки, в тесной ассоциации с халькопиритом, сфалеритом, кварцем (рис. 2). Галенит образует включения до 0,1 мм и прожилки мощностью 0,03 мм в полях халькопирита, сфалерита, пирита.

Наблюдается в интерстициях кристаллов кварца и пирита. Содержит каплевидные и округлые включения гессита, алтанта, самородного серебра.

Вторая генерация (галенит II) образует мелкокристаллические выделения в тесной ассоциации с халькопиритом III, пиритом III, сфалеритом III, теннантитом II.

Золото встречается в двух генерациях.

Первая генерация представлена субмикроскопическим (дисперсным) золотом, сингенетичным основным сульфидам.

Вторая генерация самородного золота выделяется вместе с теллуридами позже основных рудообразующих минералов.

Самородное золото отмечается в тесной ассоциации с теллуридами в виде вкрапленников и прожилок (рис. 3а). Размеры от 0,01 мм до 0,015 мм, очень редко 0,05 мм. Форма золотинок овальная, округлая, неправильная, каплевидная, палочковидная, прожилковая, волосовидная.

Золотосодержащие теллуриды—петцит, сильванит, калаверит—наблюдаются в сфалерите, халькопирите, пирите, галените в виде округлых выделений размером до 0,05 мм, реже образуют прожилки [5].

Серебро I-ой генерации представлено изоморфной примесью в галените [6].

Вторая его генерация образует микровкрапленность в халькопирите, галените, теннантите, сфалерите, пирите, кварце. Форма выделений округлая, удлиненная, чаще всего это звездочки размером 0,003 мм. Реже размеры доходят до 0,015 мм (рис. 3б).

Теллуриды серебра—гессит и петцит (рис. 3а) образуют как вкрапленники, так и прожилки мощностью до 0,06 мм. Часто приурочены к контактам сфалерита и халькопирита. Размеры зерен до 0,1 мм, в единичных случаях—2 мм. В пирите цементируют раздробленные зерна, в галените образуют ксеноморфные выделения.

Кварц отмечается в пяти генерациях.

Первая генерация (кварц I) является продуктом предрудного метасоматоза. Пользуется широким площадным распространением; мелкокристаллический, плотный, серого цвета. Ассоциирует с пиритом I.

Вторая генерация (кварц II) развита в рудных жилах и составляет как их стержневые части, так и зальбанды. Крупнокристаллический, белого цвета, сахаристый. Часто раздроблен. Ассоциирует с пиритом II. Замещается всеми сульфидами, иногда теллуридами, самородными золотом и серебром (рис. 4а).

Третья генерация (кварц III)—плотная, молочно-серого цвета, ассоциирует со сфалеритом, халькопиритом, галенитом. Цементирует раздробленные кристаллы пирита II. Вместе с халькопиритом и галенитом пересекает минеральные агрегаты ранних стадий (рис. 4б).

Четвертая генерация (кварц IV) выделяется при раскры-

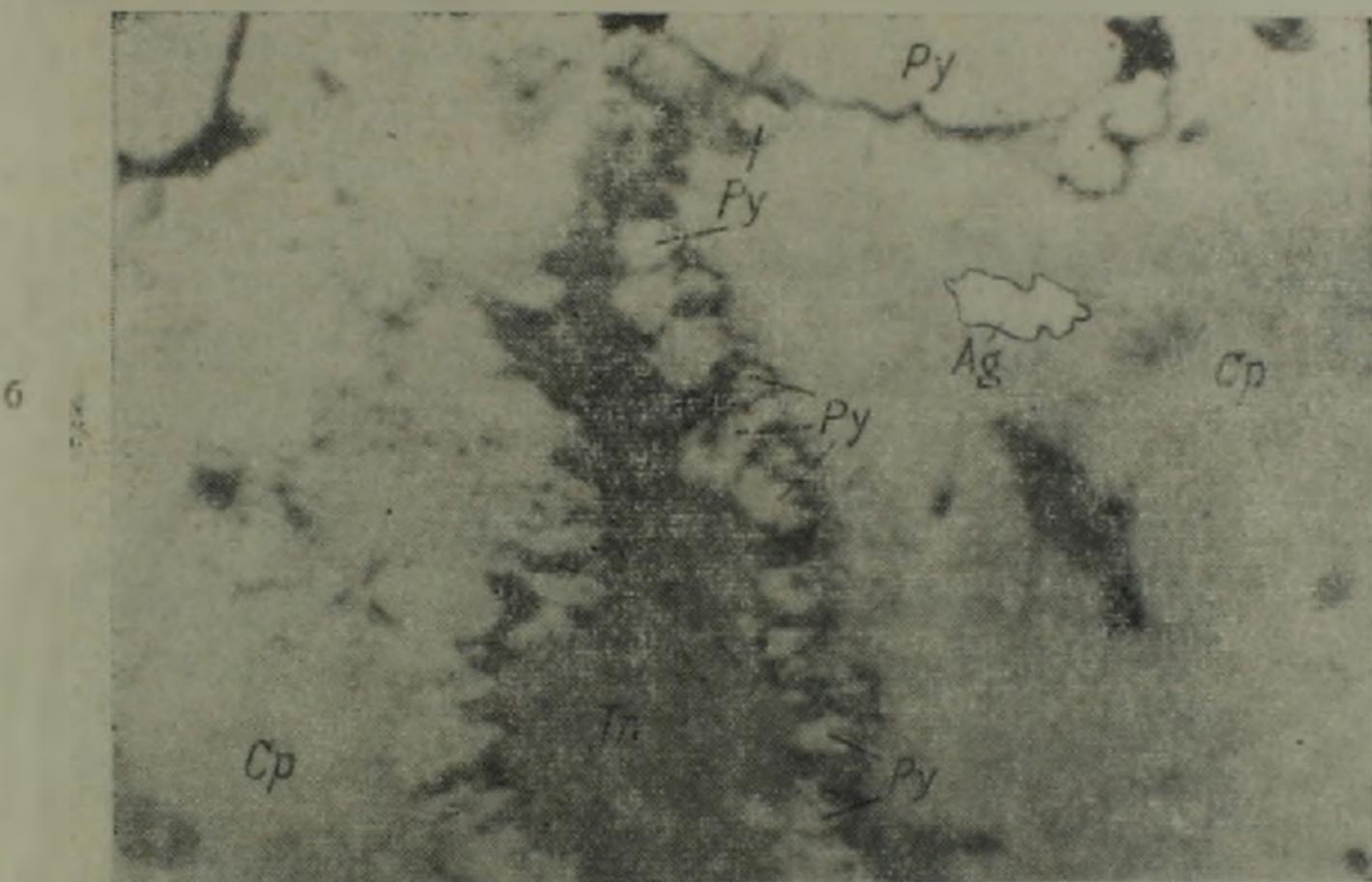
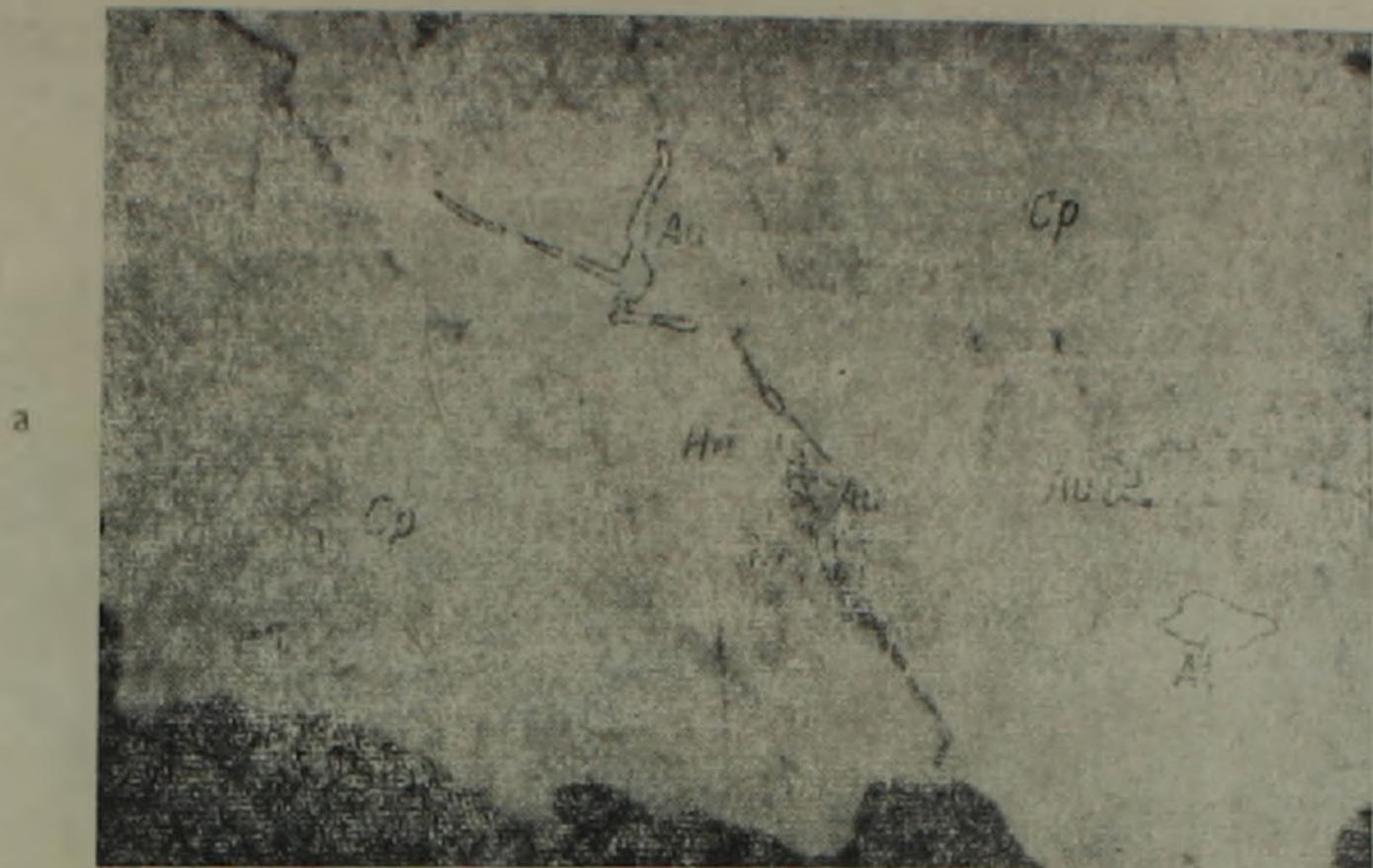
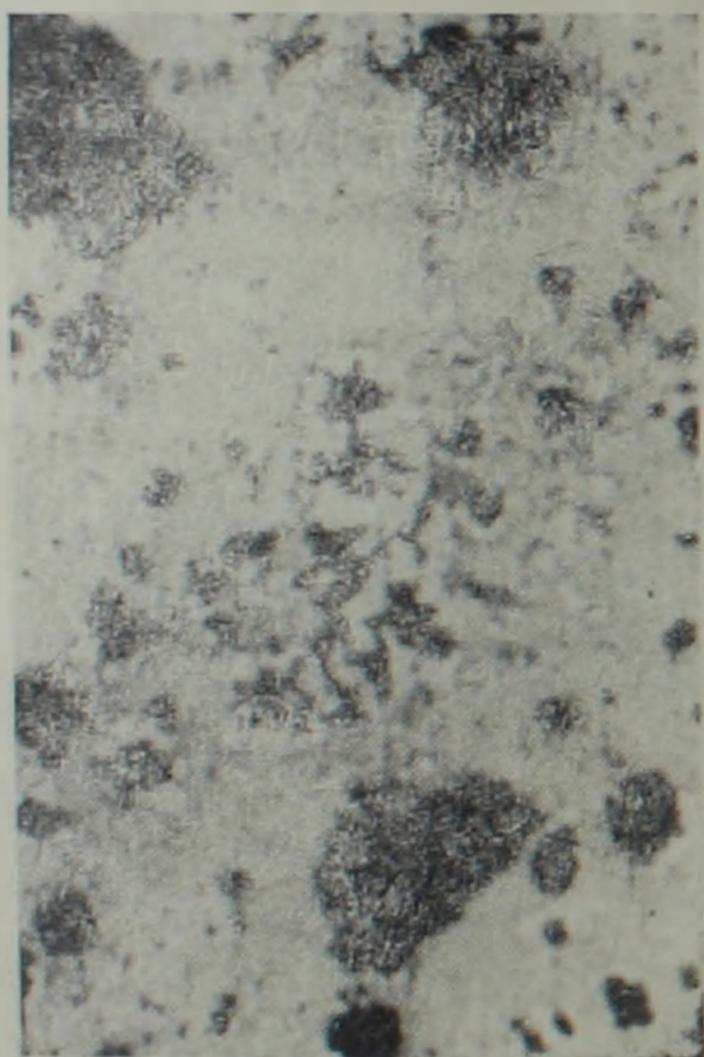


Рис. 3. Золото-теллуридная ассоциация. а) Золото и алтант (At) в гессите (He). Темно-серое—халькопирит II. Черное—Кварц V. Полир. шлиф. Ув. 375X. б) Серебро самородное в халькопирите III. Белое—пирит III, серое—теннантит II. Полир шлиф Ув. 375X.

таллизации гелей в виде округлых образований размером 0,03—0,05 м.м. окаймленных кристалликами пирита III и халькопирита III (рис. 4в).

Пятая генерация (кварц V) образует друзовые текстуры, нарастает на рудные минералы, выделяющиеся в стадии I—IV (рис. 4г). Ассоциирует с кальцитом.

Для остальных минеральных форм разновозрастные генерации нами не выделяются.



в

г

Рис. 4. Различные генерации кварца. а) Кварц II раздроблен и сцементирован рудными минералами. Серое—кальцит. Штуф. Натур. величина. б) Кварц III в зоне дробления цементирует катаклазированный пирит II. Полир. шлиф. Ув. 180X. в) Округлые выделения кварца IV—черное. Пирит III—белое. Халькопирит III—серое. Полир. шлиф. Ув. 375X. г) Кристаллы кварца V нарастают на халькопирит-сфалеритовый агрегат. Штуф. Натур. величина.

Выделенные генерации одноименных минералов, как правило, входят в состав различных парагенетических ассоциаций, подчеркивая тем самым, многостадийный характер рудоотложения.

Единственное исключение представляют третья и четвертая генерации пирита, очень близкие по времени образования.

Наряду с выделением разновозрастных генераций, изучение текстурно-структурных особенностей руд позволило выделить минеральные ассоциации, представляющие результат одновременного или последовательного, близкого во времени, отложения минералов в пределах определенной стадии рудоотложения. Минеральные ассоциации, отвечающие стадиям минерализации, образуются в следующей последовательности:

1. Кварц-пиритовая
2. Халькопирит-сфалеритовая.
3. Кварц-сфалерит-халькопирит-галенитовая (кварц-полиметаллическая).
4. Кварц-пирит-халькопиритовая (колломорфная).
5. Золото-теллуридная.
6. Кварц-карбонатная.
7. Ангидритная (гипсовая).

Кварц-пиритовая ассоциация представлена двумя минералами—кварцем II и пиритом II. Развита она повсеместно, но ярче всего представлена в жилах участка Халадж.

Халькопирит-сфалеритовая ассоциация представлена биминеральной системой халькопирит I—сфалерит I. Продукты этой ассоциации пользуются очень широким развитием и являются главным минеральным выполнением жил № 3, 5, 6, 11, 17, 27, 33 и др.

Кварц-полиметаллическая ассоциация представлена большим набором минеральных индивидов: кварц III, халькопирит II, теннантит I, галенит I, сфалерит II. Развита повсеместно, образует в жилах гнездобразные выделения, цементирует и замещает продукты ранних ассоциаций.

Кварц-пирит-халькопиритовая (колломорфная) ассоциация представлена халькопиритом III, пиритом III—IV, сфалеритом III, теннантитом II, галенитом II, вюртцитом, кварцем IV. Эта ассоциация является, вероятно, результатом раскристаллизации и частичной перекристаллизации гелей, на что указывают своеобразные микротекстуры, характерные только для нее. Продукты указанной ассоциации отчетливо секут ранние образования.

Золото-теллуридная ассоциация представлена теллуридами, самородными золотом, серебром и теллуrom. Наиболее широкое развитие этой ассоциации отмечается на гор. 780 м во всех жилах.

Кварц-карбонатная ассоциация представлена кварцем V и карбонатом. Пользуется весьма широким распространением. Иногда составляет большую часть жильного выполнения, главным образом, стержневые части жил.

Ангидритная (гипсовая) ассоциация широко развита в зонах разломов. Представлена ангидритом (гипсом), а также диккитом.

По преобладанию продуктов различных минеральных ассоциаций можно выделить соответствующие разновидности руд: пирит-халькопиритовую, халькопирит-сфалеритовую, полиметаллическую и др. Различный минеральный состав руд отражается и на их технологических свойствах—качестве полученных товарных продуктов, извлечении компонентов. Так, извлечение благородных металлов в концентраты, при обогащении различных разновидностей руд, значительно колеблется. Объясняется это их поведением в разных ассоциациях.

В медно-пиритовых рудах, при подчиненном значении сфалерита, основными носителями благородных металлов являются халькопирит и пирит. При обогащении этих руд основная масса золота и серебра извлекается в медный концентрат. Содержание их в цинковом концентрате в несколько раз ниже. Для медно-свинцово-цинковых руд характерно почти равномерное распределение золота в халькопирите, галените и сфалерите. Поэтому оно в равной степени извлекается в соответствующие концентраты.

Большая изменчивость минерального состава рудных тел, частое наложение отмеченных ассоциаций практически не позволяют разделить и отработать участки, представленные отдельными разновидностями руд. На наш взгляд, целесообразно выделить только двух типов руд, для которых требуется применение специальных схем обогащения с получением различных товарных продуктов.

На Шаумянском месторождении устанавливается вертикальная гипогенная зональность. Проявляется она в преобладании ранних, относительно высокотемпературных, минеральных форм на глубоких горизонтах и постепенной их смене низкотемпературными образованиями на верхних горизонтах. Ярче всего вертикальная зональность выражена в поведении свинца. Его относительное количество в рудах резко уменьшается с глубиной и ниже гор. 780 м едва достигает десятых долей процента. Это и обуславливает целесообразность выделения двух типов руд по содержанию основных компонентов:

1. Золотосодержащие медно-цинковые руды, которые пользуются преимущественным развитием на гор. 700—780 м.

2. Золотосодержащие медно-свинцово-цинковые руды, развитые выше гор. 780 м. Среднее содержание свинца в рудах второго типа более 0,5% и, безусловно, представляет практический интерес.

Такие руды достаточно эффективно обогащаются по технологической схеме (разработана Акмаевой С. С.), предусматривающей выделение кондиционных свинцовых концентратов.

Ն. Հ. ՄԱՂԱՔՅԱՆ, Ս. Հ. ԿԱՐԱԳՈՒՅԱՆ

ՇԱՀՈՒՄՅԱՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՄԻՆԵՐԱԿԱՅԻՆ ԶՈՒԳԱԿՑՈՒՄՆԵՐՆ
ՈՒ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ՏԻՊԵՐԸ

Ա մ փ ո վ ու մ

Շահումյանի ոսկի-բազմամետաղային հանքավայրում հայտնաբերված է մոտ 30 միներալ:

Մորֆոգենետիկ հատկանիշներով և առաջացման ժամանակով նշված են միևնույն միներալի մի շարք տարբերակներ: Պիրիտը ներկայացված է չորս, սֆալերիտը և խալկոպիրիտը՝ երեք, տեննանտիտը և գալենիտը՝ երկու տարբերակներով: Քվարցն ունի հինգ տարբերակ: Բնածին ոսկին հանդես է գալիս երկու տարբերակով. առաջինը՝ սուլֆիդային սինգենետիկ սուբմիկրոսկոպիկ ոսկու, իսկ երկրորդը՝ թելուրիդների հետ զուգակցվող բնածին ոսկու ձևով:

Առանձնացվում են միներալների առաջացման հետևյալ ստադիաներ՝ 1. քվարց-պիրիտային, 2. խալկոպիրիտ-սֆալերիտային, 3. քվարց-բազմամետաղային, 4. քվարց-պիրիտ-խալկոպիրիտային (կոլոմորֆ), 5. ոսկի-թելուրիդային, 6. քվարց-կարբոնատային, 7. անհիդրիդային (գիպսային):

Միներալների զուգակցությունների կազմով կարելի է անջատել հանքանյութի պիրիտ-խալկոպիրիտային, խալկոպիրիտ-սֆալերիտային, բազմամետաղային և այլ տարատեսակներ:

Հանքաքարի տարբեր միներալային կազմը անդրադառնում է նրա տեխնոլոգիական հատկությունների վրա: Այսպես, պիրիտ-խալկոպիրիտային հանքաքարի հարստացման ժամանակ ոսկու և արծաթի հիմնական քանակությունը կուտակվում է պղնձի հարստանյութում, իսկ պղինձ-կապար-ցինկային հանքաքարի հարստացման ժամանակ դիտվում է ոսկու համարյա հավասարաչափ բաշխում պղնձի, ցինկի և կապարի հարստանյութերում: Անհրաժեշտ է նշել նաև, որ անջատված պղինձ-ցինկային և կապար-պղինձ-ցինկային տիպերի տարածական տեղաբաշխումը պայմանավորված է հիպոգեն ղոնալականությամբ: Վերջինս արտահայտվում է նրանով, որ կապարի միջին պարունակությունը ըստ խորության խիստ նվազում է: Վերին հորիզոններում տարածված պղինձ-կապար-ցինկային հանքաքարի հարստացումից հեշտությամբ կարելի է ստանալ կապարի կոնգիցիոն հարստանյութ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акмаева С. С., Акопян А. Г. Теллуриды в рудах Шаумянского месторождения, их минералогические и флотационные особенности. Научные труды НИГМИ, вып. IX, 1970.
2. Добровольская М. Г., Коджоян А. А., Цепин А. И. Теллуриды в рудах Шаумянского месторождения. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. XXVII, № 1, 1974.
3. Зарьян Р. Н. Теллуриды и теллурит свинца в рудах Кафанского месторождения. Известия АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XV, № 2, 1962.
4. Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фарамазян А. С., Амирян Ш. О. и др. Редкие и благородные элементы в рудных формациях Арм. ССР. Издательство АН Арм. ССР, Ереван, 1972.

5. Магакян Н. И. О находке сильванита в рудах Шаумянского месторождения. Научные сообщения Армнипроцветмета, вып. V, № 4, (16), 1975.
6. Пароникян В. О. О форме нахождения серебра в галенитах некоторых месторождений Армянской ССР. Зал. Всес. Мин. об-ва, вып. 4, 1967.
7. Петровская Н. В. Самородное золото. М., 1973.
8. Хачатурян Э. А. Алтант и петцит в рудах Кафанского месторождения. ДАН Арм. ССР, т. 26, № 3, 1958.

УДК 549.621.9+549.731.1:552.321.6(479 25)

Р. Г. ГЕВОРКЯН, Ф. В. КАМИНСКИЙ, А. С. ПАВЛЕНКО,
Л. И. МАРТИРОСЯН, С. Б. АБОВЯН, К. А. ШЕПЕЛЕВА, Н. Д. ХАЧАТРЯН

ГРАНАТЫ И ХРОМШПИНЕЛИДЫ В АЛМАЗОНОСНЫХ УЛЬТРАМАФИТАХ АРМЕНИИ

В последнее время возросло внимание геологов к ультрамафитам Армении. Это объясняется как той важной ролью, которую играют ультрамафитовые породы при реконструкции процессов мантийного петрогенеза, так и их потенциальной практической ценностью, в частности, находками в последние годы в Армении алмазов [3—10].

Образование найденных алмазов трудно объяснимо с позиций классических представлений о генезисе этого минерала и о его связи только с кимберлитовыми породами [9, 10]. В частности, при наличии в ультрамафитах алмазов оставалась неясной роль в этих породах других высокобарических минералов и в первую очередь гранатов. Тем не менее, число находок алмазов в Армении с каждым годом увеличивается. Одновременно появляются факты, проясняющие их происхождение и помогающие подойти к решению вопроса о целенаправленных поисках алмазов в Армении.

Наряду с прямым обнаружением алмазов, целенаправленные исследования выявили в рыхлых и коренных породах Севано-Амасийского и Вединского офиолитовых поясов типоморфную ассоциацию минералов-спутников алмаза [7], среди которых особое место отводится гранатам и хромшпинелидам [13], результаты детального изучения которых с помощью микрозондовой техники предлагаются в настоящей статье.

Кроме гранатов и хромшпинелидов в исследованных ультрамафитах в качестве устойчивых акцессорных минералов-спутников алмаза встречены и единичные зерна муассанита [4], графита, корунда, пикроильменита, хромдиоксида, красного циркона, платины и др. [7].

Гранаты были обнаружены при проведении детального минералогического изучения ультрамафитов Степанаванского и Амасийского районов и северо-восточного побережья оз. Севан—Присеванского офиолитового пояса.

Ультрамафиты и генетически связанные с ними мафиты на территории Армянской ССР входят в состав двух дугообразных офиолитовых поясов с.-з. простирания—Севанского и Вединского. Они продолжают на СЗ в Турцию и на ЮВ в Иран и являются, таким образом, частью обширной цепи офиолитов средиземноморской геосинклинальной области. Оба пояса развиваются вдоль полос глубинных разломов: Севанский—вдоль «Главного надвига» и Вединский—вдоль Ереванского разлома, разделяющих различные структурно-фациальные зоны, соответственно: Присеванскую мегасинклинальную зону от Сом-

хето-Карабахской мегантиклинальной зоны и Ереванскую мегасинклинальную зону от Приараксинской мегантиклинальной зоны [2].

По своим главнейшим особенностям мафит-ультрамафитовые породы относятся к типичным представителям «альпинотипных» габбро-перидотитовых комплексов Е. Д. Джексона и Т. П. Тайера [19].

В процессе исследований пробы пород подвергались термохимическому разложению щелочами с последующим выщелачиванием водой и с кислотной обработкой. В результате в нерастворимом остатке сохранились наиболее устойчивые минералы. При этом в ряде проб из коренных и осадочных—аллювиально-делювиальных пород были найдены мелкие (0,1—0,5 мм) алмазы—пробы № ХМК-3; ХМА-9, ХМА-11 [6].

В офиолитовых поясах Армении гранат алюминиевого и гроссулярового составов известен в перидотитах, габброидах и верлитах габбрового комплекса [2, 15].

В результате наших исследований гранаты выявлены также в серпентинизированных перидотитах Амасийского района (Мумухан-Красарский массив—пробы № ХМК-3, 1015) и северо-восточного побережья оз. Севан, выходящих на поверхность в долине р. Кочкаран (проба № ХБК-7) и близ пос. Джил (ХБК-13, Джил-Сатанахачский массив). Кроме того гранаты найдены в аллювии р. Мец-Ару, размывающей ультрамафиты у с. Катнахпюр (ХМА-1) и в третичных отложениях этого же района (ХМК-2).

Извлеченные из нерастворимого остатка зерна гранатов имеют светло-розовый, реже (пробы ХМА-1 и ХБК-13) светло-оранжевый цвет. Их размер колеблется от 0,075 до 1,25 мм, форма изометричная или неправильная, часто со следами оплавления (возможно, приобретенными в процессе анализа). У некоторых из наиболее крупных зерен (ХМА-1, ХМК-3) имеются реликты граней ромбододекаэдра. Показатель преломления всех зерен больше 1,78.

Шесть зерен гранатов были проанализированы на рентгеновском микроанализаторе «Камека» MS-46 в Институте геологии и геофизики СО АН СССР с применением эталонов, любезно предоставленных лабораторией микрозондирования этого института.

Кремнезем, алюминий, железо, магний определялись по пиропу 0-145 из кимберлитовой трубки «Обнаженная»; кальций—по диоксиду; марганец—по марганцевому гранату; хром—по хромиту; титан—по рутилу. Ускорительное напряжение составляло 15 кв. В каждом зерне определялось по 5 точек, результатом анализа принималось среднее из пяти значений. При получении результатов использовалась программа «Силикат» [11].

Данные анализов приведены в таблице 1.

Обработка результатов анализов показывает, что гранаты на 52—54% состоят из альмандинового компонента с примесью 20—22% пиропового и 19—22% гроссулярового компонентов. При этом составы всех зерен весьма близки между собою. Гранаты такого состава не ха-

Таблица 1

Результаты анализов гранатов

Компоненты	ХМА-1	ХМК-2	ХМК-3	ХБК-7	ХБК-13	
<i>SiO₂</i>	39,94	38,95	38,30	37,58	37,54	37,72
<i>TiO₂</i>	0,05	0,07	0,13	0,13	0,04	0,04
<i>Al₂O₃</i>	21,22	20,43	20,75	20,56	20,21	21,20
<i>Cr₂O₃</i>	0,015	0,03	0,015	0,00	0,015	0,015
<i>FeO</i>	25,65	25,44	25,81	25,61	25,41	25,14
<i>MnO</i>	0,53	0,63	0,75	0,66	0,69	0,63
<i>MgO</i>	5,51	5,36	5,52	5,35	5,15	5,26
<i>CaO</i>	8,82	8,71	8,54	8,29	8,89	8,49
Сумма	101,735	99,64	99,815	98,18	97,945	98,495
<i>Si</i>	3,052	3,049	3,002	2,996	3,005	2,988
<i>Ti</i>	0,003	0,004	0,008	0,008	0,002	0,002
<i>Al</i>	1,910	1,885	1,916	1,931	1,906	1,979
<i>Cr</i>	0,001	0,002	0,001	0,000	0,001	0,001
<i>Fe²⁺</i>	(0,065)	(0,093)	(0,091)	(0,080)	(0,106)	(0,032)
	1,639	1,665	1,692	1,707	1,701	1,665
<i>Fe³⁺</i>	(1,574)	(1,572)	(1,601)	(1,627)	(1,595)	(1,633)
<i>Mn</i>	0,034	0,042	0,050	0,045	0,047	0,043
<i>Mg</i>	0,628	0,626	0,645	0,636	0,615	0,621
<i>Ca</i>	0,722	0,731	0,717	0,708	0,762	0,721
Сумма	7,989	8,004	8,031	8,031	8,039	8,030
Пироп	21,2	21,1	21,6	21,1	20,3	20,6
Альмандин	53,1	52,7	53,3	53,6	52,7	54,0
Спессартин	1,1	1,4	1,7	1,5	1,6	1,4
Гроссуляр	21,0	19,8	19,4	19,5	19,9	22,2
Андрадит	3,3	4,7	4,6	4,0	5,3	1,6
<i>Ti</i> -Андрадит	0,2	0,2	0,3	0,3	0,1	0,1
Уваровит	0,1	0,1	0,1	—	0,1	0,1
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

рактены ни для алмазоносных кимберлитов, ни для содержащихся в них ксенолитов ультраосновных пород. Они более схожи с гранатами из пород гранулитовой фации метаморфизма и с некоторыми гранатами из эклогитов [16]. Однако в данном случае важен сам факт наличия в породах граната, устойчивого при давлениях до нескольких десятков килобар.

Гранат в серпентинизированном гарцбургите, слагающем центральную часть Мумухан-Красарского массива, образует идиоморфные, хорошо ограниченные кристаллы розово-красного цвета, размерами до 1 мм. Количество его составляет 4—6% от объема породы. Химический состав и кристаллохимическая формула отобранного граната (обр. 1015) приведены в нижеследующей табл. 2.

Сопоставление анализов, выполненных с помощью микрозонда (табл. 1), с данными силикатного химического анализа граната (табл.

Таблица 2

Окислы	Вес в %	Элементы	Количество ионов в пересчете на 24 (0)	Молек. % конечных членов группы граната
SiO_2	38,10	Si	0,929	Альмандин — 44,5
TiO_2	0,65	Al	0,071	
Al_2O_3	18,70	Al	3,349	Андрадит — 15,5 Гроссуляр — 15,4
Fe_2O_3	7,21	Fe^{+3}	9,840	
FeO	20,51	Ti	0,084	
MnO	0,87	Mg	1,429	Пироп — 22,8 Спессартин — 1,8
MgO	6,15	Fe^{+2}	2,661	
CaO	8,21	Mn	0,112	
Na_2O	0,10	Na	0,037	
K_2O	0,20	Ca	1,363	
H_2O	не обн.	K	0,037	
п.п.п.	не обн.	—	—	
Сумма	100,70			

2) указывает на весьма удовлетворительное сходство полученных данных обоими методами.

Наряду с гранатами, во всех пробах были встречены в значительном количестве более обычные для ультрамафитов акцессории—хромшпинелиды. Они составляют преобладающую часть нерастворимого остатка и представлены темно-бурыми кристаллами октаэдрического или округлого (возникшего, возможно, в результате растворения в ходе анализа) облика размером от 0,01 до 1,25 мм. На гранях октаэдра иногда можно наблюдать штриховку. Вероятно, эти кристаллы можно считать мономинеральными индивидами выделений неправильной формы, которые ранее были описаны в ультрамафитах Армении [1].

Десять зерен хромшпинелидов из пяти проб были проанализированы на микрозонде «Камека» по той же методике и с теми же эталонами, что и гранаты. Результаты анализов приведены ниже в табл. 3 и на рис. 1.

Результаты анализов показывают, что, в отличие от гранатов, хромшпинелиды варьируют по составу даже в пределах одной пробы. По классификации Н. В. Павлова большинство зерен попадает в поле алюмохромита, остальные—в пограничные с ним части полей субферрихромита и хромита (рис. 1). Они близки по составу к рудообразующим и акцессорным хромшпинелидам Кемпирсайского плутона [14], но отличаются от них меньшей хромистостью (60—70% хромового компонента по сравнению с 75—85% его в уральских) и большей железистостью (соответственно 4—8 и 1—5% Fe^{+3} -компонента). Но при этом среди двухвалентных катионов в хромшпинелидах Армении железо играет меньшую роль, чем в уральских хромшпинелидах.

В целом хромшпинелиды из ультрамафитов Армении отвечают по составу хромшпинелидам из ультрамафитов дунит-гарцбургитовой ас-

Результаты анализов хромшпинелидов

Компоненты	ХМК—3		ХМК—4		ХБК—7		ХБК—13		ХБК—15	
<i>SiO₂</i>	0,03	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
<i>TiO₂</i>	0,18	0,16	0,11	0,21	0,08	0,05	0,02	0,09	0,24	0,19
<i>Al₂O₃</i>	20,17	17,63	16,18	18,97	13,12	19,85	15,60	9,68	16,27	16,14
<i>Cr₂O₃</i>	45,69	46,27	52,20	48,38	52,12	45,02	51,95	55,40	49,25	49,74
<i>FeO</i>	19,76	23,41	16,46	19,10	19,57	20,55	15,98	17,16	15,56	17,37
<i>MgO</i>	13,20	10,86	13,34	12,41	10,80	11,07	14,03	11,82	14,56	17,75
Сумма	99,03	98,39	98,34	99,07	95,69	96,54	97,78	94,15	95,88	96,22
<i>Tl</i>	0,002	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
<i>Al</i>	0,004	0,004	0,003	0,005	0,002	0,001	0,005	0,002	0,006	0,005
<i>Cr</i>	0,680	0,752	0,613	0,711	0,526	0,765	0,594	0,397	0,627	0,627
<i>Fe⁺³</i>	1,198 (0,153)	1,144 (0,131)	1,327 (0,074)	1,217 (0,087)	1,402 (0,092)	1,165 (0,091)	1,327 (0,097)	1,524 (0,100)	1,274 (0,122)	1,296 (0,094)
<i>Fe⁺²</i>	0,641 (0,488)	0,523 (0,392)	0,443 (0,369)	0,508 (0,421)	0,557 (0,465)	0,562 (0,471)	0,432 (0,335)	0,499 (0,399)	0,426 (0,304)	0,479 (0,385)
<i>Mg</i>	0,530	0,623	0,639	0,589	0,546	0,540	0,676	0,613	0,710	0,626
Сумма	3,055	3,047	3,027	3,030	3,033	0,033	3,034	3,035	3,043	3,034
Ульвошпинель	0,4	0,4	0,3	0,5	0,2	0,1	0,5	0,2	0,6	0,5
$Cr = \frac{Cr}{Cr + Al + Fe^{+3}}$	58,9	55,3	65,0	60,4	69,4	57,7	65,9	75,4	62,9	64,2
$Al = \frac{Al}{Cr + Al + Fe^{+3}}$	33,5	37,0	30,0	35,3	26,1	37,8	29,5	19,7	31,0	31,1
$Cr / Cr + Al$	63,8	60,4	68,4	63,1	72,5	60,4	69,1	79,3	67,0	67,2
$Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mg$	48,0	38,6	36,6	41,7	45,9	46,5	32,8	39,4	30,0	38,0

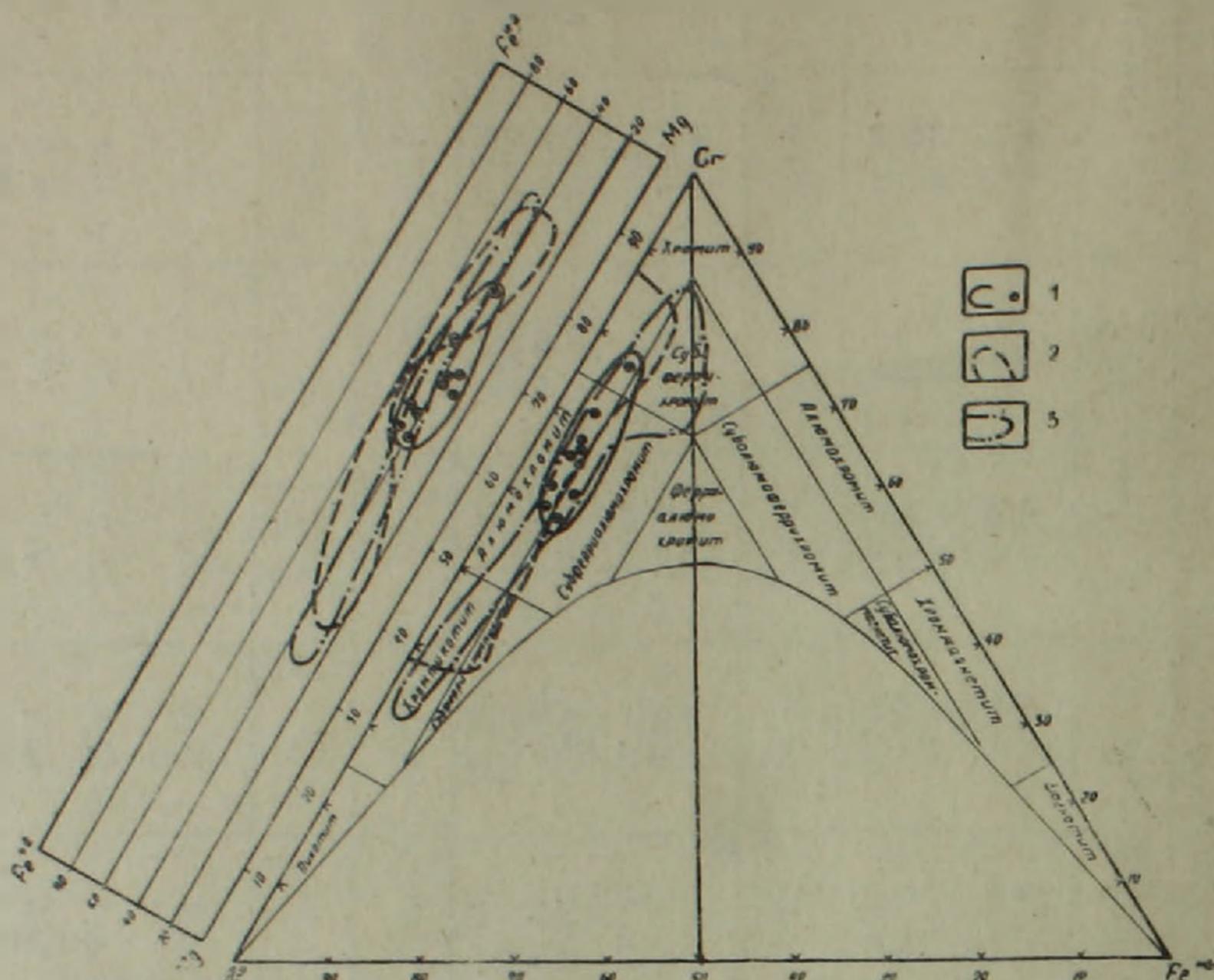


Рис. 1. Диаграмма состава хромшпинелидов по Н. В. Павлову [14]. 1—поле и фигуративные точки хромшпинелидов из ультрамафитов Армении; 2—поле рудных и акцессорных хромшпинелидов из ультрамафитов Кемпирсайского плутона на Урале [14]; 3—поле хромшпинелидов из кимберлитов Якутии и содержащихся в них ксенолитов перидотитов [17].

социации Урала, отличаясь от шпинелидов дунит-клинопироксенитовой ассоциации того же региона меньшей железистостью [18].

Полученные результаты имеют важное генетическое и практическое значение. Во-первых, наличие в ультрамафитах Армении акцессорных гранатов альмандин-пиропового ряда свидетельствует о близости этих пород к гранатовым перидотитам. Во-вторых, нахождение этих гранатов совместно с алмазами может явиться одним из критериев алмазоносности ультрамафитов Армении.

Авторы благодарят Л. Н. Поспелову за помощь, оказанную Л. И. Мартиросян в проведении анализов минералов на микрозонде.

Ереванский политехнический институт им. К. Маркса,
 Центральный научно-исследовательский институт
 цветных и благородных металлов, г. Москва,
 Управление геологии СМ Армянской ССР,
 Институт геологических наук АН Армянской ССР

Поступила 13.IX.1976.

Ռ. Գ. ԳԵՎՈՐԳՅԱՆ, Տ. Վ. ԿԱՄԻՆՍԿԻ, Ա. Ս. ՊԱՎԼԵՆԿՈ, Լ. Ի. ՄԱՐՏԻՐՈՍՅԱՆ,
Ս. Բ. ԱՐՈՎՅԱՆ, Կ. Ա. ՇԵՊԵԼԵՎԱ, Ն. Դ. ԽԱԶԱՏՐՅԱՆ

ԿՐԱՆԱՏՆԵՐԸ ԵՎ ՔՐՈՄՇՊԻՆԵԼԻԿՆԵՐԸ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ
ԱՄՄԱՍՏԱՐԵՐ ՈՒՆՏՐԱՄԱՖԻՏՆԵՐՈՒՄ

Ս. մ փ ո փ ո լ մ

Հայկական ՍՍՀ Մերձսևանյան օֆիոլիտային գոտու ալմաստաբեր ուլտրա-մաֆիտներում առաջին անգամ հայտնաբերված են ալմանդին-պիրոպի շարքին պատկանող ակցեսոր գրանատները: Նրանց հետ զուգակցվող քրոմիզպինի-լիդներն ունեն ալյումոքրոմիտային կազմ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. О редких случаях нахождения хромитового оруденения среди габбро и лиственитов Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 2, 1965.
2. Абовян С. Б., Геворкян Г. М. Некоторые вопросы геологического положения гипербазитов Армянской ССР и перспективы их хромитоносности. ДАН Арм. ССР, т. XLIX, № 2, 1969.
3. Геворкян Р. Г. Об алмазонасности территории Армении. В сб. «Тез. докл. респ. научно-техн. конф. молодых научных сотрудн. Армении», 17—18 декабря 1973 г. Секция Науки о Земле, Ереван, 1973.
4. Геворкян Р. Г., Гуркина Г. А., Каминский Ф. В. Новый политип муассанита, обнаруженный в Армении. В сб. «Магматизм и металлогения Армянской ССР», вып. 7, 1974.
5. Геворкян Р. Г., Дуденко Ю. А., Клюев Ю. А., Непша В. И., Павленко А. С., Платонов Г. Л., Шмаков В. С. О находке и исследовании кристаллов алмаза в Армении. ДАН Арм. ССР, т. LXI, № 3, 1975.
6. Геворкян Р. Г., Каминский Ф. В., Лунев Б. С., Осовецкий Б. М., Ткаченко Л. А., Шепелева К. А., Хачатрян Н. Д. Новые находки алмазов в ультрамафитах Армении. ДАН Арм. ССР, т. LXIII, № 3, 1976.
7. Геворкян Р. Г., Бобриевич А. П., Лунев Б. С., Павленко А. С., Хачатрян Н. Д. Минералогические критерии алмазонасности офиолитовой ассоциации Армении. Известия высших учебных заведений СССР, серия «Геология и разведка», № 10, 1977.
8. Геворкян Р. Г., Бабаян Г. Б., Бобриевич А. С., Бартошинский З. В., Гулян Э. Х., Гаспарян М. Г., Хачатрян Н. Д., Арсенян Г. М., Лучев Б. С., Осовецкий Б. М., Уткин Р. Е., Самойлович М. И., Белименко Л. Д. Мелкие алмазы из рыхлых отложений Армении. Тр. Арм. геол. об-ва, вып. 1, 1977.
9. Каминский Ф. В., Прокопчук Б. И. Новые источники алмазов. «Природа», № 10, 1974.
10. Каминский Ф. В., Геворкян Р. Г. Некимберлитовые первоисточники алмазов. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1976.
11. Лаврентьев Ю. Г., Афонин В. П., Бердичевский Г. В., Чернецкая Н. А., Поспелова Л. Н. Программа для вычисления результатов количественного рентгено-спектрального микроанализа многокомпонентных образцов. В сб. «Аппаратура и методы рентгеновского анализа». «Машиностроение», вып. XIII, Л., 1974.
12. Павленко А. С., Геворкян Р. Г., Асланян А. Т., Гулян Э. Х., Паланджян С. А., Егоров О. С. К вопросу об алмазонасности гипербазитовых поясов Армении. Геохимия, № 3, 1974.

13. Павленко А. С., Геворкян Р. Г., Мартиросян Л. И. Геохимические критерии глубинности пород офиолитовой ассоциации Армении. Известия высших учебных заведений СССР, серия «Геология и разведка», № 9 (депонент № 1859-77д), 1977.
14. Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. «Наука», М., 1968.
15. Паладжян С. А. Петрология гипербазитов и габбросидов Севанского хребта. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1971.
16. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранитов. «Наука», М., 1964.
17. Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии. «Геология и геофизика», № 11, 1975.
18. Царицын Е. П. Состав хромшпинелидов как критерий генетического разделения производных ультраосновного магматизма. Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР, вып. 102, 1973.
19. Jackson E. D., Thayer T. P. Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complex. Intern. Geol. Congr. XXIV, session 2, Petrologie. Montreal, 1972.

УДК 550.838.311(479.25)

М. С. БАДАЛЯН, Ш. С. ОГАНИСЯН, С. А. ПИРУЗЯН

О НЕКОТОРЫХ СООТНОШЕНИЯХ МЕЖДУ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ И НОВЕЙШИМ ВУЛКАНИЗМОМ АРМЯНСКОЙ ССР

В течение всей истории геологического развития территория Армянской ССР была ареной интенсивных вулканических извержений. Здесь можно найти эффузивные образования самых различных возрастов (от палеозоя до четвертичного) и самого различного состава (от базальтов и долеритов до липаритов). По интенсивности и массовости извержений особое место занимает новейший (неоген-четвертичный) вулканизм. Вулканическими продуктами этого времени покрыты две трети территории республики [3].

Специальные геофизические исследования палеовулканизма Армении начаты совсем недавно. Накопленный в течение многолетнего геофизического изучения территории республики достаточный фактический материал позволяет рассматривать некоторые вопросы вулканизма.

Вкратце остановимся на особенностях геофизических полей территории Армянской ССР.

Гравиметрическое поле в редукции Буге по всему Малому Кавказу характеризуется отрицательными значениями, характерными для горных областей. На этом отрицательном фоне в региональном плане выделяются две зоны субпараллельных относительных максимумов, разделенные глубоким минимумом [12]. Указанные три гравитационные зоны соответствуют мегаформам рельефа Малого Кавказа, отражающим новейшие тектонические движения. Зона центрального минимума соответствует центральной, наиболее приподнятой, высокогорной части Малого Кавказа. Зона юго-западного максимума совпадает с Араксинской впадиной и прилегающими к ней районами, а северо-восточный максимум — с северо-восточными склонами Малого Кавказа, примыкающими к Куринской депрессии.

Вышеотмеченные гравитационные зоны, отражающие аномалии первого порядка, осложнены целым рядом линейно-вытянутых и изометрических аномалий более низких порядков. Переход от одной зоны к другой характеризуется высокими горизонтальными градиентами силы тяжести.

От редакции. Вывод авторов о пониженных значениях геотермического поля Арагац-Ахалкалакской зоны является спорным. По данным Я. Б. Смирнова (1968) и Е. Е. Милановского (1977). Транскавказское поперечное поднятие характеризуется относительно повышенным (в два и более раз) тепловым потоком. Статья печатается в порядке обсуждения.

Молодые вулканические нагорья Армянской ССР приурочены к зоне центрального минимума. Исключение составляет Арагацкая вулканическая подзона [19]. Здесь глубоким минимумом отличается только массив горы Арагац, а большинство вулканов подзоны попадает на высокоградиентные зоны или находится в пределах юго-западного максимума.

Магнитное поле территории республики очень сложное. Несмотря на это, в нем тоже выделяются региональные зоны [1], совпадающие с основными геотектоническими структурами Малого Кавказа [3]. Зональность магнитного поля особенно четко наблюдается на аэромагнитных картах, снятых с больших высот. На высоте 1000—1200 м выделяются четыре региональные зоны магнитного поля, имеющие северо-западное простирание (рис. 1). Примечательно, что зоны интенсив-

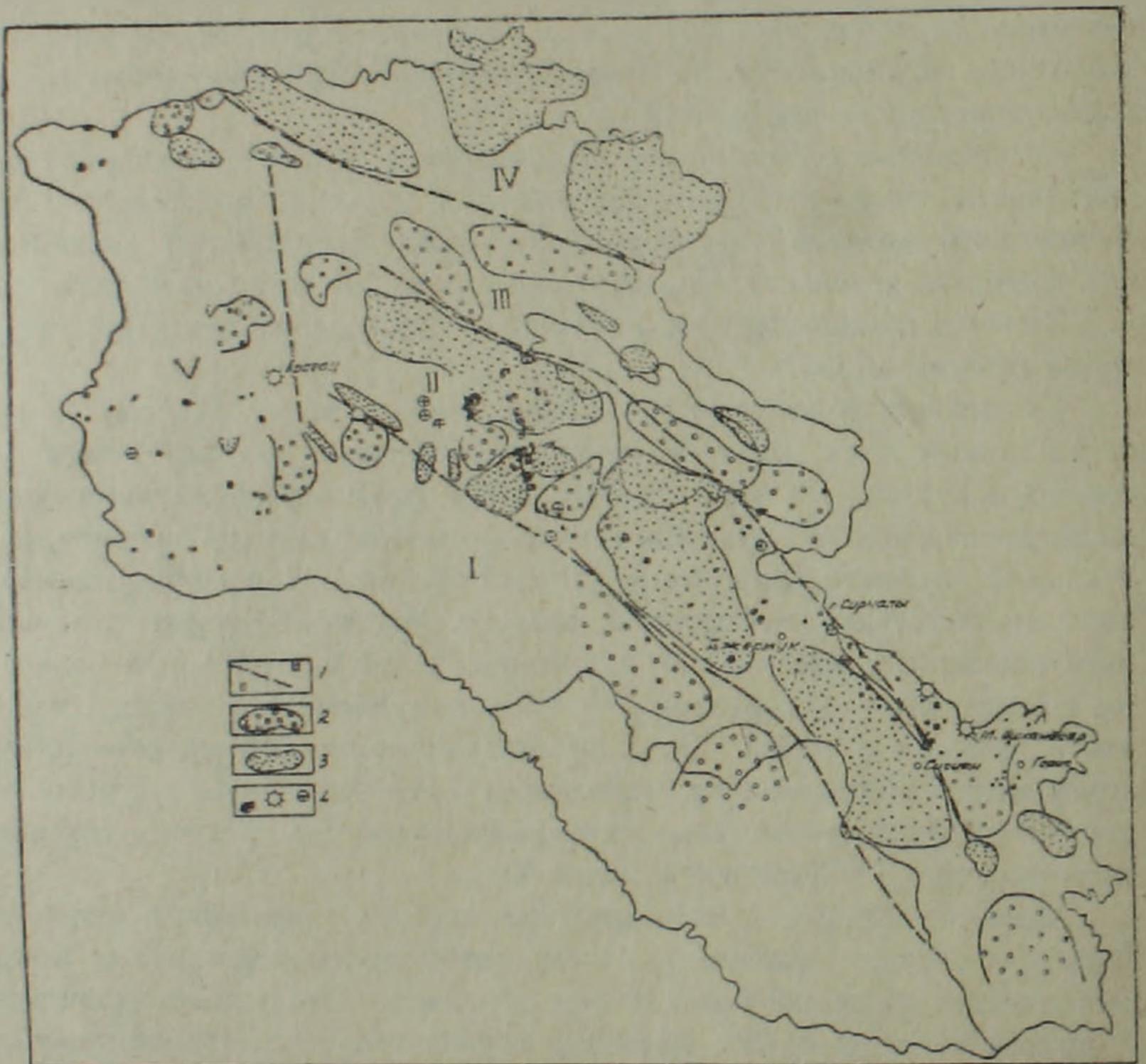


Рис. 1. Схематическая карта магнитного поля (ΔT_a) на относительной высоте 1000—1200 м (составлена по материалам ВИРГа, 1967). 1—номера и границы магнитных зон. Экстремальные значения магнитного поля: 2—отрицательные, 3—положительные, 4—вулканические центры.

ных, положительных аномалий магнитного поля соответствуют областям развития новейшего (II зона) и юрского (IV зона) вулканизма.

Область между этими зонами, а также Араксинский прогиб характеризуются отрицательным и слабопеременным магнитным полем. Интересно, что все вышеописанные зоны магнитного поля четко выделяются в центральных районах территории Армянской ССР, в то время как на западе и юго-востоке общекавказская зональность магнитного поля наблюдается менее четко или полностью нарушается. Еще одну, пятую зону магнитного поля можно выделить на западе территории республики. Эта зона преимущественно отрицательных магнитных аномалий пространственно соответствует Транскавказскому вулканическому ареалу [7], пересекающему все вышеописанные магнитные и тектонические зоны.

На высоте 4 км магнитное поле, в общем сохраняя вышеотмеченные особенности, принимает более дифференцированный характер (рис. 2). Положительные аномалии выделяются более четко и группируются вдоль определенных линий.

Установлено, что в создании магнитных аномалий, наблюдаемых при наземной съемке в пределах республики, большую роль играют толщи эффузивных пород, имеющие высокие магнитные свойства [2]. Сравнение аэромагнитных карт, снятых с разных высот, показывает, что сильно возмущенное магнитное поле II и IV зон (рис. 1) обусловлено не только эффузивными породами, но и магнитными объектами, залегающими в глубине. Анализ аэромагнитных данных позволяет в этих областях полагать наличие крупных интрузивных тел основного или среднего состава, внедрившихся, вероятно, по зонам глубинных разломов.

По выполненным расчетам глубина залегания верхней кромки магнитовозмущающих масс в пределах II зоны составляет 2—5 км. Можно полагать, что эти массы представляют собой застывшие вторичные магматические очаги новейших вулканических проявлений антиклинорного поднятия [4]. Об этом свидетельствуют как пространственное совпадение аномальной магнитной зоны с вышеотмеченной вулканической областью, так и сходство составов предполагаемых глубинных масс и широко развитых в области эффузивных пород.

Геотермическое поле в пределах Армянской ССР, несмотря на слабую его изученность, отличается аналогичной с гравитационным и магнитным полями зональностью. Центральная часть антиклинорного поднятия, отличающаяся региональным минимумом силы тяжести и интенсивными положительными аномалиями магнитного поля, характеризуется также повышенными значениями геотермического поля (рис. 2). Геотермический градиент здесь составляет около 5°C на 100 м, а величина плотности теплового потока изменяется в пределах 2,0—2,6 мк кал/сек. см² [9] и соответствует среднемировому значению теплового потока для кайнозойских вулканических областей (2,16 мк кал/сек. см², [18]).

Остальная часть территории республики отличается пониженными значениями геотермического поля.

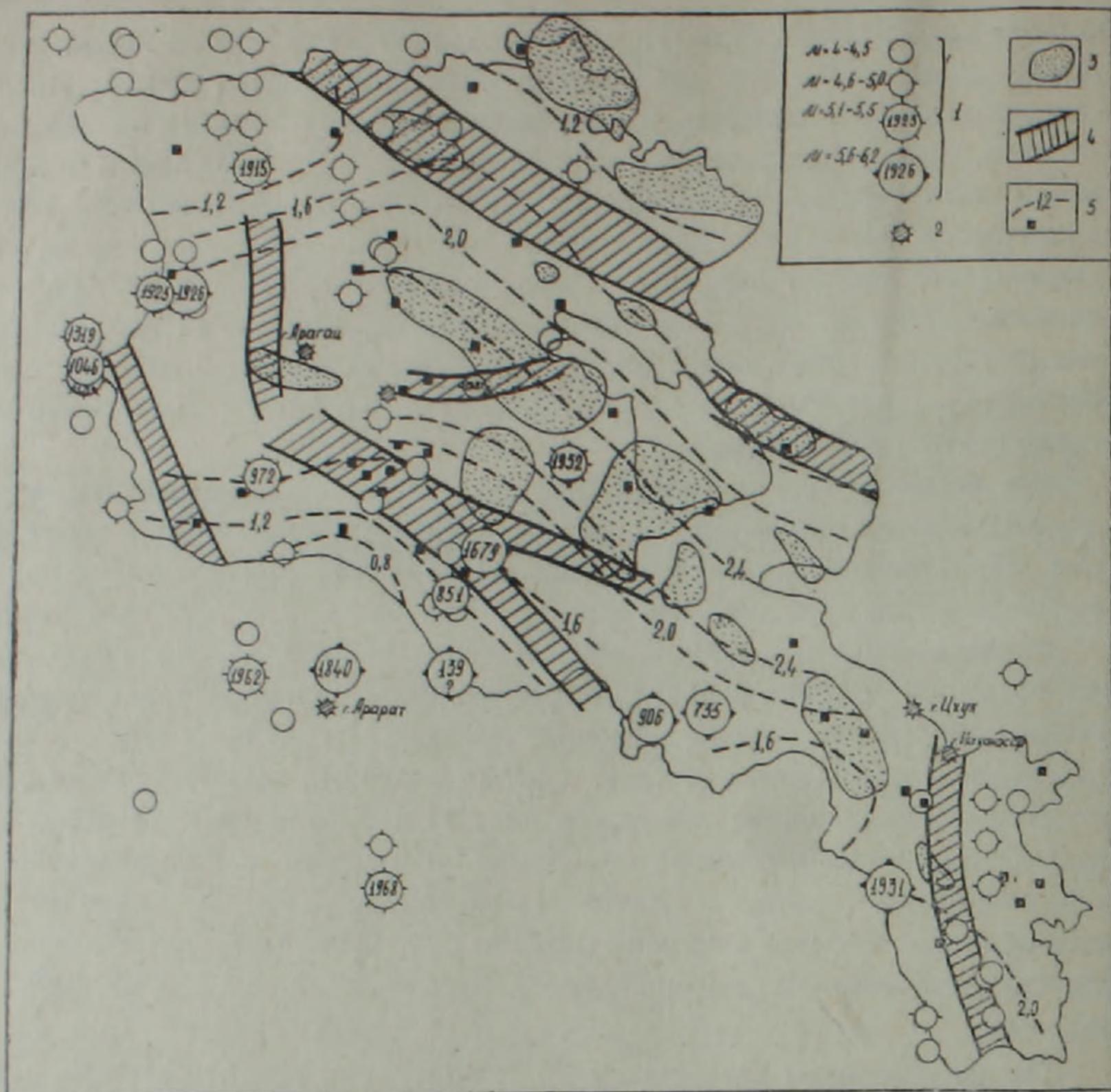


Рис. 2. Схема расположения зон высоких градиентов, положительных магнитных аномалий (ΔT_g) на высоте 4000 м [10], эпицентров сильных землетрясений (по макросейсмическим данным [5]) и изолиний теплового потока [9]. 1—эпицентры, дата и магнитуда землетрясений, 2—крупные вулканические центры, 3—положительные аномалии магнитного поля (ΔT_g) на высоте 4000 м, 4—зоны высоких градиентов гравитационного поля, 5—изолинии теплового потока (мк. кал/см² сек) и пункты определения геотермических параметров.

Интересно заметить, что южная, большая часть Арагацкой вулканической подзоны характеризуется пониженными значениями плотности теплового потока. На Арагацком массиве геотермических данных не имеется. Очень мало данных также на Ахалкалакском нагорье. Исходя из корреляционной связи магнитных и геотермических аномалий, выявленной в Гегам-Сюникской области [4], а также из «тенденций соответствия больших нерегулярных магнитных аномалий высоким величинам теплового потока и слабых магнитных аномалий—низким его величинам», наблюдаемых в других тектонически активных поясах Земли [17], можно полагать, что геотермическое поле в Арагац-Ахалкалакской зоне должно быть невысоким.

При сравнении карт размещения вулканических центров и эпицентров землетрясений, определенных по макросейсмическим данным

с высокой точностью (рис. 2), наблюдается следующая картина. Эвгеосинклинальная зона Малого Кавказа [3], в том числе и Гегам-Сюникская вулканическая область, характеризуется небольшим числом эпицентров почти исключительно слабых землетрясений (до 5—6 баллов). По частоте случаев и интенсивности землетрясений отличаются зона Араксинского прогиба и Транскавказский ареал.

Таким образом, обобщая все вышесказанное, можно заметить следующее: характерные черты пространственного распределения геофизических полей обусловлены не только донеогеновой тектонической зональностью, но и, в значительной степени, планом развития новейшего вулканизма, иногда не соответствующим плану донеогеновых тектонических структур. При этом Гегам-Сюникская вулканическая зона, находящаяся в пределах антиклинорного поднятия Малого Кавказа, характеризуется пониженными значениями силы тяжести, относительно слабой сейсмичностью, повышенными значениями геотермического поля и положительными интенсивными аномалиями магнитного поля.

Арагац-Ахалкалакская зона, пересекающая в своем простирании все донеогеновые тектонические зоны, отличается отрицательным магнитным полем на высоте 4 км и высокой сейсмичностью (до 8—9 баллов), а также пониженными значениями геотермического поля и относительным максимумом силы тяжести в своей южной части.

Очевидно, что все особенности геофизических полей парагенетически связаны между собой и объясняются глубинным строением указанных зон. Разные соотношения между геофизическими полями в Гегам-Сюникской и Арагац-Ахалкалакской зонах показывают, что эти зоны отличаются не только магматическими формациями [7, 20] и другими «поверхностными» геологическими признаками, но и глубинным строением.

Прежде чем попытаться выяснить связь геофизических полей с глубинным строением вулканических областей, необходимо подчеркнуть следующее.

1. Сейсмоактивность отдельных регионов непосредственно и тесно связана с современными тектоническими движениями земной коры. Она может быть связана с древними (донеогеновыми) структурами только в тех случаях, когда план новейших и современных движений наследует план древних деформаций.

2. Аномалии в современном геотермическом поле связываются как с унаследованными неотектоническими движениями, так и с движениями, не унаследованными, создавшими новообразованные (наложенные или сквозные) структуры [8]. При этом поднятия отличаются повышенными, а прогибы—пониженными значениями геотермического поля [8, 16—18].

На изучаемой территории интересные результаты дает сопоставление эпицентров землетрясений, геотермического и магнитного (снятого с высоты 4000 м) полей (рис. 2). Оказывается, области с крупными положительными аномалиями регионального магнитного поля ха-

рактируются минимальным числом эпицентров землетрясений. Таковыми регионами являются центральная часть антиклинорного поднятия Малого Кавказа и северо-восточная часть области раннеальпийской складчатости (район развития юрского вулканизма). Как было сказано выше, положительные аномалии магнитного поля интерпретируются как влияние крупных интрузивных тел.

Очевидно, сходство в отношении сейсмоактивности вышеотмеченных двух областей обусловлено не только возрастом складчатости [5, 14], но и, в первую очередь, характером неотектонических движений, обусловленным помимо возраста складчатости также строением земной коры в этих областях. Внедрение интрузивных тел в зону разломов и грешин, вероятно, способствовало образованию прочного консолидированного фундамента, тем самым сильно уменьшая возможность контрастных тектонических движений и их сейсмических последствий в современную эпоху.

Известно, что внедрение магмы и образование вторичных очагов возможно лишь в условиях всеобщего растяжения. Исходя из этого и учитывая закономерности, установленные между аномалиями геотермического поля и характером неотектонических движений, надо полагать, что повышенные значения геотермического поля в Гегам-Сюникской зоне обусловлены не только высоким положением теплового фронта, связанным с наличием вторичных магматических очагов, но и преобладающими условиями растяжения и восходящим характером неотектонических движений в этой области.

Судя по характеру магнитного поля Транскавказского ареала, магматические очаги основного состава, здесь, в отличие от Гегам-Сюникской области, либо отсутствуют, либо имеют небольшие размеры, или находятся глубже—ниже изотермы Кюри. В принципе, конечно, не исключается возможность существования крупных магматических очагов кислого-среднего состава. При наличии исключительно «благоприятных» соотношений между магнитными свойствами пород геологического разреза (когда магнитные свойства тела и окружающих пород идентичны), такие тела не отразились бы в магнитном поле. Однако, крупные кислые интрузии, известные в геологическом разрезе Армении, в магнитном поле отражаются, как правило, хорошо выраженными интенсивными отрицательными аномалиями [1], которые также отсутствуют в Арагац-Ахалкалакской области. На аэромагнитных картах, снятых с высоких уровней, область характеризуется слабоотрицательным магнитным полем. Следовательно, наличие здесь крупных магматических очагов, во всяком случае в верхней части земной коры, маловероятно.

С другой стороны наглядно, что Арагац-Ахалкалакская зона и Араксинский прогиб характеризуются примерно одинаковой высокой сейсмоактивностью и аналогичным слабоотрицательным магнитным полем. Этот факт в первую очередь показывает, что указанные регионы, резко отличавшиеся в новейшее время по характеру тектонических

движений, в современную эпоху живут аналогичным геотектоническим режимом. Такое соотношение сейсмоактивности и магнитного поля свойственно для областей погружения и сжатия, где тектонические движения, в общем имея отрицательный знак, отличаются также резкой контрастностью [3, 14]. Транскавказский ареал, имевший высокую проницаемость в верхнеплиоцен-нижнечетвертичное время (излияния базальтовых лав), затем вероятно, быстро перешел в зону сжатия.

Зоны растяжения, по которым из глубин Земли на поверхность поднимается магма, и зоны сжатия, в которых возникают надвиги, сбросы и землетрясения, в современных динамических поясах Земли сопряжены между собой [16]. При этом наблюдается одновозрастность вулканов со сбросами, обрамляющими зоны структурных поднятий. Однако искать связи вулканизма с такими, хотя и глубинными разломами, ошибочно. Магмопроводящими являются разрывы растяжения, в то время как сбросы, надвиги и другие разломы, крылья которых испытывали значительные перемещения относительно друг друга, сопровождаются сжатием и сильными землетрясениями и не образуют путей для вулканических извержений.

На рис. 3 представлена схема расположения плиоцен-четвертичных вулканических центров и главнейших разломов, выделенных разными исследователями [6, 10—13, 15] по геофизическим данным. Прежде чем попытаться выяснить отношение этих разломов к вулканизму, коротко рассмотрим те характерные черты геофизических полей, по которым они выделяются.

По характеру их отображения в геофизических полях разломы на территории Армянской ССР могут быть подразделены на следующие группы (рис. 2, 3):

1. Разломы, характеризующиеся зонами высоких градиентов силы тяжести, местами совпадающими с эпицентрами сильных землетрясений (разломы 3, 4, 7, 8 на схеме);

2. Разломы, характеризующиеся зонами высоких градиентов силы тяжести и линейными положительными аномалиями магнитного поля (разломы 1 и 2);

3. Разломы, характеризующиеся эпицентрами сильных землетрясений и нарушением структуры магнитного поля (разломы 5 и 6);

4. Разломы, характеризующиеся интенсивными положительными аномалиями магнитного поля (разломы 9 и 10).

Очевидно, что вышеописанные четыре группы разломов представляют разные типы нарушения сплошности земной коры.

Подробное описание характера каждой группы разломов не составляет цель этой статьи. Отметим только, что разные группы разломов имеют разные отношения к вулканизму. В связи с этим интересно заметить, что разломы, контролирующие расположение эпицентров сильных землетрясений, не имеют связи с какими-либо значительными аномалиями магнитного поля и, наоборот, разломы, сопровождаемые интенсивными положительными магнитными аномалиями, не контролируют

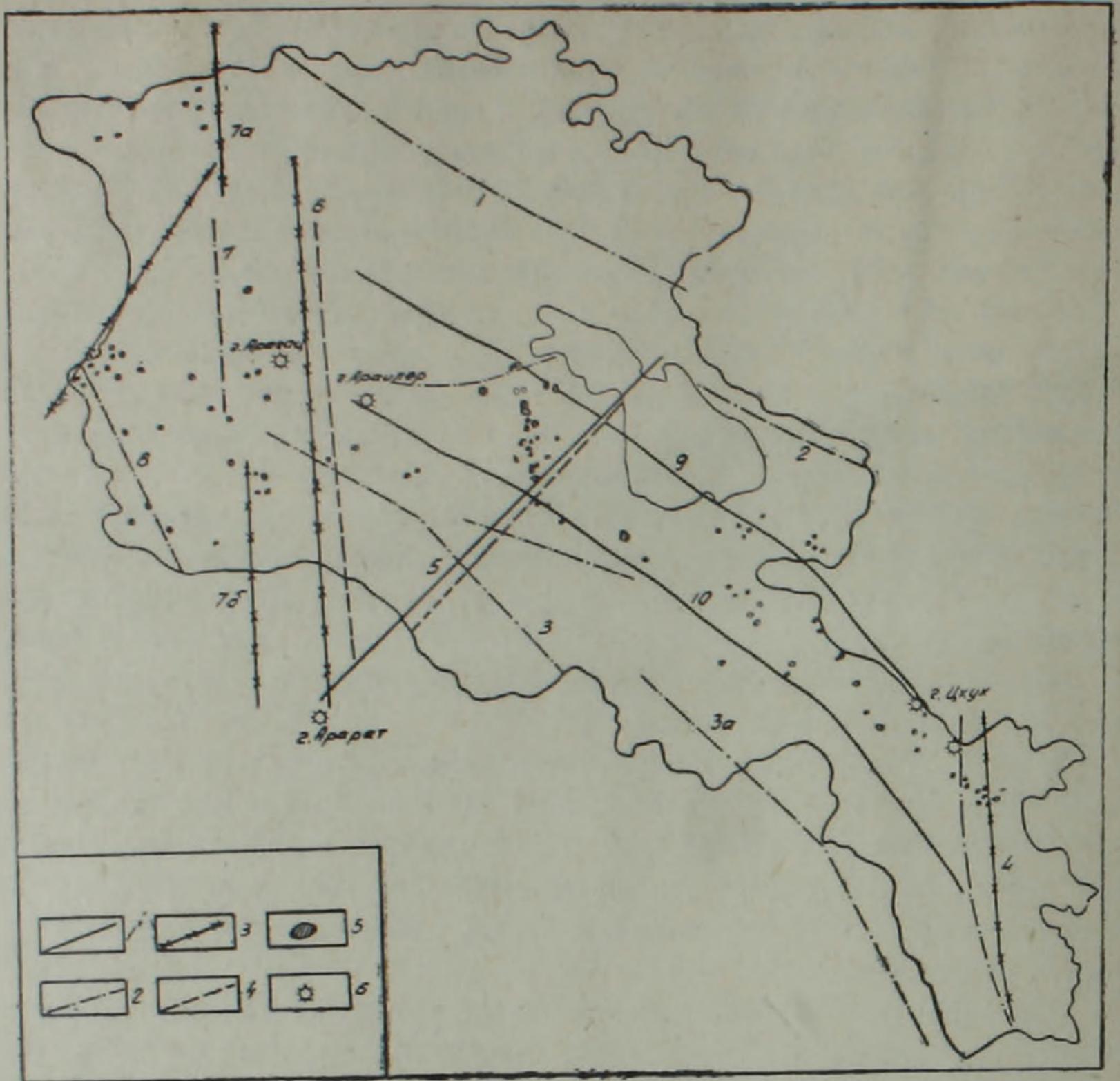


Рис. 3. Схема расположения вулканических центров и крупных разломов, установленных по геофизическим данным. Разломы, выделяемые: 1—по осям линейно расположенных положительных магнитных аномалий, наблюдаемых на высоте 4000 м, 2—по зонам высоких градиентов силы тяжести, 3—по эпицентрам сильных землетрясений, 4—по зонам смены простираний магнитных аномалий. Вулканические центры: 5—многотенные, 6—полигенные.

ют расположение эпицентров сильных землетрясений. При этом зоны высоких градиентов силы тяжести могут быть приурочены как к первому типу, так и ко второму типу разломов (рис. 2).

Исходя из всего вышеизложенного, разломы, выделяемые по геофизическим данным, условно можно подразделить на сейсмогенные и магмопроводящие. К магмопроводящим, в первую очередь, следует относить разломы четвертой группы. Как видно из схемы (рис. 3), они контролируют вулканические проявления Гегам-Сюникской области. Эти разломы образовались в центральной части антиклинорного поднятия—в зоне наибольшего растяжения. Вероятно, наибольшую, возможно сквозную, проницаемость они имели в верхнем плиоцене. Затем проницаемость разломов постепенно спала в связи с замедлением темпов поднятия, однако условия растяжения в общем сохранились до современной эпохи. В результате образовались крупные магматичес-

кие очаги, обусловившие четвертичные ареальные вулканические проявления Гегам-Сюникской области.

Что касается разломов второй группы, то они, вероятно, отличались более низкой проницаемостью и более коротким сроком магматической активности. Тем не менее, в зону этих разломов успели внедриться магматические тела, четко фиксируемые в магнитном поле.

Здесь нужно оговориться, что нами к магмопроводящим несколько условно относились только те разломы, зоны которых более или менее насыщены магматическими породами, создающими положительные магнитные аномалии. Однако нельзя отрицать возможности существования также магмопроводящих разломов, не насыщенных магматическими породами. Естественно, такие разломы в магнитном поле четко отражаться не могут.

К сейсмогенным относятся разломы первой и третьей групп. Они расположены в основном в пределах Транскавказского ареала и Приараксинского прогиба, где в современную эпоху преобладают условия сжатия. Из них разломы 6, 3 и 4 ограничивают Гегам-Сюникскую вулканическую область соответственно с запада, юго-запада и востока и, вероятно, являются границами блокового поднятия. Отмеченные три разлома являются наиболее сейсмоактивными из всех сейсмогенных разломов, что, вероятно, обусловлено наибольшей контрастностью неотектонических движений в их зонах.

Относительно возраста сейсмогенных разломов можно сделать некоторые выводы, исходя из их геофизических характеристик. Так, имея в виду, что наиболее сильными магнитными свойствами обладают плиоцен-четвертичные вулканогенные породы [2], можно полагать, что из сейсмогенных разломов наиболее молодыми являются те, которые, помимо других геофизических признаков, сопровождаются также зонами близнулевых или отрицательных значений магнитного поля (разломы 5 и 6). Интересно, что разлом 6 совпадает с границей двух магнитных зон—высокоаномальной магнитной зоны Гегам-Сюникской области и отрицательной магнитной зоны Транскавказского ареала (рис. 1, 3). Можно полагать, что заложение именно этого разлома обусловило различие в тектоническом развитии отмеченных вулканических зон.

Как было сказано выше, в Транскавказском ареале пока не выявлены интенсивные линейные магнитные аномалии, указывающие на наличие крупных магматических тел. Поэтому выяснение связи вулканизма с глубинными разломами здесь несколько затруднительно. Возможно, что некоторые из сейсмогенных в современную эпоху разломов (например, разломы 7 и 8) в период их заложения (или активизации) имели высокую сквозную проницаемость, обусловившую излияние базальтовых лав. Затем, вероятно, в связи с резким изменением знака тектонических движений, условия растяжения быстро сменяются условиями сжатия, и разломы теряют свою проницаемость. Кратковремен-

ность магматической активности разломов, видимо, исключала возможность образования крупных вторичных магматических очагов.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
Академии наук Армянской ССР

Поступила 19.I.1976.

Մ. Ս. ԲԱԴԱԿՅԱՆ, Շ. Ս. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Ս. Ա. ՓԻՐՈՒՋՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՏԱՐԱԾՔՈՒՄ ՀՐԱԲԵՒԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ
ԵՎ ԳԵՈՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ԴԱՇՏԵՐԻ ՈՐՈՇ ՀԱՐԱԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Նորագույն հրաբխականության շրջաններում առանձնանում են երկու գոտիներ, որոնք բնութագրվում են գեոֆիզիկական դաշտերի տարբեր հարաբերակցությամբ: Դրանք են՝ Գեղամ-Սյունիքի և Արագած-Ախալքալաքի գոտիները: Գեոֆիզիկական դաշտերի հարաբերակցության տարբեր բնույթը երկու հրաբխային գոտիներում մեկնաբանվում է հրաբխականության և սելսոմիկության տեսանկյունից: Ենթադրվում է, որ Գեղամ-Սյունիքի գոտին նորագույն ժամանակաշրջանում աչքի է ընկել երկրակեղևի ստորին հորիզոնների մեծ ճեղքայնությամբ ու թափանցելիությամբ, որի շնորհիվ մակերեւելիք 2—5 կմ խորության վրա առաջացել են երկրորդական հրաբխային օջախներ: Տեկտոնական խզումների խիտ ցանցի մեջ մազմայի ներդրումը միաժամանակ օժանդակել է ամուր միատարր հիմքի ստեղծմանը, որտեղ տարամետ տեկտոնական շարժումներն իրենց սելսոմիկ հետևանքներով հանդերձ բացառվում են:

Արագած-Ախալքալաքի գոտին ունեցել է ավելի կարճատև թափանցելիություն՝ հավանաբար նորագույն ժամանակաշրջանի միայն սկզբում: Ենթադրվում է, որ հրաբխային օջախներն այստեղ կամ տեղադրված են ավելի խորը, կամ ունեն լոկալ բնույթ: Ենթադրվում է նաև, որ այս գոտում այժմ գերակշռում են սնդման ուժերը և տարամետ տեկտոնական շարժումները:

Գեոֆիզիկական դաշտերի համադրման հիման վրա հողվածում շոշափվում են նաև նորագույն հրաբխականության, սելսոմիկության և տեկտոնիկայի կապի որոշ հարցեր:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян Ц. Г. Магнитное поле Армении и его связь с тектонической зональностью. ДАН Арм. ССР, т. 29, № 5, 1959.
2. Акопян Ц. Г. Магнитное поле и палеомагнетизм кайнозойских эффузивных пород Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1963.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
4. Бадалян М. С. О возможной причинной связи геотермического и магнитного полей в области новейшего вулканизма Армянской ССР и некоторые вопросы их интерпретации. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1976.
5. Габриелян А. А., Пирузян С. А. Сейсмоструктурная схема Армении и сопредельных частей Антикавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 25, № 4, 1972.

6. Егоркина Г. В. и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. «Сов. геология», № 6, 1973.
7. Карапетян К. И. Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1969.
8. Ласточкин А. Н. Связь геотермического режима с неотектоническими движениями и морфоструктурами нефтегазоносных областей. «Геоморфология», № 3, 1973.
9. Мириджанян Р. Т. О природе аномального повышенного геотермического поля Центрального района Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 6, 1974.
10. Никольский Ю. И., Сироткина Т. И., Милай Г. А. Некоторые черты тектоники и истории геологического развития территории Армении по данным геофизики. Сб. «Методы разведочной геофизики», вып. 12, «Недра», Л., 1972.
11. Оганисян Ш. С. Связь аномалий силы тяжести с сейсмичностью (на примере Араратской котловины и сопредельных с ней районов Арм. ССР). ДАН Арм. ССР, т. 26, 1958.
12. Оганисян Ш. С. Гравитационное поле Армянской ССР и его геологическое истолкование. Материалы V Всесоюзной научно-технической конференции. Новосибирск, 1963.
13. Пирузян С. А. Новые данные по сейсмостектонике Большого Ереванского района. ДАН Арм. ССР, т. 16, № 4, 1965.
14. Пирузян С. А. Опыт детального сейсморайонирования территории Большого Ереванского района (юго-западная часть Армянской ССР). Изд-во «Айастан», Ереван, 1969.
15. Пирузян С. А. О причинах так называемых общих сотрясений или одновременных землетрясений. ДАН Арм. ССР, т. 17, № 1, 1966.
16. Святловский А. Е. Структурная вулканология. «Недра», 1971.
17. Смирнов Я. Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. Геотектоника, № 6, 1968.
18. Хоран К., Уэда С. Тепловой поток в вулканических областях. Сб. «Земная кора и верхняя мантия». «Мир», М., 1972.
19. Ширинян К. Г., Аджимамудов Э. Б. Тектонические условия новейших вулканических проявлений Армении (по данным геофизических исследований). Сб. «Вулканизм и глубинное строение Земли». «Наука», М., 1966.
20. Ширинян К. Г. О связи петрографических и петрохимических особенностей новейших вулканических серий Армении с блоковыми структурами. В кн. «Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ)». «Наука», 1973.

УДК 550.83

С. В. БАДАЛЯН, М. П. ВОЛАРОВИЧ, В. М. ГЕВОРКЯН, А. Н. НИКИТИН,
Е. И. РУСАКОВА, Л. Д. СЕЛЕЗНЕВ, Т. В. ТОНОЯНОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО МЕТОДА
НА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Для поисков кварцеворудных тел большой интерес представляет использование пьезоэлектрического метода, основанного на регистрации и изучении особенностей проявления пьезоэлектрического эффекта горными породами [1].

Пьезоэлектрический эффект горных пород обусловлен, главным образом, наличием в их составе пьезоэлектрических текстур. Пьезоэлектрическая текстура представляет собой анизотропный агрегат, полностью или частично состоящий определенным образом из ориентированных кристаллов—пьезоэлектриков, среди которых находятся два таких распространенных минерала, как сфалерит и турмалин и один из основных породообразующих минералов—кварц. В ходе формирования породы и ряда последующих процессов эти минералы могут быть, в своей совокупности, ориентированы относительно свойственных им элементов симметрии. Условия образования реальных пьезоэлектрических текстур кварца [4] создаются, например, при тектонических проявлениях и возникающих при этом напряжениях и деформациях породы [7]. Из сгруппированных скоплений пьезоэлектрических текстур формируются тела—пьезоэлектрики, примером которых могут служить кварцевые жилы.

Принципиальные основы разведки тел-пьезоэлектриков по проявлению ими пьезоэффекта сводятся к следующему. Когда в некоторой точке происходит взрыв, то в результате электризации ограниченного объема горных пород возникает кратковременное знакопеременное электрическое поле, так называемый, взрывной (привзрывной) импульс. Начальная фаза развития привзрывного импульса (время t_0) синхронна началу движения фронта сейсмической волны. Последняя, распространяясь со скоростью V , в некоторый момент времени (t_1) достигает тела-пьезоэлектрика (кварцевой жилы). Воздействуя на нее с определенным давлением, волна вызывает на контактах жилы с вмещающими породами появление электрических зарядов и обусловленного ими электромагнитного поля, характеризующего пьезоэлектрический эффект жилы. При этом могут иметь место следующие соотношения: величина $(t_1 - t_0)$ не превышает 1—2 миллисекунд и превышает эти значения. Первый случай характеризует преимущественно наземную пьезоэлектрическую разведку, когда в основу интерпретации кладутся динамические признаки записи интегрального сигнала (в интервале времени до 2 миллисекунд). Второй случай характерен для под-

земной пьезоэлектрической разведки, где, помимо динамических особенностей записи сигналов, особенно важна кинематическая характеристика их [8].

Работы по изучению возможностей пьезоэлектрической разведки на золоторудных месторождениях Армении проводились по инициативе ИГИС-а АН Арм. ССР в содружестве с ИФЗ АН СССР и ЦНИГРИ МГ СССР.

Экспериментальные работы предусматривали: определение возможных типов пьезоэлектрических текстур рудных тел, оценку величин пьезоэффекта образцов, отобранных из рудных жил и вмещающих пород, опытные работы пьезоэлектрическим методом на месторождениях.

Исследование типа симметрии пьезоэлектрических текстур было проведено для крупно- и среднезернистого кварца рудной стадии минералообразования, который образует крупные минеральные скопления, формирующие жильный облик рудного тела. Исследования состояли в определении ориентировки оптических осей на федоровском столике и установлении направления максимальной продольной пьезоэлектрической поляризации. В тонкозернистом, преимущественно метасоматическом кварце, где измерение оптических осей затруднено из-за полного внутреннего отражения лучей при поворотах федоровского столика, измерялась только величина продольной пьезоэлектрической поляризации.

Пьезоэффект образцов изучался динамическим методом в гармоническом и импульсном режимах [3] на установке для исследования механо-электрических явлений [2]. В установке излучатель продольных акустических волн с собственной частотой 25 кГц заключен в массивный металлический корпус, который является электрическим экраном и предохраняет рабочий элемент излучателя (блок пластин из сегнетовой соли) от давления со стороны образца при плотном его поджатии. Фторопластовый поглотитель исключает возбуждение пьезоэффекта в образце отраженными волнами. Все измеряемые образцы поджимались к излучателю равным усилием, величина которого контролировалась с помощью пьезопреобразователя типа АВ-0704, заключенного в той части поглотителя, которая соприкасалась с образцом. Акустический контакт между излучателем и образцом, а также между поглотителем и образцом улучшался с помощью специальной смазки (ГОСТ 5-107-68).

В гармоническом режиме измерения проводились на резонансной частоте излучающей системы (27 кГц), которая контролировалась частотомером (ЧЗ-33). При экспериментах на излучатель подавался сигнал с генератора (ГЗ-33) величиной 30 в. В качестве одного приемного электрода использовалась пластинка из медной фольги, в качестве второго—общая земля. Измерение сигнала осуществлялось вольтметром (ВЗ-7). Измеренные значения разности потенциалов для образцов ($U_{обр.}$) сравнивались с эталонными значениями пьезомодуля монокристалла кварца X-среза ($U_{эт.}$) и по формуле Желудева [10]

производился расчет значений пьезомодулей для исследованных образцов. Помимо измерений в гармоническом режиме проводились исследования на образцах в импульсном режиме (возбудитель—импульсная переносная аппаратура ИПА-59). В импульсном режиме изучалась полярность возбуждаемых сигналов при изменении знака возбуждения. Изменение полярности электрического сигнала при изменении направленности возбуждения служило критерием регистрации собственно пьезоэлектрического эффекта.

В качестве объектов экспериментальных работ были выбраны Зодское и Меградзорское месторождения. Рудные тела Зодского месторождения приурочены к зонам разломов близширотного простирания и крутого северного падения, развитым среди габбро и интенсивно серпентинизированного перидотита и сопровождающимся гидротермально измененными породами мощностью от 10 до 70 м. Морфология рудных тел сложная. Основное рудное тело представлено интенсивно дробленной кварцевой жилой мощностью от 0,2 до 2,0 м или густой сетью кварцевых или кварц-карбонатных прожилков, содержащих значительное количество сульфидов, и сопровождается многочисленными апофизами, образующими сложную сеть прожилков и узлов. По контакту рудных зон развиты серии крутых трещин, выполненных тектонической глиной. Более мощными и выдержанными являются рудные тела, залегающие среди габбро. На контакте с перидотитами рудные тела выклиниваются или расщепляются на множество маломощных ветвей. Состав рудных тел непостоянен. До глубины 100—120 м развита зона окисления, в которой рудные тела значительно изменены и представлены интенсивно дробленным кварцем, залегающим среди скоплений гидроокислов железа с реликтами сульфидных руд. В зоне первичных руд, отделяющейся от предыдущей зоны частичного выщелачивания, рудные тела представлены кварц-карбонатной породой с сульфидной минерализацией. Мономинеральные скопления крупнокристаллического молочно-белого кварца сравнительно редки и встречаются преимущественно на более глубоких горизонтах. Преобладает тонкозернистый светло-серый кварц метасоматического происхождения, переполненный обломками окварцованной вмещающей породы и тонкораспыленных сульфидов, преимущественно пирита.

Диаграммы ориентировки оптических осей кварца (горизонт шт. 5) показали (рис. 1) преимущественное развитие двух максимумов концентрации выходов оптических осей, которые расположены под углом около 90° друг к другу. Максимумы имеют плотность около 15% и на фоне слабо выраженного пояса (плотность 1,5—2,0%) при угловом размере максимума около 20° характеризуют относительно высокую степень упорядоченности текстуры. Максимальная величина продольной пьезоэлектрической поляризации зарегистрирована в направлении, перпендикулярном плоскости оптических осей. Такая ориентировка оптических осей, направление и величина продольной пьезоэлектрической поляризации характеризуют пьезоэлектрическую текстуру с сим-

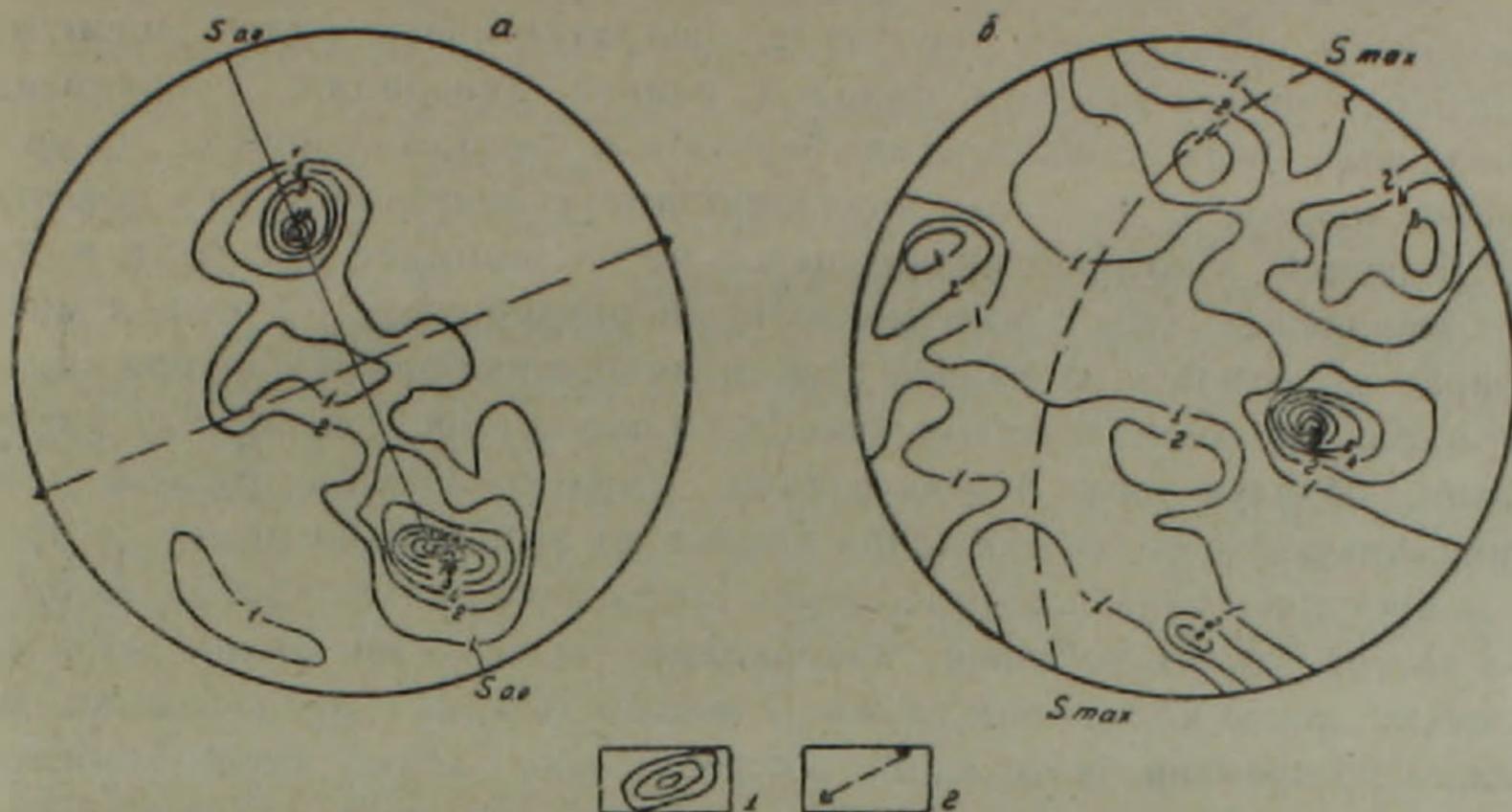


Рис. 1. Типичные диаграммы ориентировки оптических осей кварца: а) Зодское золоторудное месторождение, б) Меградзорское золоторудное месторождение. 1—изолинии выходов оптических осей кварца в %, 2—направление максимального продольного пьезоэлектрического эффекта, S_{00} —плоскость оптических осей, S_{max} —плоскость максимального продольного пьезоэлектрического эффекта.

метрией 2·m(4·m). Такой тип симметрии пьезоэлектрической текстуры отвечает низкой степени деформированности рудного тела [5].

Данные, характеризующие пьезоэффект образцов, приведены в таблице 1. По принятой нами классификации, согласно этим данным,

Таблица 1

Пьезоактивность горных пород и руд Зодского и Меградзорского золоторудных месторождений

Наименование горных пород и руд	К-во опр.	Пьезоактивность $\times 10^{-10}$ ед CGSE		
		мин.	макс.	средн.

Зодское месторождение

1. Габбро, перидотиты, порфириты	27	$\bar{3},2$	$\bar{4},26$	$\bar{3},45$
2. Кварц-сульфидные золоторудные жилы	18	$\bar{3},2$	$\bar{4},26$	$\bar{3},45$

Меградзорское месторождение

3. Туфы, туфопесчаники, порфириты, кварцевые диориты и гранодиориты	21	$\bar{2},2$	$\bar{15},7$	$\bar{5},21$
4. Кварц-сульфидные золоторудные жилы	37	$\bar{2},2$	$\bar{15},7$	$\bar{5},21$

рудные тела из зоны окисления Зодского месторождения могут быть отнесены к категории средних и низких пьезоэлектриков, а вмещающие породы—непьезоэлектриков.

По составу среди сульфидных руд Меградзорского месторождения различают существенно пиритовые, непродуктивные руды, сцементированные серовато-белым кварцем ранней генерации; существенно кварцевые руды с обломками березита и гнездами пирита, несущие слабое золотое оруденение; пирито-полиметаллические руды с золотым оруденением, в котором значительное место занимает сфалерит, и теллурокварцевые руды с богатым золотым оруденением. Основная масса кварца выделилась на ранней стадии минералообразования при гидротермально-метасоматическом изменении пород вместе с пиритом и серицитом, образуя зоны березитизации, сопровождающие рудные тела. Мономинеральные обособления кварца на этой стадии редки и представляют прожилки или отдельные жилы мощностью иногда до 0,7 м. Во второй допродуктивной минеральной ассоциации кварц образует плоские линзы или короткие жилы мощностью до 1 м, несколько опережая во времени выделения полиметаллов, кварц серовато-белый, тонкозернистый, сливной. Широкое развитие этих жил в пределах зоны придает последней жильный характер. В продуктивной стадии минералообразования кварц представлен слабо. Это преимущественно скопления удлиненно-шестоватых зерен, редко образующих крупные мономинеральные обособления. На послерудной стадии кварц выделялся в послепродуктивной кварц-карбонатной ассоциации, занимая явно подчиненное место. Вместе с карбонатом он образует серию сетчатых безрудных прожилков, которые секут все более ранние ассоциации. Весь кварц интенсивно катаклазирован.

Как показали исследования, диаграммы ориентировки оптических осей кварца Меградзорского месторождения (горизонты штолен 52, 66, 55) отражают довольно сложное (рис. 1, б) распределение выходов оптических осей.

Практически во всех случаях выходы оптических осей образуют два взаимноперпендикулярных пояса низкой плотности (1,0—1,5%), в пределах которых расположено несколько максимумов более высокой плотности (2—3%). Однако максимальной плотностью, в 2—3 раза превышающей плотность других максимумов, обладает, как правило, один максимум. Таким образом, на фоне довольно сложного распределения оптических осей доминирующей является линейная ориентировка в одном направлении. Плотность максимума достигает 20% и при угловом размере максимума в 15—20° отражает высокую степень упорядоченности текстуры. Максимальная величина продольной пьезоэлектрической поляризации зарегистрирована в плоскости, не перпендикулярной оптическим осям. Направление проявления максимальной продольной пьезоэлектрической поляризации и ее величина совместно с линейной ориентировкой оптических осей и отвечают пьезоэлектрической текстуре с симметрией $m \cdot 3:m$.

По проявлению пьезоэлектрического эффекта (табл. 1) рудные тела Меградзорского месторождения могут быть отнесены к категории средних и хороших пьезоэлектриков.

Исследования пьезоэлектрических текстур и измерения пьезомодулей образцов показали, что на Зодском и Меградзорском месторождениях имеются предпосылки для проведения экспериментальных работ пьезоэлектрическим методом.

С целью проверки этого вывода были проведены полевые исследования пьезоэлектрическим методом в наземных и подземных условиях.

Методика работ не отличалась от общепринятой [8]. В качестве регистрирующей применялась портативная многоканальная аппаратура магнитной записи [9].

Результаты пьезоэлектрической разведки на Зодском месторождении иллюстрируются данными, полученными на наземном участке «Армянская балка» (рис. 2). На рисунке представлены значения сум-

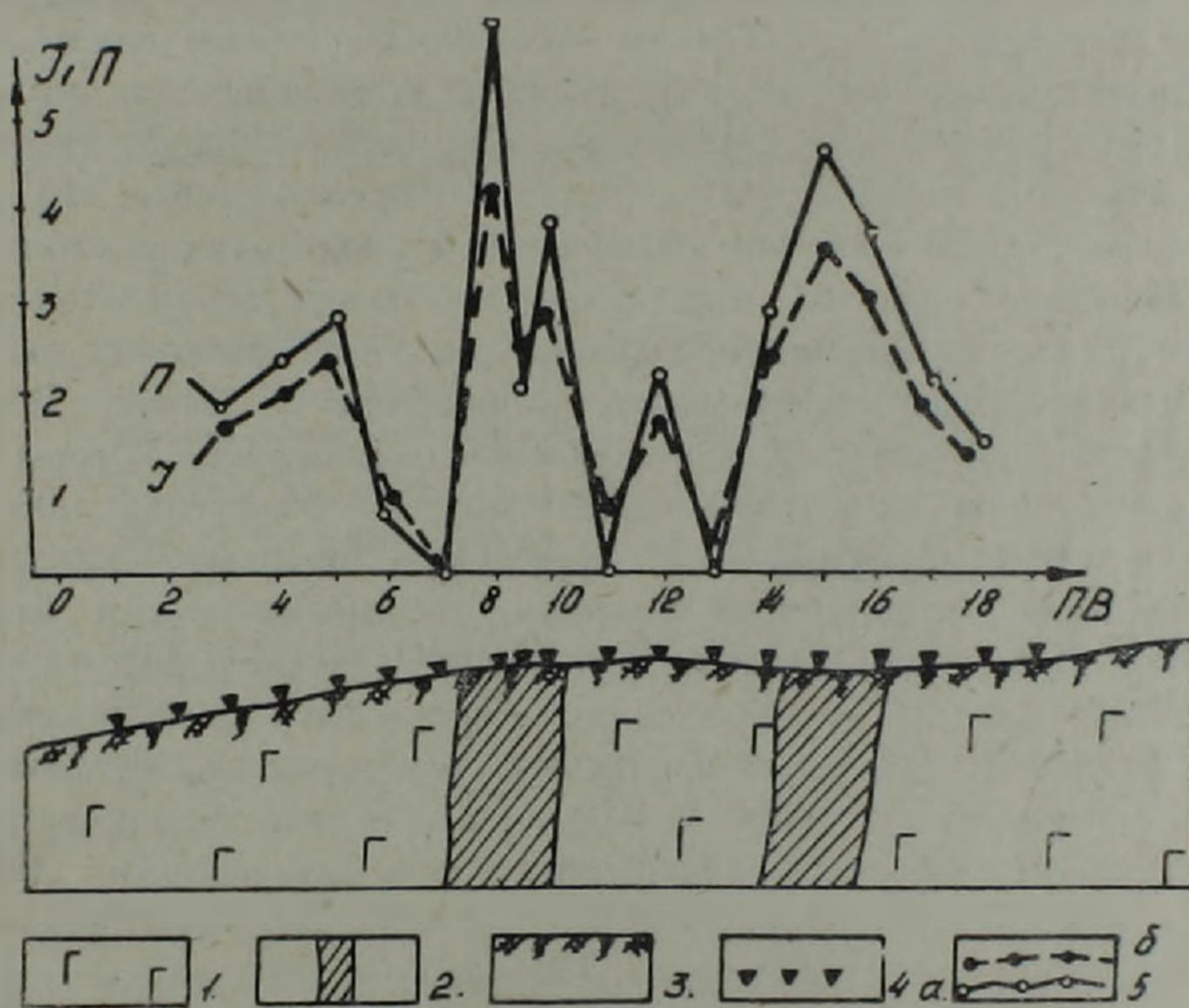


Рис. 2. Выделение рудных тел по данным наземной пьезоэлектрической разведки. Зодское золоторудное месторождение, участок «Армянская балка». 1—габбро, 2—окисленные рудные тела, 3—наносы, 4—пункты взрыва, 5а—суммарная интенсивность— J , 5б—пьезоактивность— Π .

марной интенсивности электрических сигналов (J), получаемых при взрыве, и относительной пьезоактивности (Π) пород [6]. В качестве масштабной единицы выбран уровень нормального поля.

Данные пьезоэлектрической разведки на этом участке хорошо согласуются с данными геологоразведочных работ. Следует отметить, что мощность поверхностных отложений на участке работ не превышала 2—3 метров.

Интерпретация данных подземной пьезоэлектрической разведки на Зодском месторождении в ряде случаев осложнялась наличием интен-

сивных промышленных помех, на фоне которых выделение полезных сигналов было затруднено.

Наиболее представительными оказались работы по штольне 145^{бис} на участке штрека 2. Взрывной и измерительный профили были проложены между рассечками 2 и 4. Этот участок имел то преимущество, что известные рудные тела (рис. 3а) залегали симметрично относительно горной выработки, по которой проходил взрывной профиль. Результаты работ (в качестве примера на рис. 3б приведена типичная осциллограмма для ПВ-3) показали, что рудные тела, залегающие на расстоянии порядка 15 метров от выработки, уверенно выделяются на осциллограмме (время вступления пьезоэлектрического сигнала $t_1 = 5,1 \div 5,3$ мсек). На осциллограмме можно отметить фазу со временем t_2 порядка 8 мсек. Эта фаза проявления сигнала соответствует второму контакту рудного тела. Таким образом, по данным пьезоэлектрической разведки на участке представляется возможным не только выделить рудное тело, но и оценить его мощность. Интерпретация данных, полученных на этом участке, позволяет предположить, что уточнение рудного тела от рассечки 3 к рассечке 1 происходит не столь плавно и равномерно, как это представлено на геологическом плане.

На Меградзорском месторождении пьезоэлектрическая разведка, как отмечалось выше, проводилась в подземных условиях. В целом, ее результаты подтвердили те предположения и выводы, которые были сделаны на основе исследования пьезотекстур и измерения пьезомодулей по образцам из рудных тел. Последние оказались качественно лучшими пьезоэлектриками по сравнению с рудными телами Зодского месторождения. Такой вывод, естественно, можно распространить только на зону окисления последнего. Работы пьезоэлектрическим методом проводились на 4-х горизонтах Меградзорского месторождения и дали, в целом, одну и ту же информацию. В качестве иллюстрирующего примера можно рассмотреть типичную осциллограмму (рис. 4б) и результаты сравнения геологических данных (рис. 4а) с результатами пьезоэлектрической разведки. Наиболее показательна осциллограмма, полученная при взрыве на ПВ5. Для нее характерно выделение сигналов с временами вступления порядка 2 мсек (что соответствует сигналу от известной жилы) и около 4 мсек. Последний, учитывая сейсмическую особенность записи на этом участке, может быть вызван поперечной упругой волной, что не противоречит результатам исследования пьезоэлектрических текстур. Для данного участка работ отмечена еще одна деталь. При взрыве на ПВ5 отмечается аномалия электрического поля, по своим характеристикам отвечающая пьезоэффекту, со временем максимального проявления (максимальная фаза) порядка 6 миллисекунд. Эта аномалия может отвечать объекту, залегающему в 20—25 м от пункта взрыва 5, то есть объекту, отличному от основного рудного тела. В какой-то мере этой аномалии может отвечать апофизе основного рудного тела.

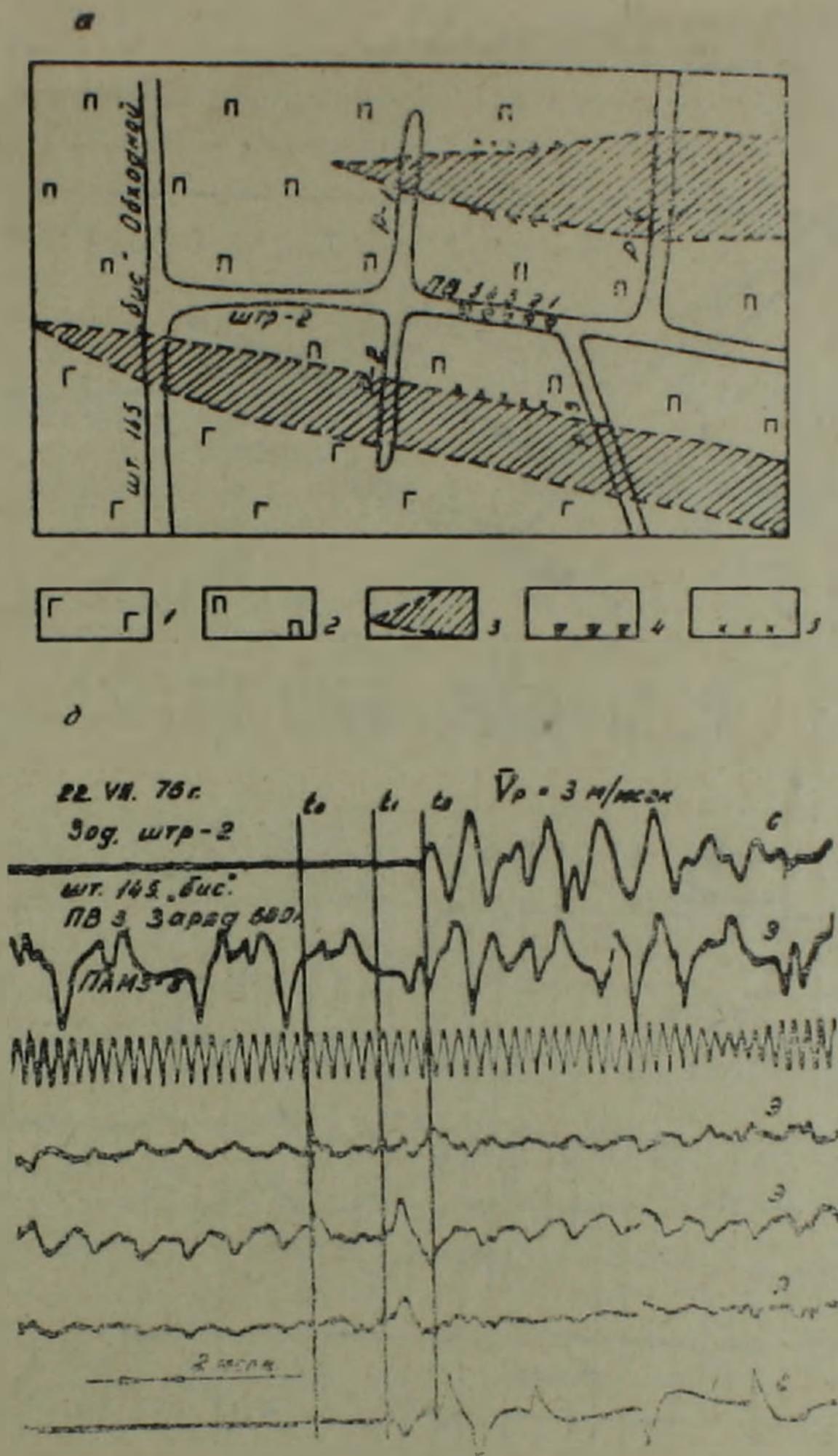


Рис. 3. Результаты подземной пьезоэлектрической разведки на шт. 145 Зодского месторождения. а) схема работ и геологический план на участке. 1—габбро, 2—перидотиты, 3—кварц-сульфидное рудное тело, 4—пункты взрыва, 5—контур рудного тела по аномалиям пьезоэлектрической разведки; б) типичная осциллограмма (ПВ-3). ПВ—пункты взрыва, t_0 —отметка момента взрыва (привзрывной импульс), t_1 , t_2 —время проявления пьезоэффекта, Э—электрический и С—сейсмический каналы.

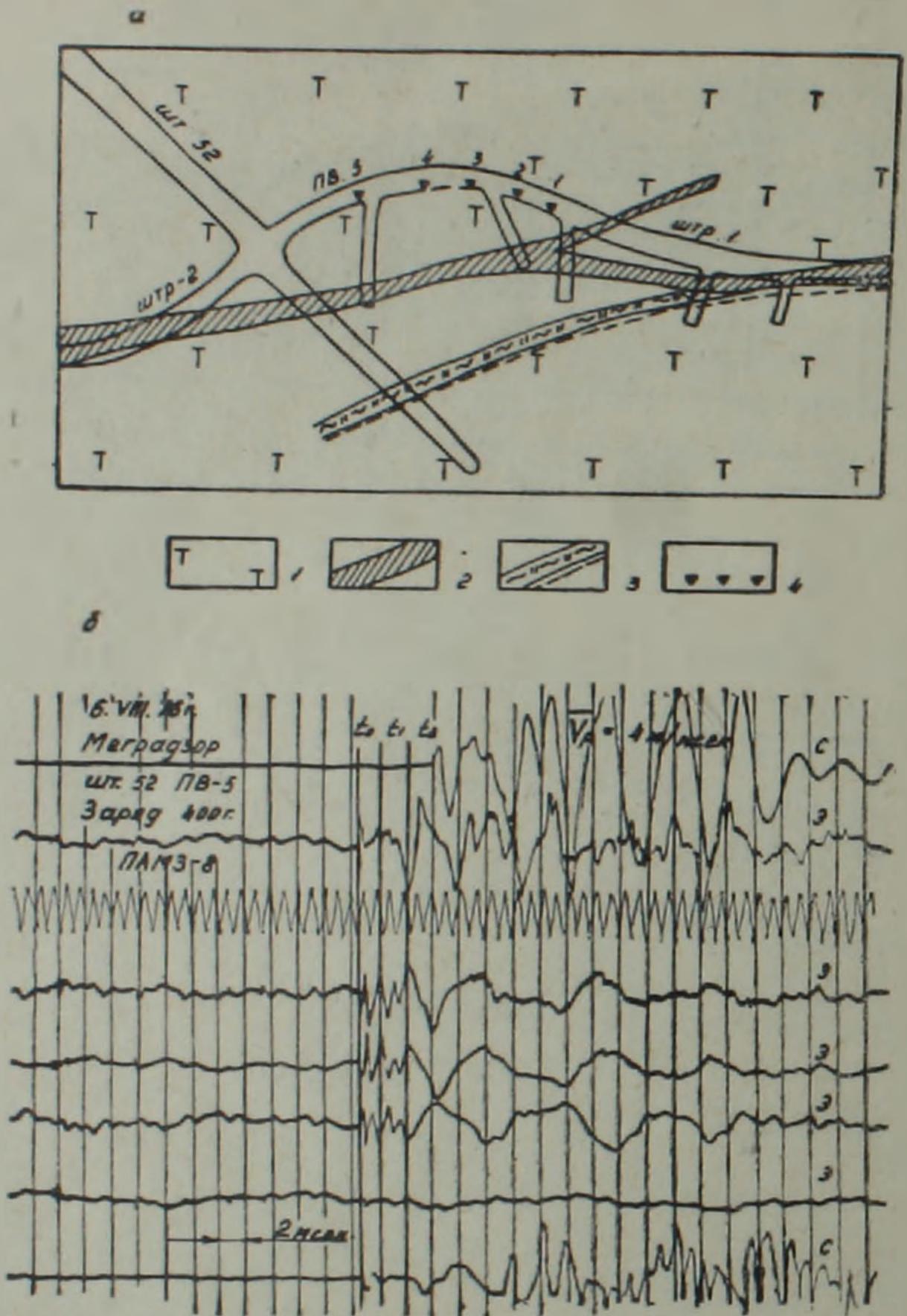


Рис. 4. Результаты подземной пьезоэлектрической разведки на шт. 52 Меградзорского месторождения. а) геологический план участка и схема работ. 1—туффиты, 2—кварц-сульфидные рудные тела, 3—разломы, 4—пункты взрыва. б) осциллограмма записи пьезоэффекта при ПВ-5. t_0 —отметка моментов взрыва, t_1 , t_2 —времена проявления пьезоэффекта, Э—электрический канал, С—сейсмический канал.

Совокупность исследований пьезоэлектрических текстур кварцев, измерений пьезомодулей рудных тел и вмещающих пород, а также опытные работы на Зодском и Меградзорском месторождениях в целом позволяют констатировать возможность эффективного применения пьезоэлектрического метода в подземных горных выработках для выявления и оценки мощности кварц-сульфидных рудных тел.

Ордена Трудового Красного Знамени Институт геофизики
и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР

Ордена Ленина Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта АН СССР

Отделение экспериментальных исследований ЦНИГРИ

Поступила 30.XII.1976.

Ս. Վ. ԲԱՒԱԼՅԱՆ, Մ. Պ. ՎՈՒԱՐՈՎԻՉ, Վ. Մ. ԳԵՎՈՐԴՅԱՆ, Ա. Ն. ՆԻԿԻՏԻՆ,
Ե. Ի. ԹՈՒՍԱԿՈՎԱ, Լ. Դ. ՍԵԼԵՉՆԵՎ, Տ. Վ. ՏՈՆՈՅԱՆ

**ՊԻԵՉՈՒԷԼԵԿՏՐԱԿԱՆ ՄԵԹՈՂԻ ԿԻՐԱՌՄԱՆ ՓՈՐՁԸ
ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐՈՒՄ**

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում շարադրված է Ջոդի և Մեղրաձորի հանքավայրերից վերցրած քվարցային երակների և շրջապատող ապարների նմուշների վրա կատարված լաբորատոր ուսումնասիրությունների և այդ հանքավայրերում պիեզոէլեկտրական մեթոդով անցկացված վերգետնյա և ընդգետնյա հետախուզական աշխատանքների արդյունքները:

Ուսումնասիրություններից պարզվել է, որ Ջոդի հանքավայրի քվարց-սուլֆիդային ոսկեբեր երակները բնութագրվում են $2,0\text{m}$ ($4,0\text{m}$) և $3,2-4,3 \cdot 10^{-10}$ իսկ Մեղրաձորի հանքավայրինը՝ $3,0\text{m}$ և $2,2-15,7 \cdot 10^{-10}$, սիմետրիայի պիեզոէլեկտրական տեքստուրայով և պիեզոակտիվությամբ: Երկու հանքավայրերի հանք պարունակող ապարները պիեզոէլեկտրիկներ չեն:

Այդ հանքավայրերում պիեզոէլեկտրական մեթոդով կատարած փորձնամեթոդական ուսումնասիրությունները ցույց տվեցին, որ քվարց-սուլֆիդային երակներ որոնելու և հետախուզելու համար ավելի բարենպաստ պայմաններ կան, հատկապես, ընդգետնյա լեռնային փորվածքներում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Воларович М. П., Пархоменко Э. И. Пьезоэффект горных пород. ДАН СССР, т. 99, № 2, 1954.
2. Мигунов Н. И., Кокорев А. А. «Частотная зависимость сейсмоэлектрических явлений». Сб. «Геоакустические исследования в скважинах». Тр. ВНИИЯГГ, вып. 24, 1976.
3. Пархоменко Э. И. Явление электризации в горных породах. «Наука», М., 1968.
4. Русакова Е. И., Селезнев Л. Д. Исследование пьезоэлектрических текстур одного из рудных тел Березовского месторождения. «Геология и геофизика», № 5, 1972.
5. Русакова Е. И., Селезнев Л. Д. К вопросу о связи пьезоэлектрической текстуры рудного тела с тектоническими условиями формирования месторождения. Труды ЦНИГРИ, вып. 108, 1973.

6. Селезнев Л. Д., Тетюев Н. Н., Хамидуллин Я. Н. Некоторые результаты экспрессивной оценки пьезоэлектрических свойств горных пород на золоторудных месторождениях. В кн. «Состояние и задачи разведочной геофизики», «Наука», М., 1970.
7. Селезнев Л. Д., Русакова Е. И., Корнаухов А. М. Способ определения тектонических напряжений кварцсодержащих горных пород. Авт. св. № 377514, «открытия, изобр., пром. образцы, пов. записи», № 18, 1973.
8. Селезнев Л. Д., Русакова Е. И. Методика пьезоэлектрической разведки золоторудных месторождений в подземных и наземных условиях. Труды ЦНИГРИ, вып. 119, М., 1976.
9. Селезнев Л. Д., Кочетов М. М. и др. Портативная многоканальная аппаратура магнитной записи. Труды ЦНИГРИ, вып. 120, М., 1976.
10. Шубников А. В., Желудев И. С., Константинова В. П., Сильвестрова И. Н. Исследования пьезоэлектрических текстур. Академиздат, 1965.

УДК 551.482.215.3

Г. Г. ВАРДУМЯН

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ И РАСХОДОВ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ

В динамическом отношении селевые потоки исследованы исключительно слабо по вполне понятным причинам. Всякого рода измерения даже высоты уровня воды по рейке, не говоря уже о скоростях, чрезвычайно затруднены тем, что селевые потоки возникают обычно внезапно. Наблюдатели не успевают подготовиться к соответствующим измерениям, а сами измерения очень часто сопряжены даже с опасностью для жизни наблюдателя. Как общее правило, можно констатировать, что во время катастрофических селей водомерная рейка бывает сорвана (снесена) и никаких следов, кроме меток на берегу, не остается. Применять же для измерения скорости какие-либо приборы вроде вертушки абсолютно невозможно, поскольку поток, несущий в себе твердые материалы, моментально ломает любую вертушку. Измерения скорости, в лучшем случае, можно было бы производить поплавками, но для этого нужно иметь заранее подготовленные створы.

Внезапность, катастрофичность и вся специфичность явления селевого потока не позволяют применять к нему метод непосредственных наблюдений в качестве основного. Наиболее доступным и возможным для массового применения является метод обследования селевых потоков по всему комплексу следов, оставляемых их прохождением. Этот метод нами был использован в работах при исследовании селевых водосборных бассейнов, расположенных на территории Армении.

Работы имели целью определение скорости, максимальных расходов воды, гидравлических элементов и удельный вес селевых потоков. Одним из основных разделов полевых работ было исследование коэффициентов шероховатости русел селевых потоков, определение крупности и количества вынесенных твердых материалов.

Параметры гидравлических элементов определены следующим образом: расчетные участки выбирались прямолинейными и правильной формы поперечного сечения; метки горизонта высоких вод (ГВВ) определялись по следам селевых потоков; уклоны и профили живых сечений расчетных створов селевых потоков определялись нивелировкой четвертого класса; диаметр камней установлен как средний из трех взаимноперпендикулярных замеров; объем отложений на конусе выноса определен путем непосредственных измерений всего вынесенного материала в момент обследования водотока.

Для установления методов подсчета средних скоростей турбулентных воднокаменных, грязекаменных и грязевых селевых потоков потребовалось тщательное изучение этого вопроса.

Для определения предельной скорости потока, отвечающей началу массового движения наносов, предложено большое количество эм-

пирических формул, основанных на общеизвестном законе Эри и на равенстве сил давлений, сопротивлений и моментов, действующих на частицу, лежащую на дне потока, а также на шероховатость русла.

Известные формулы Тьери, Эри и Сенжена могут быть записаны в следующем виде:

$$\text{Формула Тьери} \quad V = K \sqrt{\frac{d(\gamma_n - \gamma_c) f \cos \alpha}{\xi \gamma_c}} \quad (1)$$

$$\text{Формула Эри} \quad V = K \sqrt{\frac{2d(\gamma_n - \gamma_c) \operatorname{tg} \beta}{3k'}} \quad (2)$$

$$\text{Формула Сенжена} \quad V = K \sqrt{\frac{4gd(\gamma_n - \gamma_c) f}{3\xi\gamma_c}} \quad (3)$$

где V — начальная скорость влечения в м/сек;

γ_n — удельный вес наносов;

γ_c — удельный вес селевой массы;

f — коэффициент трения (0,76 ÷ 0,80);

d — диаметр влекомого наноса в метрах;

ξ — коэффициент формы (0,076);

α — уклон в градусах;

g — ускорение силы тяжести;

k' — коэффициент, равный $\frac{\gamma_c \xi}{2}$;

K — коэффициент массового влечения наносов (1,30—1,50);

β — коэффициент, равный $37^\circ \alpha$.

М. А. Великановым, совместно с Н. М. Бачковым [1], на основании лабораторных исследований, была получена следующая формула для начальной скорости влечения:

$$\frac{V^2}{g} = 15d + \beta \quad \text{или} \quad V = \sqrt{g(15d + \beta)} \quad (4)$$

где V — начальная скорость влечения (м/сек); d — диаметр влекомого наноса (м); g — ускорение силы тяжести; β — коэффициент (0,006).

Формула М. А. Великанова получена в лабораторных условиях для частиц диаметром $d \leq 5$ мм, и, как показали исследования Шамова [6], дает сильно преувеличенные значения скоростей селевых потоков для более крупных наносов. Поэтому использование ее для определения скорости селевых потоков приводит к явно неудовлетворительным результатам. Исходя из этого, формула (4) не использована в расчетах скоростей селевых потоков.

Формулы Эри и Сенжена не использованы в расчетах скоростей ввиду того, что полученные скорости по этим формулам очень большие.

Приведенные выше формулы не учитывают влияния глубины потока, с увеличением которой, как показывают опыты, растет также предельная скорость потока.

Влияние глубины селевого потока было учтено в последующих формулах, предложенных В. Н. Гончаровым, Г. И. Шамовым, М. Ф. Сриб-

ным, И. В. Егiazаровым, Шези-Манингом, Г. Г. Вардумяном и др.
 Формула В. Н. Гончарова [2] имеет следующий вид:

$$V = 3KH_{cp}^{0,2} \cdot d^{0,3}, \quad (5)$$

где V — предельная скорость (м/сек); H_{cp} — средняя глубина потока (м); d — диаметр влекомых наносов (м); K — коэффициент, зависящий от насыщенности потока наносами и равный $1/\gamma_c$; γ_c — удельный вес селевой массы.

Формула Г. И. Шамова [6] представлена в виде:

$$V = 3,0 H_{cp}^{1/6} \cdot d^{1/3} \sqrt{\frac{\gamma_n - \gamma_c}{\gamma_c}}, \quad (6)$$

где H_{cp} — средняя глубина потока (м); d — диаметр влекомых наносов (м); γ_n и γ_c — удельный вес наносов и селевой массы.

Формула М. Ф. Срибногo [5] имеет следующий вид:

$$V = \frac{6,50}{a} H_{cp}^{2/3} \cdot i^{1/4}, \quad (7)$$

где H_{cp} — средняя глубина потока (м); i — уклон расчетного створа;
 a — коэффициент, равный $\left[\frac{\gamma_n (\gamma_c - 1)}{\gamma_n - \gamma_c} + 1 \right]^{1/2}$.

Формула И. В. Егiazарова [4] получена на моделях р. Гетар и имеет следующий вид:

$$V = \sqrt[3]{0,15 C^2 d}, \quad (8)$$

где $C = 17,7 \lg \frac{R}{K} + 20,5$ (R — гидравлический радиус в метрах;
 K — средняя высота выступов — неровности, дна русла в расчетном створе в метрах).

Формула И. В. Егiazарова получена на моделях для частиц диаметром $d \leq 10-15$ мм и дает также сильно преувеличенные значения скоростей селевых потоков.

Значение коэффициента „ C “ при определении по формуле Кармана $C = 17,7 \lg \frac{R}{K} + 20,5$ получается сильно преувеличенным. Мини-

мальное значение коэффициента „ C “ при $17,7 \lg \frac{R}{K} = 0$ получается 20,5,
 а максимальное значение при $17,7 \lg \frac{R}{K} > 0$ в пределах от 22 до 35,

что соответствует более гладкому или земляному каналу.

Формула Шези-Манинга [3] представлена в виде:

$$V = \frac{1}{n} H_{cp}^{1/6} \sqrt{H_{cp} i}, \quad (9)$$

где n — коэффициент шероховатости русла в расчетном створе;

H_{cp} — средняя глубина (м); i — уклон русла или высоких вод на участке расчетного створа.

Формула Г. Г. Вардумяна получена в полевых условиях на естественных селевых водотоках при различной насыщенности потока наносами и имеет следующий вид—предельная скорость (начало движения влекомых наносов) составит:

$$V_n = 1,40 \cdot K \cdot H_{cp}^{1/6} \sqrt[3]{gd}. \quad (10)$$

Скорость массового транспорта влекомых наносов будет

$$V_m = 1,96 \cdot K \cdot H_{cp}^{1/6} \sqrt[3]{gd}, \quad (11)$$

где K — коэффициент, зависящий от насыщенности потока наносами ($K = 1/\gamma_c$); H_{cp} — средняя глубина потока (м); g — ускорение силы тяжести; d — диаметр влекомых наносов (м).

Рассмотрение существующих формул, связывающих шероховатости русла, глубину потока и крупности влекомых наносов, позволило выделить из их числа семь формул для определения скорости, шероховатости русла и расходов селевых потоков.

Согласно обработанным полевым материалам нами определены скорости и максимальные расходы селевых потоков по шероховатости русла и крупностям влекомых селем наносов по формулам Шези-Маннинга, Тьери, Гончарова, Шамова, Срибного, Егиазарова и Вардумяна (табл. 1).

Приведенные формулы Тьери, Гончарова, Шамова, Вардумяна дают величину предельной скорости, т. е. скорости, соответствующей лишь моменту начала движения наносов. Для получения величины скорости, соответствующей установившемуся транспорту наносов, что отвечает природе селевого потока, эти формулы требуют введения в них дополнительного коэффициента. Величина этого коэффициента определена различными исследователями, колеблется в разных пределах: по Шаффернаку 1,45—1,67, по Тьери 1,30—1,50, по Бочкову 1,30—1,40 и по Гончарову 1,40—1,80. Верхние пределы коэффициентов Шаффернака и Гончарова очень большие и не приняты нами.

На основании этих данных было принято значение коэффициента от предельной скорости к скорости массового транспорта 1,40. Величина удельного веса селевой массы, значение которого входит в приведенные выше формулы, определялась по вынесенным и отложенным материалам селевых потоков. На основании количества вынесенных селем наносов величина удельного веса селевых потоков на территории Армении колеблется в пределах от 1,15 до 1,50 г/см³.

Для перехода от рыхлых тел, вынесенных селем наносов, к плотному телу, нами коэффициент пустотности принят в пределах от 0,35 до 0,55.

Удельный вес селевой массы, по литературным данным, колеблется в пределах 1,20—2,60. Так например, по Срибному $\gamma_c = 1,80$, по

Штени $\gamma_c = 1,55$, по Коновалову $\gamma_c = 1,20—2,60$. Удельный вес селевой массы по Коновалову $2,60 \text{ г/см}^3$ относится к пывунам, а не турбулентным селям. Удельный вес наносов, вынесенных селевым потоком, в условиях Армянской ССР принят в среднем $2,40 \text{ т/м}^3$.

Точность определения скорости потока по крупности влекомых наносов во многом зависит от правильности выбора размеров камней. Не следует принимать для расчета скорости огромные глыбы, встречающиеся иногда в селевых руслах после прохождения селя, так как пере-

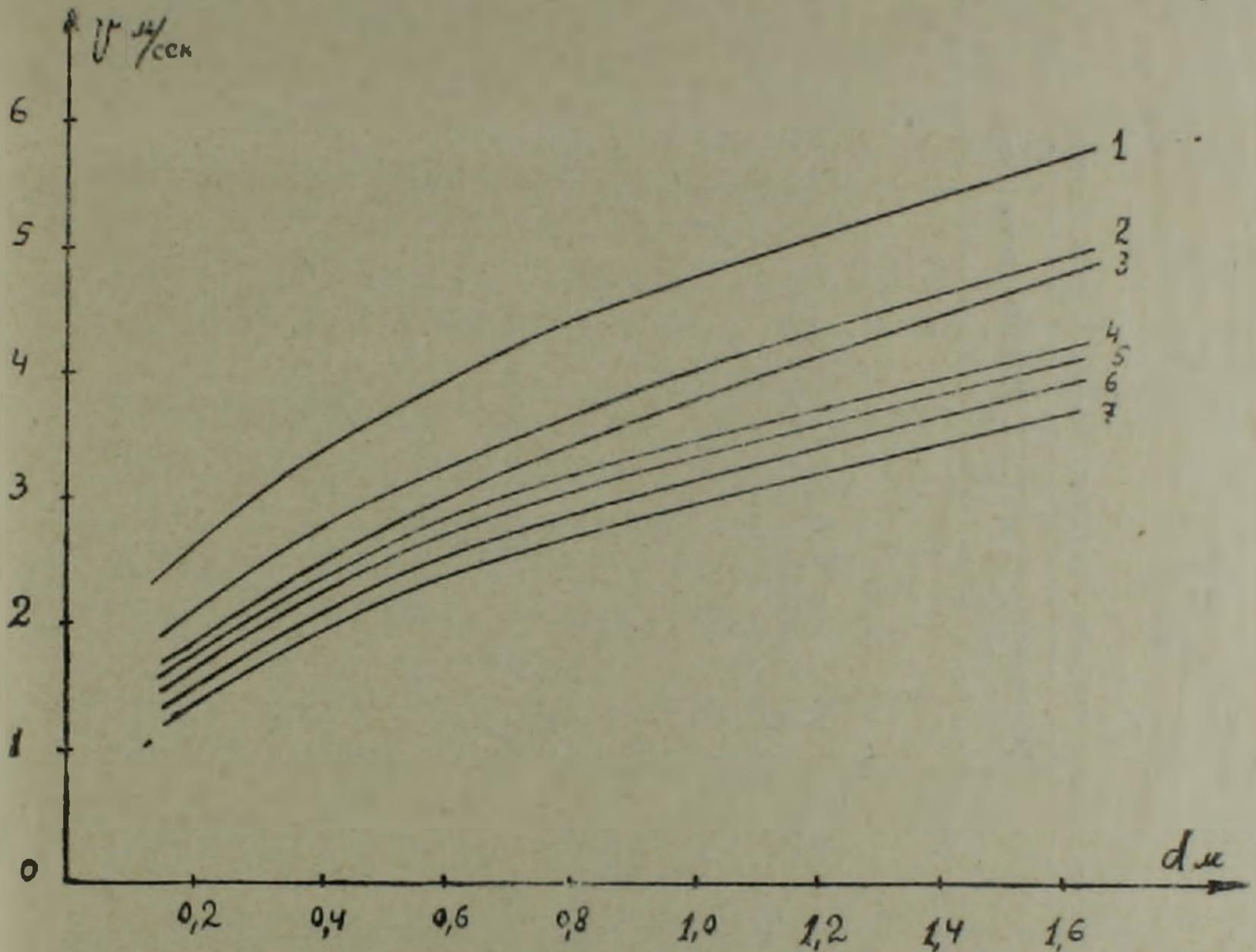


Рис. 1. Кривые связи между скоростями и диаметрами влекомых наносов селевых потоков определены по формулам: 1—И. В. Егнazarова, 2—Г. И. Шамова, 3—Тьерн, 4—В. Н. Гончарова, 5—Г. Г. Вардумяна, 6—Шези-Манинга, 7—М. Ф. Срибного.

движение их обусловлено факторами, не учитываемыми формулами предельных скоростей. Перемещение таких крупных глыб совершается обычно на коротких расстояниях и происходит довольно редко—под непосредственными ударами селевых волн при прорывах заторов из нагроможденных выше по течению камней. Передвижение крупных валунов способствует также образованию резких уклонов и уступов дна в результате вымывания из-под них более мелких наносов. По размерам таких одиночных глыб или валунов можно судить о мгновенных (пульсационных) значениях максимальных скоростей селевых потоков. Для определения же средних значений скорости селевого потока следует принимать средний диаметр наиболее часто встречающихся в русле или в отложениях крупных камней.

В табл. 1 приводятся скорости и шероховатости русла селевых потоков, полученных по формулам различных авторов.

Таблица 1

Определение скорости селевых потоков по формулам различных авторов

Река	Пункт	Бассейн реки	Дата прохождения селея	Шези—Манинга		Тьерри		Гончарова		Шамова		Срибного		Егизарова		Вардуняна		Средняя	
				$\frac{1}{п}$	ср.	$\frac{1}{п}$													
Бзовдал	с. Жданово	Памбак	14/VI—1963	2,40	14,3	2,78	16,6	2,66	15,8	3,05	18,2	2,12	12,6	3,94	23,5	2,55	15,2	2,59	15,4
Мендзор	Лорканал	Дзорагет	12/VIII—1958	3,21	10,0	3,63	11,3	3,28	10,2	3,84	12,0	3,27	10,2	4,65	14,5	3,21	10,0	3,41	10,6
Овнанадзор	устье	Дзорагет	12/VIII—1958	3,22	10,0	3,87	13,6	3,37	11,8	3,92	13,8	3,11	10,8	5,00	17,5	3,30	11,6	3,46	12,1
Алаверди	г. Алаверди	Дебед	12/VIII—1941	3,60	10,5	4,99	14,6	4,02	11,8	4,77	14,0	3,46	10,1	5,52	16,4	3,98	11,6	4,14	12,1
Тозлухидзор	с. Гамзачиман	Агстев	17/VII—1936	2,33	10,0	3,05	13,1	2,63	11,3	3,10	13,3	2,28	9,8	3,82	16,4	2,57	11,0	2,66	11,4
Пахджур	с. Тала	Агстев	29/VII—1939	3,58	10,5	4,90	14,4	4,07	12,0	4,82	14,2	3,56	10,5	5,75	17,0	4,05	11,9	4,16	12,3
Спитакджур	близ устья	Агстев	12/VI—1964	3,51	10,5	4,49	13,4	3,79	11,4	4,47	13,4	3,46	10,4	5,23	15,7	3,73	11,2	3,91	11,7
Кетигет	г. Ленинакан	Ахурян	10/VII—1954	1,83	14,3	1,90	14,8	1,95	15,2	2,24	17,4	1,70	13,2	2,82	22,0	1,87	14,6	1,92	14,9
Селав Мастара	г. Октемберян	Севджур	15/VII—1957	1,92	18,2	2,06	19,4	2,30	21,7	2,60	24,5	1,86	17,5	3,24	30,6	2,19	20,6	2,15	20,3
Селав Шамирам	г. Октемберян	Севджур	19/V—1959	1,86	15,4	2,11	17,6	2,14	17,8	2,45	20,4	1,73	14,4	2,96	24,7	2,05	17,1	2,06	17,2
Гетар	г. Ереван	Раздан	25/V—1946	4,25	10,0	4,90	11,8	4,34	10,2	5,10	12,0	4,36	10,3	6,25	14,8	4,27	10,0	4,54	10,7
Джрвеж	г. Ереван	Раздан	25/V—1946	3,80	10,0	4,78	12,6	4,08	10,7	4,80	12,6	3,80	10,0	5,88	15,5	4,02	10,6	4,52	11,1
Вохчаберд	с. Вардашен	Раздан	4/VIII—1953	2,78	13,3	3,32	15,9	3,13	15,0	3,63	17,4	2,65	12,7	4,50	21,7	3,02	14,5	3,09	14,8
Памбак	с. Памбак	оз. Севан	12/VIII—1951	2,30	11,1	2,83	13,7	2,49	12,1	2,93	14,2	2,10	10,2	3,72	18,0	2,45	11,8	2,52	12,2
Чорселав	близ устья	Азат	13/VII—1960	2,04	14,3	2,20	15,5	2,30	16,2	2,63	18,5	2,00	14,1	3,28	23,1	2,20	15,5	2,23	15,7
Кетуз	близ устья	Веди	18/V—1959	2,27	12,5	2,78	15,3	2,62	14,4	3,03	16,7	2,18	12,0	3,78	20,8	2,54	14,0	2,57	14,1
Элпин	близ устья	Арпа	5/VIII—1960	1,58	14,4	2,53	23,0	2,29	20,8	2,65	24,0	1,50	13,6	3,37	30,5	2,22	20,1	2,13	19,3
Мегригет	Мегри ГЭС	Аракс	11/VII—1947	2,25	14,3	2,78	17,6	2,68	17,0	3,10	19,7	2,11	13,4	3,86	24,6	2,57	16,3	2,58	16,4
Шванидзор	близ устья	Аракс	21/VII—1960	3,33	11,1	3,87	13,0	3,66	12,3	4,22	14,1	3,50	11,7	4,98	16,6	3,55	11,9	3,69	12,3
Нювади	близ устья	Аракс	21/VII—1960	3,46	11,1	3,90	12,5	3,58	11,5	4,18	13,4	3,42	11,0	4,85	15,6	3,50	11,2	3,68	11,8
Вохчи	г. Кафан	Вохчи	28/VIII—1956	2,34	14,3	2,91	17,7	2,99	18,3	3,40	20,8	2,50	15,3	3,86	23,6	2,84	17,4	2,83	17,3
Гехануш	г. Кафан	Вохчи	21/VII—1960	2,77	13,4	3,32	16,0	3,11	15,0	3,60	17,3	2,92	14,0	4,18	20,0	3,12	15,0	3,14	15,1
Горисгет	г. Горис	Воротан	13/V—1959	2,33	12,5	2,78	15,0	2,56	13,8	3,00	16,1	2,20	11,8	3,52	18,9	2,49	13,3	2,56	13,7
Сисиан	выше с. Уз	Воротан	18/IV—1968	2,29	14,4	2,83	17,8	2,75	17,2	3,17	20,0	2,25	14,2	3,63	22,9	2,66	16,7	2,66	16,7

Анализ полученных скоростей показывает, что наибольшие скорости получаются по формулам И. В. Егiazарова, а затем Г. И. Шамова и Тьерри.

Сравнительно малое значение скоростей селей получается по формуле М. Ф. Срибного. Формула М. А. Великанова не использована вследствие сильного преувеличивания значения скоростей селей для более крупных влекомых наносов. Средняя скорость селей (табл. 1) получена из скоростей указанных формул, кроме формулы И. В. Егiazарова.

В табл. 2 приводится процент отклонения скоростей этих формул от средних величин (V_{cp}) и пределы изменения шероховатости русла.

Из табл. 2 видно, что наибольший процент отклонения скоростей и наименьшие шероховатости русла получаются по формулам И. В. Егiazарова и Г. И. Шамова.

Таблица 2

Авторы	Знак отклонения	Процент отклонения скоростей отдельных формул от средних величин скоростей		Пределы изменения шероховатости по формулам указанных авторов	
		от	до	от	до
Шези-Манинга	+	3	20	0,055	0,100
Тьерри	++	1	18	0,055	0,090
Гончарова	+++	0	8	0,150	0,100
Шамова	++++	13	25	0,040	0,085
Срибного	+	3	22	0,065	0,100
Егiazарова	++	28	50	0,030	0,070
Вардумяна	+++	9	6	0,050	0,100

Таблица 3

Основные гидравлические параметры, по которым определены максимальные расходы некоторых селевых потоков на территории Армянской ССР

Река	Пункт	Дата прохождения селя	Средняя глубина, м		Диаметр влекомых наносов, м	Удельный вес селевой массы, г/см ³	Площадь живого сечения потока, м ²	Средняя скорость селевого потока, м/сек	Расход селевого потока, м ³ /сек
			Средняя	Уклон, 0/00					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
р. Бзовдал	с. Жданово	14/VI—1963	1,21	22	0,50	1,34	26,6	2,59	68,9
р. Мендзор	Лорканал	12/VIII—1958	1,50	60	0,80	1,30	21,7	3,41	74,0
р. Овнанадзор	устье	12/VIII—1958	1,52	56	1,0	1,36	22,6	3,46	78,3
р. Алаверди	г. Алаверди	12/VIII—1941	1,62	62	1,50	1,30	40,5	4,14	167
р. Тозлухидзор	с. Гамзачиман	17/VII—1936	0,89	64	0,60	1,34	20,0	2,66	53,2
р. Пахджур	с. Тала	29/VII—1939	1,87	50	1,50	1,32	90,0	4,16	375
р. Спитакджур	Близ устья	12/VI—1964	1,64	58	1,20	1,29	28,0	3,91	110
р. Селав—Мастара	г. Октемберян	15/VII—1957	1,42	7,0	0,25	1,29	69,3	2,15	149
р. Селав—Шамирам	г. Октемберян	19/V—1959	0,86	18	0,25	1,26	32,6	2,06	67,1

УДК 549.333.11 (479.25)

И. Г. МАГАКЬЯН, К. А. КАРАМЯН, М. Я. МАРТИРОСЯН, Э. Х. ХУРШУДЯН

СЕЛЕНИСТЫЙ МЕТАЦИННАБАРИТ (ОНОФРИТ) ИЗ ВАРТАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Среди многочисленных рудных месторождений Запгезурского рудного района Вартанское месторождение является единственным представителем ртутной формации руд.

Еще в 1945 году, во время проведения металлогенических исследований в Сисианском районе Арм. ССР, по р. Арыглы и др., в шлихах И. Г. Магакьян установил киноварь в зернах размером до 1 мм в количестве десятков знаков на шлих.

Коренные выходы киноварь-метациннабаритовых руд были обнаружены А. Г. Мидяном в 1967 году в процессе проведения шлиховой съемки в районе Биченагского перевала (Сисианский район Арм. ССР).

Вартанское месторождение залегает в биченагской вулканогенно-осадочной свите среднего-верхнего плиоцена и генетически, вероятно, связано с проявлением магматизма липарито-дацитовой формации этого периода.

Биченагская вулканогенно-осадочная свита представлена лавобрекчиями липарит-дацитового состава, переслаиваемыми с туфобрекчиями и туфопесчаниками, и отчетливо прорывается небольшими субвулканическими штоковидными телами дацитов и липарито-дацитов.

Месторождение тяготеет к указанному субвулканическому телу. Рудные тела представляют собой небольшие по масштабам минерализованные зоны северо-западного простирания, выраженные отдельными прерываемыми и маломощными прожилками и гнездообразными скоплениями рудных минералов в туфопесчаниках. Вмещающие породы на участке месторождения интенсивно каолинизированы. Рудные прожилки в основном состоят из кварца и метациннабарита; в весьма небольшом количестве отмечается наличие киновари. Метациннабарит обычно образует скопления мелкокристаллических агрегатов. Однако кристаллических форм установить не удастся. Метациннабарит характеризуется алмазным блеском. Цвет темно-серый до черного. Электропроводен. Нередко в прожилках и гнездообразных скоплениях отмечаются друзы кристаллов этого минерала.

Детальное рентгеновское исследование и расчет параметра элементарной ячейки образца из Вартанского месторождения показали, что он представляет собой не чистый метациннабарит, а находится в изоморфном ряду метациннабарит (HgS) с $a_0 = 5,843 \text{ \AA}$ — тиманнит ($HgSe$) с $a_0 = 6,084 \text{ \AA}$ (табл. 1).

Таблица 1

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>
10	3,459	111	4	1,367	311
6	2,976	200	4	1,217	422
8	2,108	220	4	1,148	511
7	1,797	311	5	1,109	440
2	1,720	222	4	1,054	531
4	1,491	400	3	1,045	620

Параметр, рассчитанный по исправленной внутренней стандартной (Si—элементарный) рентгенограмме, равен 5,968 Å.

Эти данные подтвердились результатами приближенно-количественного спектрального анализа, обнаружившего ~37% Se в пробе. Кроме основных компонентов (Hg, Se) установлен также ряд элементов-примесей (преимущественно механических): Sr, Fe, Zn, Te—в десятых долях процента, Al, Ca, K—в сотых долях процента и Mg, Mn, Ni, Co, Ti, V, Zr, Cu, Pb, Ag, Cd, Sn—тысячных и менее долей процента.

Проведенный полный химический анализ уточнил состав описываемого минерала: Hg—86,0, S—7,4, и Se—7,1%, сумма 100,5% (аналитик Давтян М.).

Таким образом, минерал из Вартанского месторождения является селенистым метациннабаритом (онофритом) с параметром 5,968 Å в изоморфном ряду метациннабарит-тиманнит.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 8.XII.1977.

УДК 551.214

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Р. А. МАНДАЛЯН

О ПРИРОДЕ МИНДАЛЕВИДНЫХ КАРБОНАТНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ
В ПОДУШЕЧНЫХ СПИЛИТАХ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ
МЕЖДУРЕЧЬЯ АХУМ И ТАВУШ

Миндалекаменная текстура присуща многим вулканическим образованиям и в большей мере подводным разновидностям. Выявление особенностей строения и минерального состава миндалин, а также закономерностей их пространственного расположения в потоке способствует восстановлению многих деталей вулканического процесса. К их числу относятся такие важные показатели как скорость остывания лавы, состав и динамика газовой фазы, характер автометаморфических и других более поздних преобразований вулканитов. При этом имеется в виду вполне определенный механизм формирования миндалин—заполнение пустот, возникших в результате выделения в лаве газовых пузырьков.

Таким образом, диагностика миндалин представляется важным элементом в процессе изучения вулканитов. Однако в этом вопросе немало сложного, о чем свидетельствует опыт изучения верхнеюрских эффузивов северо-восточной части Армянской ССР. Верхнеюрские отложения этой области (север-северо-восточное крыло Шамшадинского антиклинория) характеризуются тесной пространственной связью и чередованием по разрезу карбонатных пород с вулканическим материалом [1, 2]. Такая особенность геологического строения, проявленная по-разному, наиболее отчетливо наблюдается в отложениях верхнего оксфорда-кимериджа междуречья Ахум и Тавуш. Здесь среди вулканитов широко распространены подушечные лавы, представленные по составу магмы преимущественно основными разновидностями, в том числе и спилитами [3]. Подушечные лавы содержат многочисленные включения карбонатного осадка в виде агрегатов разнообразной величины и формы [4].

При изучении спилитов в правобережье р. Ахум и окрестностях с. Ицакар обращает внимание их насыщенность округлыми миндалевидными кальцитовыми включениями, образующими участками кучные скопления (рис. 1). Ниже приводится описание миндалевидных карбонатных включений и вмещающих их пород.

Строение и состав. Наиболее характерны правильно-округлая и эллипсоидальная формы включений (рис. 1). Кроме того, наблюдаются неправильно-округлые и имеющие пережимы, сильно вытянутые включения, напоминающие по конфигурации цифру 8. Диаметр

миндалевидных включений варьирует в пределах от 0,2—0,5 до 3—6 мм. При этом преобладают величины 1,3—2,8 мм. Окраска включений неоднородная, чаще белая или серовато-белая, реже серая или темно-серая. Наблюдается пятнистость и узорчатость, обусловленная сменой оттенков. Миниатюрный карбонатный сфероид нередко с поверхности покрыт темно-серой или темно-зеленой тонкой пленкой стекловатой лавы, маскирующей светлую окраску.

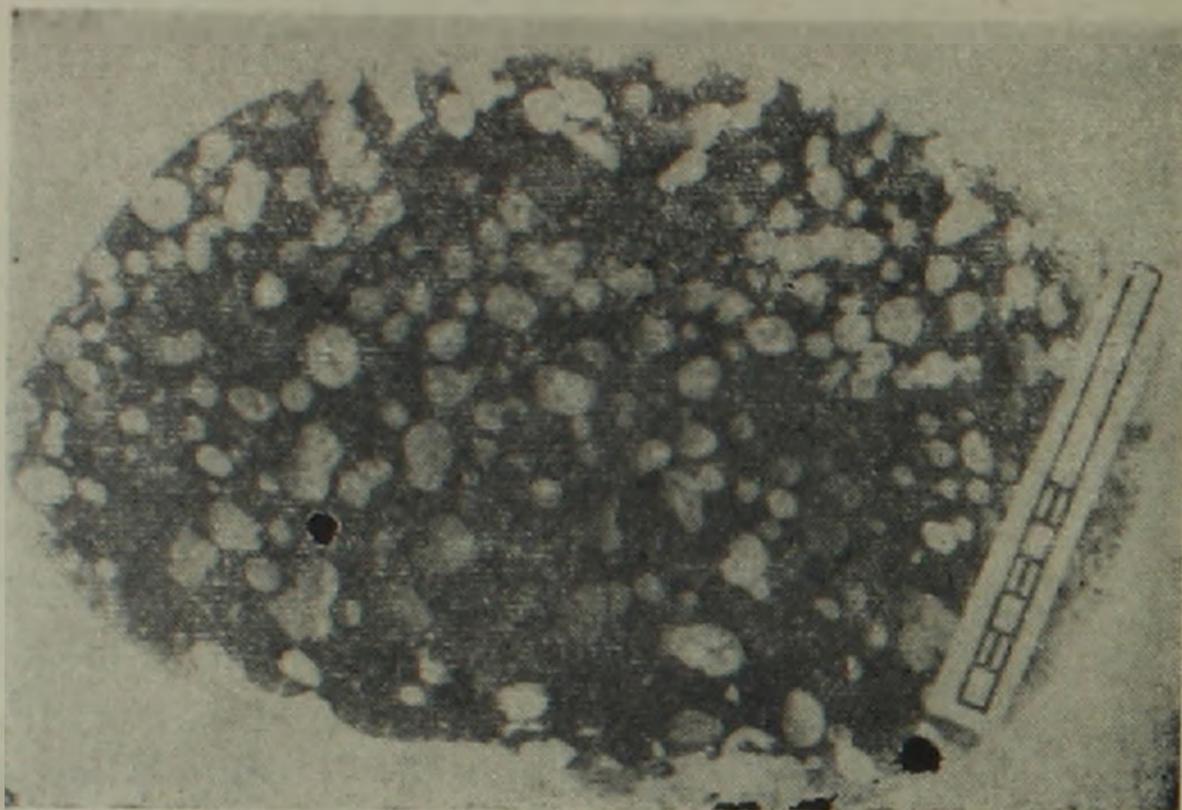


Рис. 1. Миндалевидные карбонатные включения в спилите (темное). Штуф, ув. 1,70.

Изучение в шлифах отчетливо показывает, что описываемые карбонатные включения представлены седиментационным компонентом — карбонатными илами, испытавшими некоторую перекристаллизацию в лаве. По составу преобладают разновидности, сложенные микрозернистым кальцитом (0,01—0,02 мм), содержащим обильный шламовый материал и многочисленные, преимущественно однокамерные фораминиферы со следами распада (рис. 2, 3). Кроме того, в породе присутствуют известковые спиккулы губок и редкие обломки остракод. Изредка наблюдаются микрокомковатые образования, сложенные темными однородными комочками и сгустками, по-видимому, имеющими водорослевое происхождение.

Необходимо отметить, что значительная часть описываемых карбонатных включений перекристаллизована с образованием агрегатов с гетеробластовой или гранобластовой структурой (рис. 4). В другой части миндалевидных включений первичные признаки сохранены отчасти. По степени сохранности не замечено каких-либо закономерностей, нередко в пределах небольшого участка наблюдаются все отмеченные выше типы включений. Это отчетливо наблюдается на рис. 3, где видны два миндалевидных включения разной сохранности. Верхнее включение (темное), представленное микрозернистым илом с редкими фораминиферами, нацело сохранило первичные седиментацион-

ные признаки, тогда как аналогичное включение в нижней части в большей мере перекристаллизовано (светлое). Примечательно, что многие миндалевидные карбонатные включения в спилите флюидально обтекаются микролитами плагиоклаза (рис. 2, 3).



Рис. 2. Миндалевидное включение в спилите сложенное шламово-микрозернистым известняком с фораминиферами Деталь рис. 1, ник. 1, ув. 24.

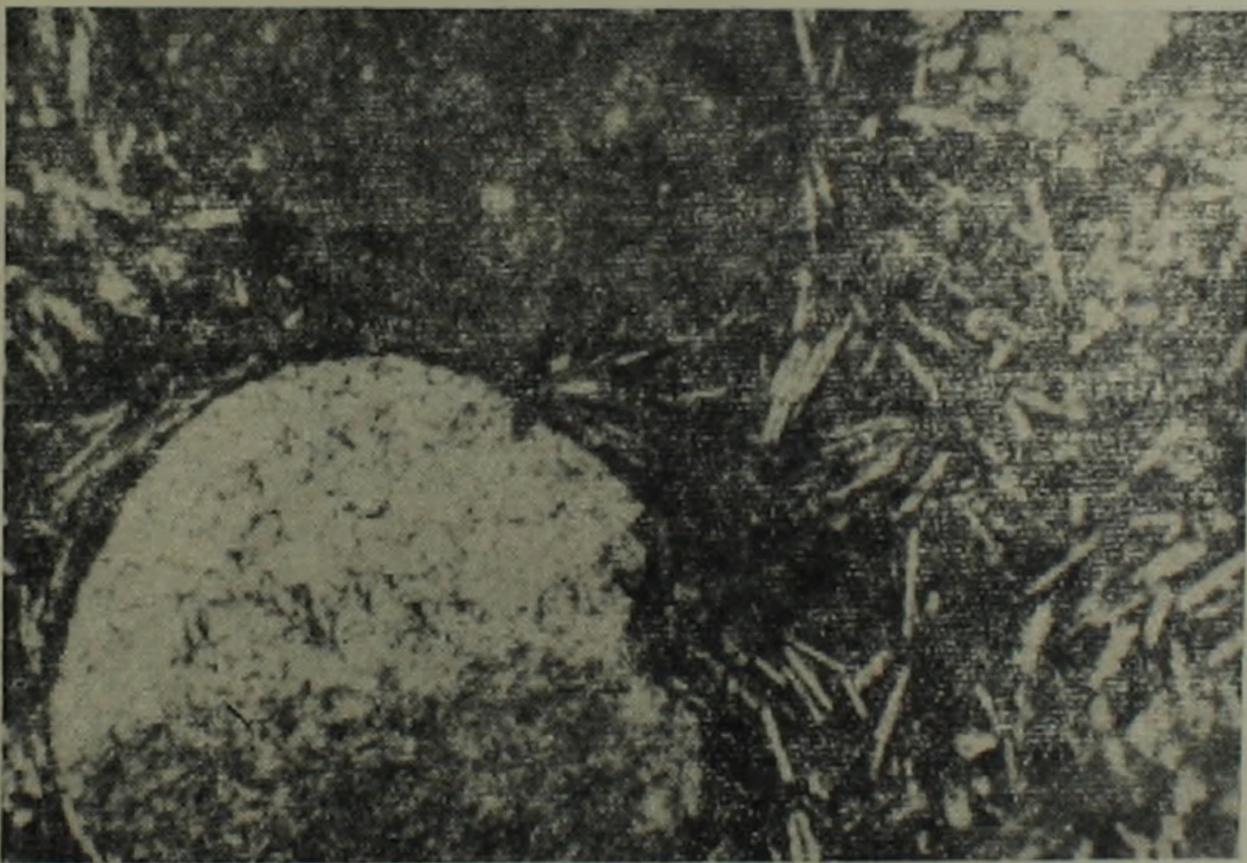


Рис. 3. Два включения разной сохранности, которые флюидально обтекаются микролитами альбита. Деталь рис. 1, ник. 1, ув. 24.

Вулканический компонент описываемой породы имеет спилитовую структуру, переходящую участками в гиалопилитовую. Микролитам альбита (размеры до $1 \times 0,5$ мм) присуща характерная особенность спилитов—наличие расщепленных концов. Присутствуют редкие фено-

кристаллы альбита. Темноцветные минералы вкрапленников интенсивно кальцитизированы с образованием псевдоморфоз. Судя по четко сохраненному габитусу, большая часть их была первоначально представлена клинопироксеном. Соотношение микролитов и базиса варьирует в пределах от 1:3 до 1:1. Базис представлен оливково-зеленой, слабодвупреломляющей массой, состоящей из образованного по стеклу тонкочешуйчатого селадонита, пропитанного непрозрачным и тонкораспыленным опакowym веществом. Изредка наблюдаются единичные зерна сфена. Миндалины в породе редки, они выполнены радиальными воднопрозрачными цеолитами.

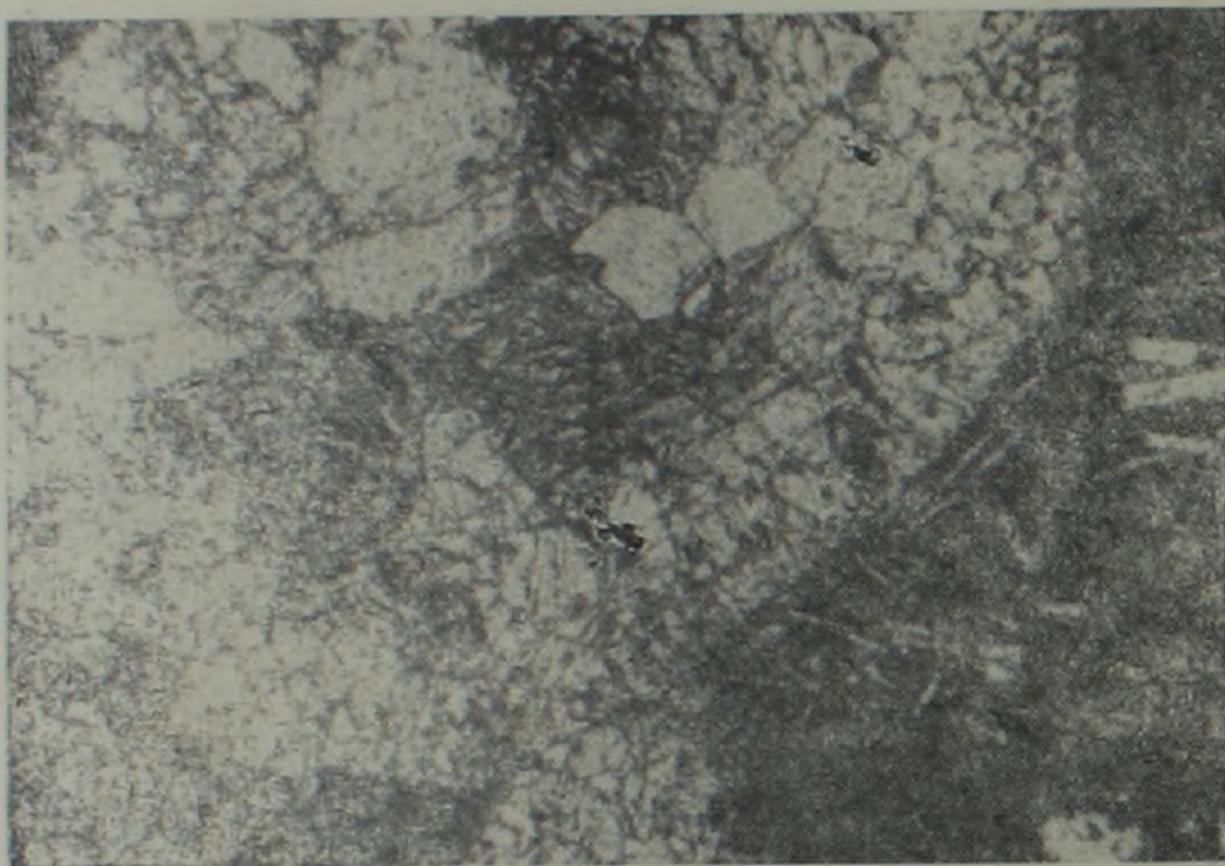


Рис. 4. Миндалевидное включение, нацело потерявшее при перекристаллизации первичные седиментационные признаки. Деталь рис. 1, ник. 2, ув. 32.

Таким образом, изученная порода представляет собой смешанное карбонатно-вулканическое образование, что видно и из данных химического анализа (табл. 1).

Таблица 1

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	п.п.п.	Влажность	Сумма	Кальцит
А	32,2	0,88	11,60	3,06	1,75	24,83	3,82	0,16	2,00	0,44	15,76	сл.	3,06	0,75	100,31	35,77
Б	49,92	1,36	17,98	4,74	2,71	7,44	5,92	0,25	3,10	0,68	—	сл.	4,74	1,16	100	

Лаборатория ИГН АН АрмССР, аналитик Оганесян Л.

Примечание: в графе А приведены исходные данные, а в графе Б—пересчитанные. Методика пересчетов следующая: по содержанию CO_2 устанавливается количество $CaCO_3$, а затем CaO в породе. По разности в содержании определяется та часть окиси кальция, которая участвует в породообразующих силикатах. Затем приводится к 100%.

По этому признаку она приближается к своеобразным разновидностям—спилито-карбонатам, описанным Рослером при изучении вулканогенно-карбонатной формации Восточной Тюрингии (Шлейцский трог). Здесь они содержат 27—28% SiO_2 и 42—45% $CaCO_3$ [5].

Происхождение. Вышеизложенное показывает, что описанные карбонатные включения в спилитах являются псевдоминдалинами. Формирование их тесно связано с фациально-палеогеографической обстановкой вулканического процесса, протекавшего на фоне интенсивной карбонатной седиментации. Явление обусловлено захватом вулканическим расплавом массы дошлых карбонатных осадков. При этом имела место дегидратация осадков, их дезинтеграция.

Таким путем в возникающих лавовых сфероидах появились карбонатные включения разной величины, в том числе и мелкие, которые затем, оплавляясь в остывающей лаве, приобретали округлую форму. По мере перекристаллизации и возникновения новообразований значительная часть их теряет первичные признаки и становится трудно отличимой от истинных миндалин, имеющих некоторое развитие в тех же эффузивах. Разграничение их в пределах одного обнажения иногда оказывается возможным по следующим признакам: структуре карбонатного материала, наличию зонального строения и оболочек иного вещества (халцедон, хлориты, цеолиты).

Естественно предполагать, что описанный процесс имеет не только механическую природу. С этих позиций, в особенности с точки зрения его возможного влияния на характер автометаморфических и других изменений в лаве, заслуживает внимания предположение об интенсивном и быстром обогащении вулканического расплава кальцием и углекислотой седиментационного источника.

В заключение отметим, что изученное явление, приводящее одновременно с разубоживанием карбонатных осадков к формированию в лаве псевдоминдалин, имеет значительное распространение в бассейнах рек Ахум и Тавуш. Наиболее отчетливо и интенсивно оно выражено в спилитах и наблюдается также в других эффузивах базальтоидного ряда.

Можно предполагать, что описанный процесс с образованием карбонатных псевдоминдалин имел место при формировании многих вулканогенно-осадочных формаций, содержащих в обилии карбонатный материал. Однако его диагностика в аналогичных, более древних формациях, например, в допалеозойских, едва ли возможна из-за более интенсивного преобразования их осадочного и вулканического компонента.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
2. Мандалян Р. А. Верхняя юра-неоком. Геология Армянской ССР, т. V. Литология. Ереван, 1974.
3. Мандалян Р. А., Агамалян В. А. О спилитах из верхнеюрских отложений северной части Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. VIII, № 4, 1974.
4. Мандалян Р. А. О включениях карбонатных пород в шарово-подушечных лавах и их геологическом значении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1975.
5. Формозова Л. Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа. В кн.: «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого». «Наука», М., 1968.

Г. М. АВЧЯН, Г. О. АКСКАЛЯН, А. Т. ВЕГУНИ

ВОЗМОЖНОСТЬ ОЦЕНКИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗОНЫ
ЕРЕВАНО-ОРДУБАДСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА ПО
ДАНЫМ ИЗУЧЕНИЯ УПРУГИХ СВОЙСТВ ПОРОД

Для изучения напряженного состояния геологической среды определенное значение имеет исследование физических свойств пород, особенно упругих, так как в пределах напряженных зон наблюдается изменение некоторых физических, в первую очередь упругих свойств пород [3, 4].

С целью оценки напряженного состояния среды по упругим свойствам пород как при нормальных условиях, так и при высоких давлениях, нами были исследованы осадочные породы зоны Еревано-Ордубадского глубинного разлома.

По данным А. Т. Асланяна [2], Еревано-Ордубадский глубинный разлом хорошо прослеживается вдоль полосы: устье р. Дигор—с. Паракар—с. Абовян—с. Даргалу—гор. Веди—с. Арени—с. Джагры—гор. Джульфа. Образцы пород были отобраны вкрест простирания разломной полосы, шириной до 12 км.

Методика измерений V_p (скорость продольных волн) при нормальных условиях и высоком давлении подробно изложена в работе [1]. Исследование зависимости V_p от плотности (σ) как для разнотипных структур, так и для всего исследованного комплекса осадочных пород показало, что при низких значениях плотности имеется широкий диапазон изменения V_p (рис. 1). При плотности $2,5 \text{ г/см}^3$ предел изменения V_p составляет более $2,0 \text{ км/сек}$, то есть, при одинаковой плотности породы, даже одинакового состава, имеют разные значения V_p .

С целью выяснения причины значительного изменения V_p для однотипных пород с одинаковой плотностью нами были использованы результаты изучения влияния давления на скорость (V_p). Изменение плотности изучаемых пород колеблется в пределах 1—2%. Исходя из этого можно пренебречь ее влиянием на V_p и построить график зависимости V_p при различных давлениях (P_e) (рис. 2). Из графика следует, что значительный интервал изменения V_p при постоянной плотности является следствием различного напряженного состояния пород.

Зависимость V_p от физических параметров пород можно выразить уравнением:

$$V_p = \sqrt{\frac{3(1 - \mu/(1 + \mu))}{\left[\beta_T + k_n \frac{\beta_n(\beta_k - \beta_T)}{\beta_n - \beta_k - \beta_T} \right] \sigma}}, \quad (1)$$

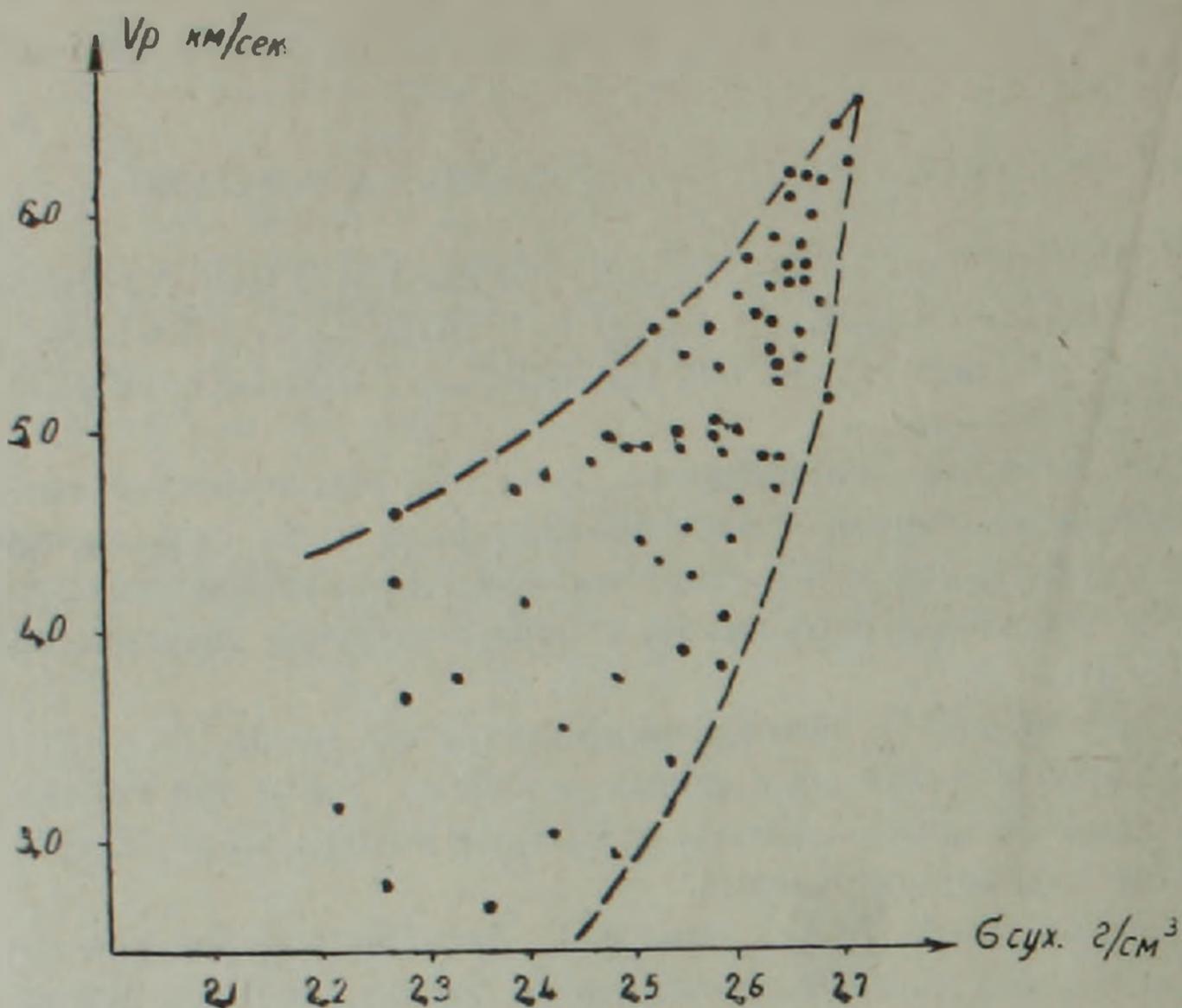


Рис. 1. Зависимость скорости распространения продольных волн от плотности для осадочных пород зоны Еревано-Ордубадского глубинного разлома.

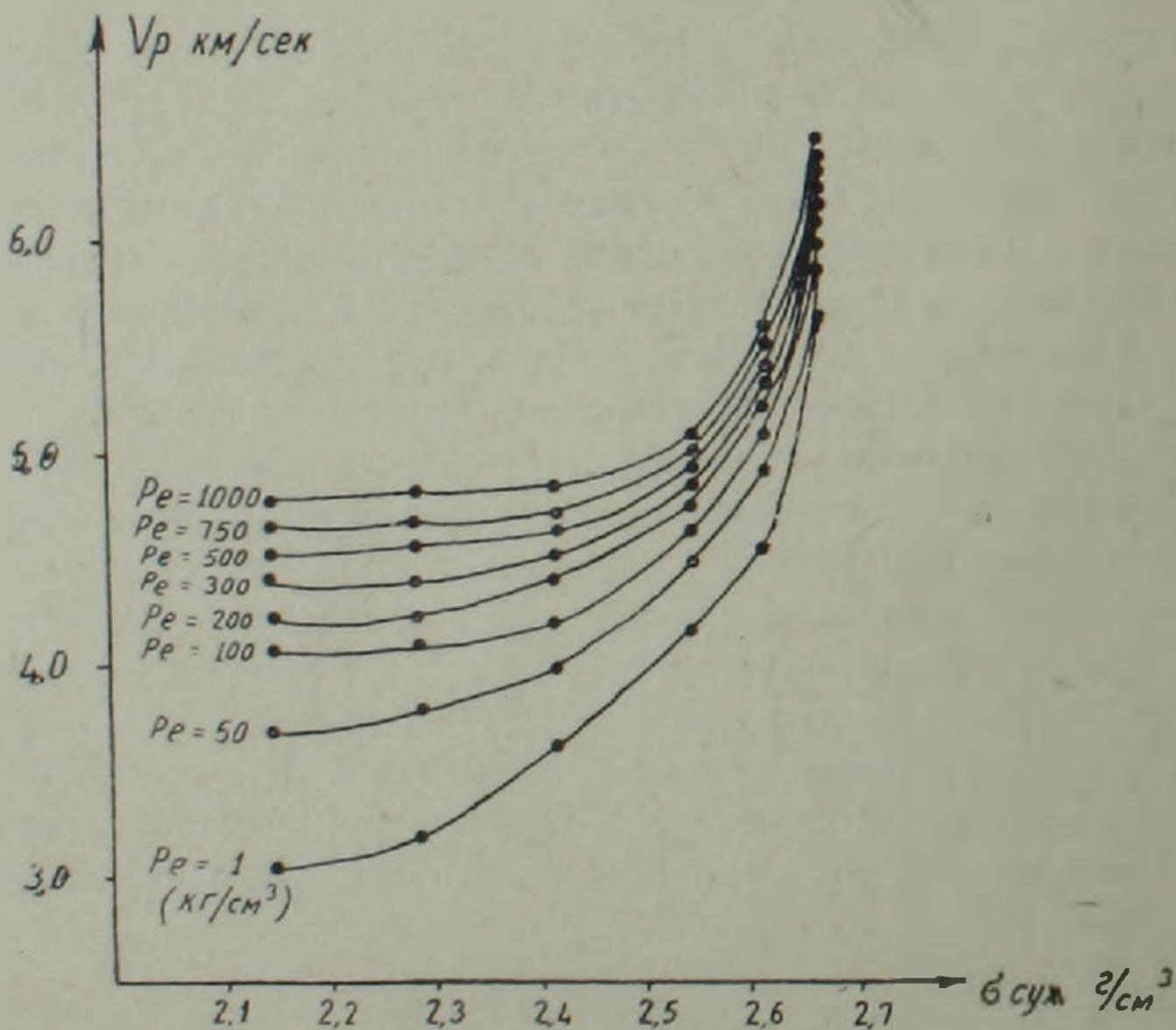


Рис. 2. Зависимость скорости распространения продольных волн от плотности при различных всесторонних давлениях.

где μ —коэффициент Пуассона, β_n , β_v , β_f —соответственно сжимаемости твердой фазы породы, объема порового пространства и насыщающего породу флюида [1].

При одинаковом составе ($\beta_f = \text{const}$) и плотности пород, V_p зависит в основном от сжимаемости порового пространства, т. е. упругости породы. Последнее, в данном случае, зависит от напряженного состояния пород. Следовательно, указанная зависимость наряду с составом и структурой породы, будет определяться давлением.

Именно это обстоятельство нами было использовано для определения напряженного состояния пород в зоне Еревано-Ордубадского глубинного разлома. В качестве параметра, характеризующего напряженное состояние породы, использована сжимаемость пор. Для доказательства правильности нашего выбора построен график изменения значений β_n вкрест простирания указанного глубинного разлома (рис. 3). По нашим наблюдениям, на расстоянии примерно 10 км от глубин-

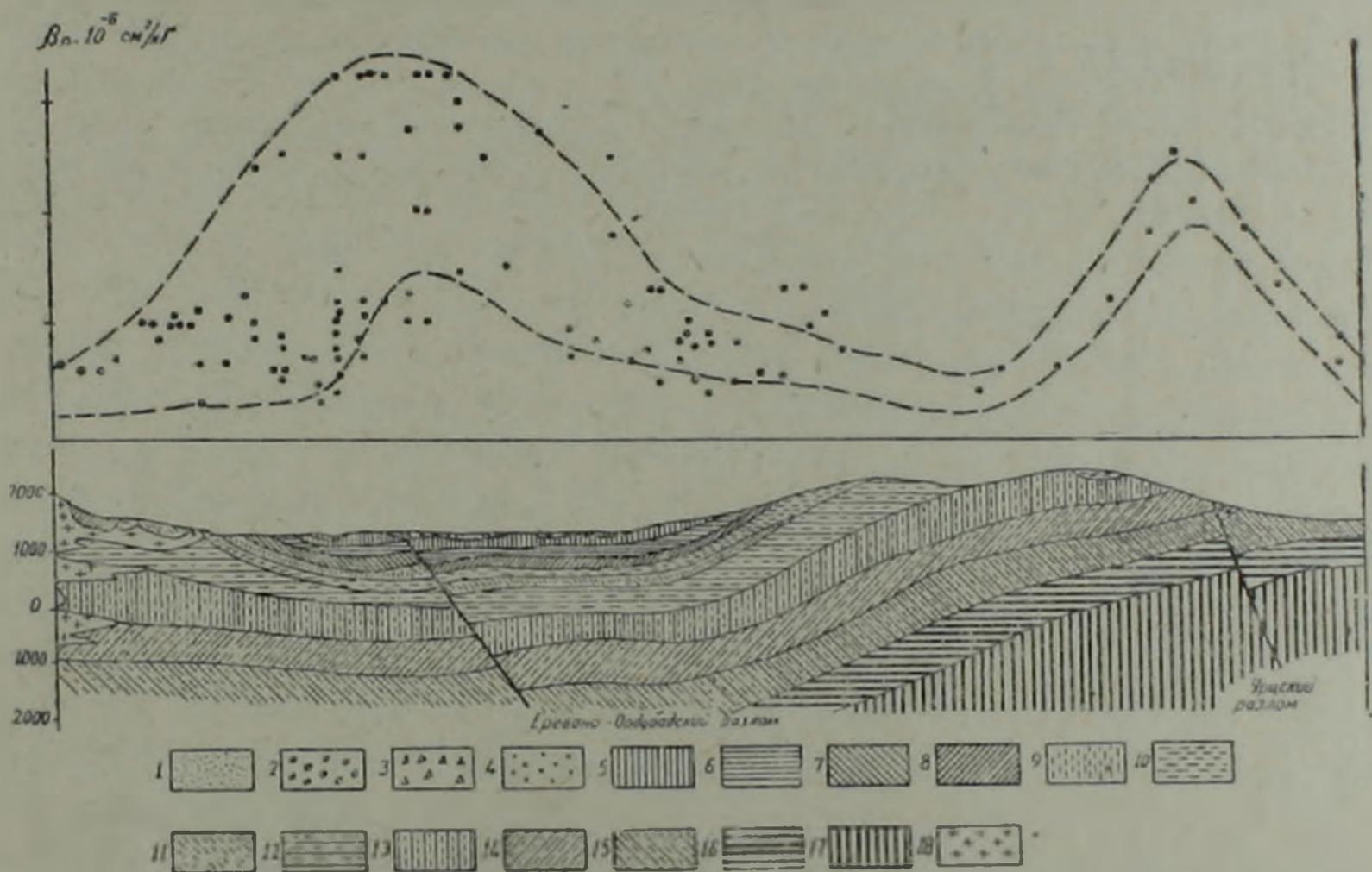


Рис. 3. Распределение значений сжимаемости пор в зоне Еревано-Ордубадского глубинного разлома. Условные обозначения: 1—современные аллювиально-озерные пески, галечники; 2—нижний миоцен, представленный глинами и конгломератами с прослоями известняков; 3—нижний и средний олигоцен, представленный песчаниками, известняками и туфопесчаниками; 4, 5, 6—верхний эоцен, представленный глинами, песчаниками, известняками; 7, 8, 9—средний эоцен, представленный туфопесчаниками, песчаниками и известняками; 10—нижний эоцен, представленный известняками и известковистыми песчаниками; 11—дат-палеоцен, представленный песчаниками и известняками; 12—нижняя пермь, представленная битуминозными известняками; 13—верхний турне-визе, представленный кварцитами и известняками; 14—нижний турне, представленный кварцитами, известняками и известковистыми песчаниками; 15—средневерхний девон, представленный кварцитами, известняками и песчаниками; 16—средневерхний девон—не обнажается; 17—верхний прстерозой—не обнажается; 18—андезито-дациты позднемiocеновые.

ного разлома, около с. Кярки, проходит Урцский разлом [3]. Как видно из профиля, породы разломных полос в общем характеризуются высокими значениями β_n , т. е. низкими значениями упругости скелета ($K_{ск}$). При этом породы полосы Еревано-Ордубадского глубинного разлома обладают более низкими значениями $K_{ск}$, чем породы полосы Урцкого разлома. Следовательно, предложенный метод представляет возможность оценить напряженное состояние зон тектонических нарушений и по значениям $K_{ск}$ классифицировать разрывные нарушения.

ВНИИГеофизика, Ереванский политехнический институт
им. К. Маркса

Поступила 31.V.1977.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Авчян Г. М. Физические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах. «Недра», М., 1972.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
3. Егоркина Г. В., Ракитов В. А., Гаретовская И. В., Егорова Л. М. Напряженное состояние земной коры на территории Армении по сейсмическим данным. Известия АН СССР, сер. Геотектоника. № 2, 1977.
4. Крапоткин П. Н. Тектонические напряжения в земной коре по данным непосредственных измерений. «Напряженное состояние земной коры». «Наука», М., 1973.

Э. С. ХАЛАТЯН, М. Н. АРУТЮНОВА

О ВОЗМОЖНОСТИ СОРБЦИОННОГО ИЗВЛЕЧЕНИЯ РЕДКИХ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАЛЛОВ ИЗ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД МАЛОГО КАВКАЗА

В последние годы большое внимание уделяется изучению микрокомпонентного состава термальных вод [1, 2]. В термах наряду с повышенными концентрациями ряда ценных компонентов обнаружены также и повышенные содержания редких щелочных металлов. Обычно повышенные концентрации редких щелочных металлов связаны с углекислыми термальными водами гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава.

Один из авторов [4, 5] настоящего сообщения изучал термы Малого Кавказа и сопоставил их состав с термальными водами областей современного вулканизма, рассматривая термальные воды как комплексное полезное ископаемое. Термальные воды—источник, из которого можно извлекать ценные микрокомпоненты: бор, редкие щелочные металлы, германий и другие. Обычно рост концентраций редких щелочных металлов в термальных водах, металлоносных рассолах возрастает с увеличением общей минерализации воды. Часто концентрации лития в подземных водах преобладают над концентрациями рубидия, а рубидий—над цезием. Однако известны случаи, когда концентрация цезия превышает над концентрацией рубидия—Чили, Болгария, Большой и Малый Кавказ и др.

Известны технологические схемы, позволяющие извлекать редкие щелочные металлы из сточных и минерализованных вод [3]. В США известны случаи консервации месторождений твердых полезных ископаемых и извлечения отдельных металлов из термальных вод и металлоносных рассолов.

Целью настоящего сообщения является доказать возможность извлечения редких щелочных металлов из термальных вод, применяя синтетические сорбенты, а также высококремнистые цеолиты—клиноптилолиты Ноемберянского района Армянской ССР.

Испытания, проведенные над термальными водами Паужетки, Тарумовки и Азатавана, имеющими хлоридно-гидрокарбонатный натриевый состав, показали, что для вод Азатаванского месторождения лучшую кинетику сорбции цезия имеет сорбент ФЦН-71; это объясняется более высоким соотношением $Cs:K^*$, характерным для азатаванской термальной воды.

* Для Азатавана $Cs:K=1:50$, для Тарумовки соответственно 1:1000, а для Паужетки—1:700. Содержание в исследуемой термальной воде: $Li—13,22$ мг/л, $Rb—0,8—1,0$ и $Cs—4,0$ мг/л.

Для выяснения закономерностей сорбции цезия, рубидия и лития в зависимости от количества катионита в растворе, нами был проведен эксперимент в статических условиях. Слянки с раствором (0,5 л) и катионитом (от 1 до 10 мл) помещались на мешалку бутылочного типа с числом оборотов 72 об/мин. Продолжительность контакта составляла 1 час. После окончания опыта фильтрат отделялся от сорбента и продукт подвергался анализу*. В качестве сорбентов применялись природные сорбенты—клиноптилолит и натриевый морденит и искусственный ферроцианид никеля $K_4Ni_4[Fe(CN)_6]_3 \cdot nH_2O$ в калиевой форме (ФЦН-71), известный как хороший сорбент для извлечения цезия [3].

Результаты эксперимента, сведенные в таблицу 1, показывают, что с увеличением навески катионита ФЦН-71 от 1 до 10 мл емкость его по цезию уменьшается от 1,56 до 0,15 г/кг. Достигнутая максимальная емкость по цезию и рубидию составляет соответственно 1,56 и 0,5 г/кг при навеске сорбента 1 мл. При этом сорбция лития на катионит не наблюдалась.

Таблица 1

№ опыта	Навеска катионита, мл	Содержание Cs в фильтрате, мг/л	Емкость катионита по цезию, г/кг		Емкость катионита, г/кг	
			расчетная	аналитическая	Rb	Li
1-1	1	<0,5	1,56	1,59	0,50	<0,005
1-2	2	<0,5	0,78	0,77	0,24	<0,005
1-3	5	<0,5	0,31	0,24	0,05	<0,005
1-4	10	<0,5	0,15	0,12	0,05	<0,005

На рис. 1 представлена кривая распределения цезия и рубидия в зависимости от количества сорбента. Как видно из графика, целесообразно работать с малыми навесками катионита в пределах до 1 мл.

Для определения оптимального времени сорбции цезия на катионит ФЦН-71 нами проводился эксперимент в тех же статических условиях в течение 30 часов. При этом навеска катионита составляла 1 мл (1,28 г), а объем исходного раствора—0,8 л. Общий объем термальной воды, пропущенной через катионит, составил 9,6 л.

Данные табл. 2 и кривая рис. 2 показывают, что за 12 часов контакта катионит достигает максимальной емкости по цезию (2,2 г/кг) и 88% извлечения на катионит.

Нами изучена кинетика сорбции и на других сорбентах—клиноптилолите и натриево мордените. Экспериментальные данные, сведенные в таблицу 3, показывают, что конечная емкость клиноптилолита по цезию после пропускания 9,6 л термальной воды составляет менее 0,03 г/кг, натриевого морденита—1,24 г/кг, ФЦН-71—9,87 г/кг.

* Анализы проводились в лаборатории ИМГРЭ методом пламенной фотометрии (зав. лабораторией Е. А. Фабрикова).

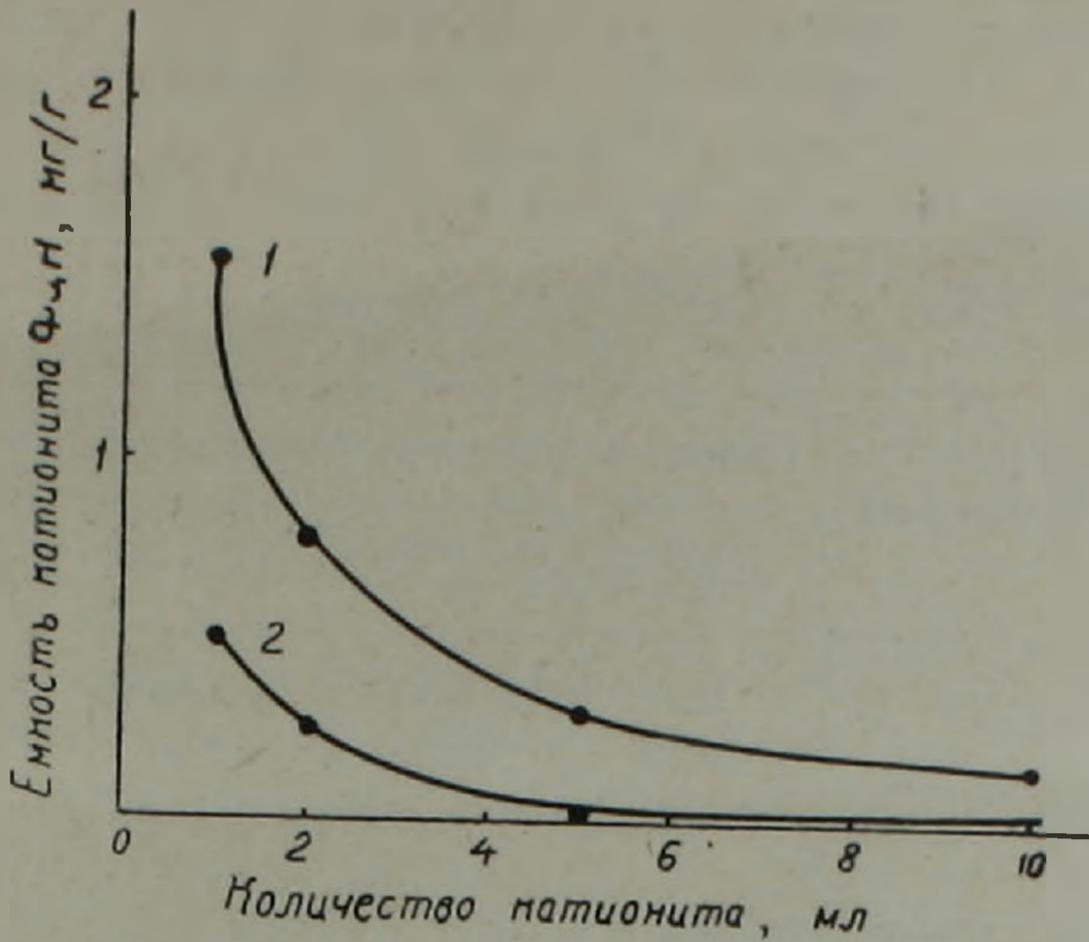


Рис. 1. Зависимость емкости катионита ФЦН-71 от количества его в растворе. 1—емкость катионита по цезию, 2—емкость катионита по рубидию.

Таблица 2

Продолжительность контакта, час	Емкость катионита ФЦН-71 по Cs, г/кг	Сорбировано катионитом цезия в %
1	2,10	85,0
3	1,95	80,0
6	2,03	83,0
9	2,15	86,2
12	2,20	88,0
18	2,08	86,0
24	2,12	84,5
30	2,07	83,2

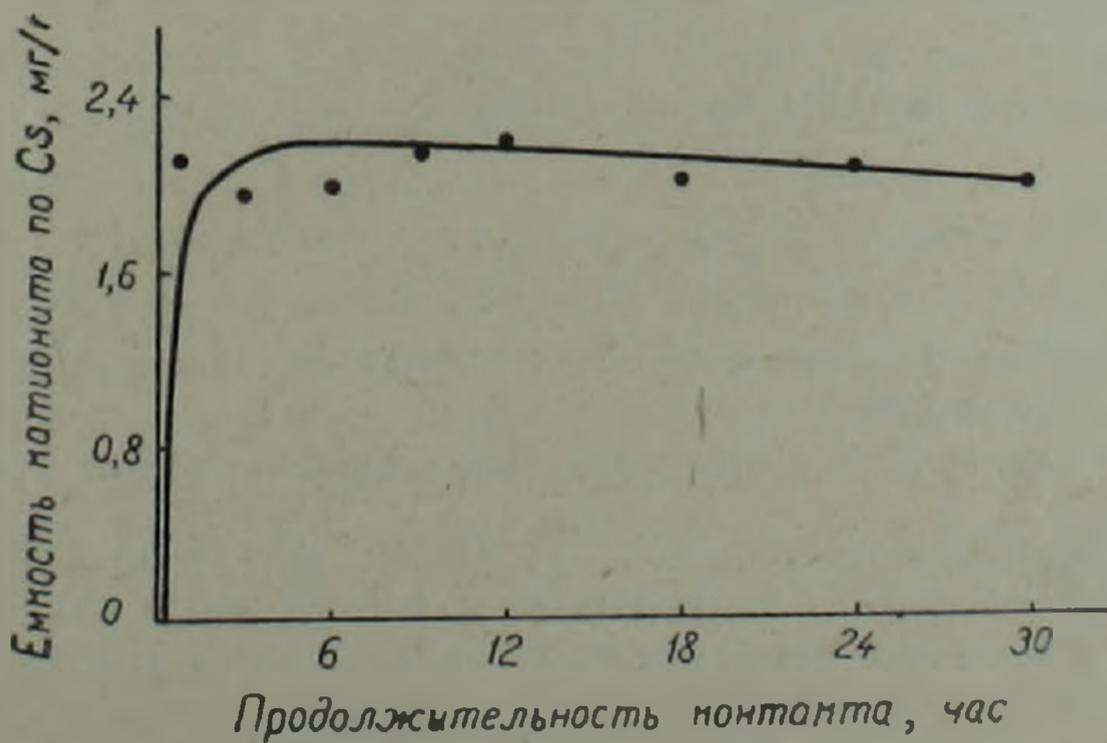


Рис. 2. Кинетика сорбции цезия катионитом ФЦН-71.

По литию емкость сорбентов соответственно достигает 0,02, 0,01 и менее 0,005 г/кг. Для сорбции лития можно предложить другие искусственные сорбенты, а также анальцимы.

Емкость испытанных катионитов по рубидию минимальная (менее 0,05 г/кг).

Таблица 3

Элементы	Конечная ёмкость катионита, г/кг		
	Клиноптилолит	Натриевый морденит	ФЦН-71
<i>Li</i>	0,02	0,01	0,005
<i>Rb</i>	<0,05	<0,05	<0,05
<i>Cs</i>	0,03	1,24	9,87

Резюмируя вышесказанное, можно сделать следующие выводы:

1. Подтверждается общая закономерность о целесообразности использования малых количеств сорбента для максимального извлечения металлов (цезия, рубидия).

2. Установлена оптимальная навеска сорбента ФЦН-71—1 мл (1,28 г). Емкость катионита при этом по цезию в три раза выше емкости по рубидию.

3. Сорбция лития при данных условиях эксперимента не наблюдалась.

4. Кинетика сорбции позволила установить, что максимальная емкость катионита ФЦН-71 по цезию достигается за 12 часов контакта и составляет 2,2 г/кг. Другие сорбенты—клиноптилолит и натриевый морденит показали минимальную емкость по исследуемым металлам.

5. Термальные минеральные воды Малого Кавказа являются потенциальным комплексным источником для извлечения ценных микрокомпонентов из вод.

Институт геологических наук АН Армянской ССР

Поступила 15.VI.1977.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Арсанова Г. И. Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. «Наука», Новосибирск, 1974.
2. Басков Е. А., Сурков С. Н. Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли. «Недра», Москва, 1975.
3. V Всесоюзная конференция по химии и технологии редких щелочных элементов (тезисы докладов). «Наука», Москва, 1977.
4. Халатян Э. С. Выделение Малокавказской бороносно-редкощелочнометалльной провинции углекислых вод. ДАН Арм. ССР, т. 48, № 2, 1974.
5. Халатян Э. С. Новые сведения о термальных водах Приараксинской зоны. ДАН Арм. ССР, т. 48, № 3, 1974.

ГЕОЛОГИ АРМЕНИИ В ЧЕСТЬ ЮБИЛЕЯ

В дело достойного ознаменования юбилея Великой Октябрьской социалистической революции свою лепту внесли коллективы геологической службы нашей республики. В ноябре 1977 года состоялась юбилейная конференция на тему «Геология и минеральные ресурсы Армянской ССР». В работах конференции приняли участие ведущие специалисты Института геологических наук АН Армянской ССР, Управления геологии СМ Армянской ССР, Производственного геологоразведочного треста УЦМ СМ Армянской ССР, Армянского геологического общества, Ереванского государственного университета, Ереванского политехнического института, Армнипроцветмета и других организаций.

На конференции были подведены итоги деятельности геологической службы республики за последние годы и обсужден широкий круг весьма актуальных вопросов, нацеленных на дальнейшее улучшение этой службы путем координации научно-исследовательских, поисково-съёмочных, геологоразведочных и других работ, применения новейших методов комплексного изучения недр, приумножения достижений по рациональному использованию минеральных ресурсов.

Представленные на конференции доклады условно можно подразделить на научно-теоретические и практические; говоря условно, мы имеем в виду то обстоятельство, что в настоящее время между теоретическими и практическими работами резких границ не существует и они тесно взаимосвязаны.

С докладом научно-теоретического характера «Геология территории Армянской ССР в свете новейших геолого-геофизических представлений» от имени геологов-регионалистов республики выступил директор ИГН АН Арм. ССР, чл.-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян.

Вполне закономерно, что конференция началась именно с этого доклада, ибо степень изученности геологического строения территории республики, точность и информативность геологической карты определяют эффективность геологической службы в целом.

Созданная к настоящему времени геологическая карта республики была рассмотрена в историческом аспекте, при этом было отмечено, что она отражает сумму результатов всех исследований, проведенных геологами многих поколений, но особенно широко в послевоенные годы. Тем не менее возникла необходимость дальнейшего улучшения геологической карты и увеличения ее масштаба с учетом результатов дешифрирования космических и аэровысотных снимков, а также новой геологической, геофизической и геохимической информации.

Необходимость уточнения и обновления существующей геологической карты территории республики диктуется прежде всего тем, что

на ее основе создается ряд специализированных карт—кристаллического фундамента, разломной тектоники, магматических, метаморфических, вулканосадочных и других формаций, геолого-структурной, прогнозно-металлогенической и др., которые, кроме теоретического значения, представляют большой практический интерес, особенно для выявления, комплексного изучения и рационального использования различных видов рудного и нерудного минерального сырья.

Большой интерес вызвал доклад на тему «Офиолитовые пояса и их значение в палеотектонической зональности М. Кавказа и смежных регионов», сделанный зав. отделом региональной геологии и литологии, ст. научным сотрудником института М. А. Сатианом от имени группы специалистов.

На основании новых данных было обосновано наличие в структуре Малого Кавказа третьей, т. е. Загезурской офиолитовой зоны, расположенной между Севанской и Вединской зонами, что дает основание для предложения новой схемы палеотектонической зональности региона. Полученные новые данные имеют актуальное значение для разработки международной проблемы генезиса офиолитов континентальных областей. Они будут использованы также при дальнейших регионально-геологических, сейсмостектонических и металлогенических исследованиях.

Сугубо научно-теоретический характер носил доклад зав. кафедрой Ереванского политехнического института А. Т. Вегуни на тему «Геохимические аспекты возможной океанизации коры в пределах Армениии». На основании изучения спектра геохимических элементов удастся различать земные коры океанического и континентального типов, при этом установлено, что земная кора в пределах территории Армянской ССР носит континентальный характер. Это имеет большое значение для понимания истории развития глубинного геологического строения земной коры.

Среди геологических проблем важное место занимает гранитоидный магматизм, которому был посвящен коллективный доклад, прочитанный зав. отделом петрологии, ст. научным сотрудником Р. Л. Мелконяном в свете новейших геолого-геофизических представлений.

В докладе были освещены вопросы широкого возрастного диапазона проявления магматизма—от докембрия-кембрия (?) до плиоцена включительно, его приуроченности в основном к двум структурно-формационным зонам—Алаверди-Кафанской и Памбак-Загезурской. На основании геологических и радиогеохронологических данных выделены две главные эпохи и ряд стадий гранитообразования, а также формационные типы гранитоидов. Особенно подчеркивалось значение в металлогении территории республики габбро-диорит-гранодиоритовой (для медно-молибденовых и редкометальных месторождений) формации.

Формационный анализ гранитоидных комплексов территории республики, особенно выяснение их металлогенической специализации,

имеет большое прикладное значение, ибо большинство рудных месторождений генетически или парагенетически связано с ними.

Для горнорудной промышленности Армянской ССР чрезвычайно важную роль играет медно-молибденовая формация Армянской ССР, о которой от имени коллектива геологов института с докладом выступил зав. Зангезурской научно-исследовательской базой К. А. Карамян.

В докладе были освещены такие вопросы, как тектоническое и геолого-структурное положение главных месторождений рудной формации, рудоконтролирующие структуры, обуславливающие многообразие типов рудных тел (штокверки, зоны прожилково-брекчиевых руд и рудные жилы), многостадийность рудного процесса, минеральный состав руд и закономерности распределения основных минералов, генетические типы месторождений и направление дальнейших работ.

В докладе была подчеркнута мысль о том, что перспективы дальнейшего развития промышленности цветных и редких металлов республики в основном связаны с месторождениями медно-молибденовой формации.

С докладом на тему «Сырьевая база меднорудной промышленности Армянской ССР и перспективы ее расширения» от имени большой группы специалистов республики выступил главный геолог Памбакской экспедиции Управления геологии, к. г. м. н. А. Е. Исаханян.

Были освещены вопросы размещения колчеданных месторождений на территории республики, положения рудных полей и районов. В докладе красной нитью проходила мысль о том, что несмотря на значительное расширение контуров запасов на некоторых действующих рудниках, дальнейшее наращивание запасов руд медноколчеданных месторождений республики является наиболее важной задачей геологов и что эту задачу следует решать в первую очередь путем изучения флангов и глубоких горизонтов известных месторождений (Алаверди, Шамдуг, Кафэн, Анкадзор и др.), при этом должен быть применен рациональный комплекс геологических, геофизических и геохимических исследований, опережающих производство поисково-разведочных и разведочных работ:

Оценка промышленных перспектив нижних горизонтов медных месторождений настоятельно требует бурения глубоких (2—2,5 тыс. м) скважин.

Весьма важным источником расширения сырьевой базы меднорудной промышленности является вовлечение в промышленное освоение убогих медных руд, которые заслуживают специального изучения в первую очередь на действующих месторождениях. Положительное решение данного вопроса не только может существенно продлить жизнь горнорудных предприятий, но и обеспечит рациональное и комплексное использование минеральных ресурсов недр республики.

Территория нашей республики несколько десятков лет тому назад считалась неперспективной в отношении железных руд. А сегодня имеется ряд разведанных и подготовленных к эксплуатации месторожде-

ний (Разданское, Абовянское, Сваранцкое и др.), которые могут более чем обеспечить железной рудой потребности нашей республики. Этому вопросу был посвящен доклад, сделанный от имени группы специалистов республики ст. н. с. института Г. Б. Междумяном на тему: «Железорудные месторождения Армянской ССР и дальнейшее направление работ по их изучению». При этом упор был сделан именно на обосновании дальнейшего направления работ, ибо если мы хорошо знаем Разданское и Абовянское месторождения, то пока плохо знаем Камакарское, Сваранцкое. Последнее вызывает особый интерес еще тем, что оно вмещает медное оруденение, которое в настоящее время изучается.

Обстоятельный доклад был сделан на тему «Состояние разведанности, эксплуатации рудных месторождений и развития сырьевой базы цветной металлургии Армянской ССР» зав. отделом Производственного геологоразведочного треста УЦМ Совета Министров Арм. ССР К. Х. Аракеляном от имени группы специалистов треста. В докладе были охарактеризованы все действующие горнорудные предприятия, при этом расширение рудно-сырьевой базы в основном связывается с флангами и глубокими горизонтами известных месторождений. Особое внимание было уделено рациональному использованию минерального сырья, в частности, кроме молибдена и меди, ставится вопрос об извлечении редко-рассеянных элементов (рений, селен, теллур и др.). Остро поставлен вопрос также о форсировании работ по пересмотру кондиций и вовлечению в промышленное освоение бедных руд.

Из важнейших видов нерудного минерального сырья диатомиты приобрели особое значение. В республике известно около 50 месторождений диатомита со значительными запасами. В настоящее время на базе Джрадзорского месторождения действует комбинат «Диатомит», выпускающий разнообразные фильтровальные порошки и наполнители. Комплексному изучению диатомитов (химическому, микропалеоботаническому, технологическому) был посвящен доклад геолога Управления геологии Совета Министров Армянской ССР А. А. Арутюняна, прочитанный от имени группы специалистов. Первоочередной задачей, стоящей перед геологами, является весьма детальное, послойное изучение залежей диатомитов, их классификация и расширение, с помощью химиков и технологов, области их применения в народном хозяйстве.

На юбилейной конференции свое достойное место занял вопрос о самом нужном для жизни человека полезном ископаемом—о подземных водах, о котором доложил геолог Управления геологии Совета Министров Армянской ССР О. А. Агинян. Судя по докладу, в республике проделана значительная работа по установлению закономерностей распределения подземных пресных вод на территории республики. Докладчик уделил большое внимание предстоящим задачам гидрогеологической службы, нацеленным на поиски и разведку новых источников подземных вод для удовлетворения потребностей в хозяй-

ственно-питьевом водоснабжении именно там и в таком количестве, которое требуют гармоничного развития экономики республики.

Одновременно ставится вопрос о полном извлечении эксплуатационных запасов подземных пресных вод, а также осуществлении мероприятий по искусственному восполнению запасов подземных вод за счет аккумуляции поводкового стока рек, талых вод и т. д.

Конференция была завершена докладом Р. Т. Мириджанияна, к. г. м. н., гидрогеолога Управления геологии Совета Министров Армянской ССР, прочитанным от имени группы геологов.

Известно, что гидро-минеральные ресурсы республики очень ограничены. Поэтому по решению союзных и республиканских директивных органов поставлен вопрос об изучении глубинного тепла Земли для использования в народном хозяйстве. В качестве перспективных объектов исследований выдвигаются участки земной коры территории Армянской ССР, обладающие пониженными скоростями сейсмических волн (исследования с аппаратурой «Земля») и повышенной электропроводностью.

Таким образом, итогом республиканской юбилейной научной конференции на тему «Геология и минеральные ресурсы Армянской ССР» явились разработка дальнейшего направления комплексного изучения минерального сырья территории республики и координация всех работ, проводимых различными геологическими организациями.

А. Е. КОЧАРЯН

УДК 549.31

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Р. М. СИРУНЯН, С. А. АБРАМЯН, А. Л. САГРАДЯН,
К. А. ПОГОСЯН, Р. И. ИСЛАКЯН

ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ НА ПОВЕРХНОСТИ
СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ ПРИ ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ
С РЕАГЕНТАМИ

Одним из вопросов теории флотационного процесса является выявление закономерностей взаимодействия реагентов с поверхностью частиц минералов в условиях полидисперсной пульпы сложного минерального состава.

Измерение электродных потенциалов, в настоящее время, является наиболее чувствительным инструментальным способом изучения поверхностных свойств минералов.

Процесс возникновения электродного потенциала на поверхности сульфидного минерала весьма сложен и зависит от многих факторов, особенно в случае нахождения минералов в условиях флотационной пульпы. Поэтому установить однозначную зависимость между величиной электродного потенциала минералов с их флотируемостью затруднительно. Однако измерение величины электродного потенциала минералов в различных средах представляет определенный теоретический и практический интерес вследствие значительного влияния электрохимических процессов на взаимодействие флотационных реагентов с поверхностью минералов и может быть весьма полезным для раскрытия общего механизма их взаимодействия.

Для выявления характера изменения поверхностных свойств сульфидных минералов в процессе флотации, нами проведены измерения электродного потенциала минералов Шаумянского месторождения в различных растворах реагентов, в соответствии с принятой технологической схемой флотации.

Для измерения электродного потенциала готовился электрод из образца минерала следующим образом: образец минерала вставлялся в стеклянную трубку, заклеивался силикофосфатным цементом и покрывался расплавленным бальзамом. Для осуществления электрического контакта поверхность минерала внутри стеклянной трубочки заливалась сплавом Вуда. Перед измерением минерал электрод шлифовался карборундовым порошком с наименьшей степенью измельчения (М-5). Электродный потенциал определялся по отношению к насыщенному каломельному электроду на катодном вольтметре типа В7-15 в специально собранной установке с термостатированной ячейкой (рис. 1) [4]. рН растворов определялся на рН-метре типа рН-121. Было изготовлено 5—6 образцов электродов одного и того же минерала.

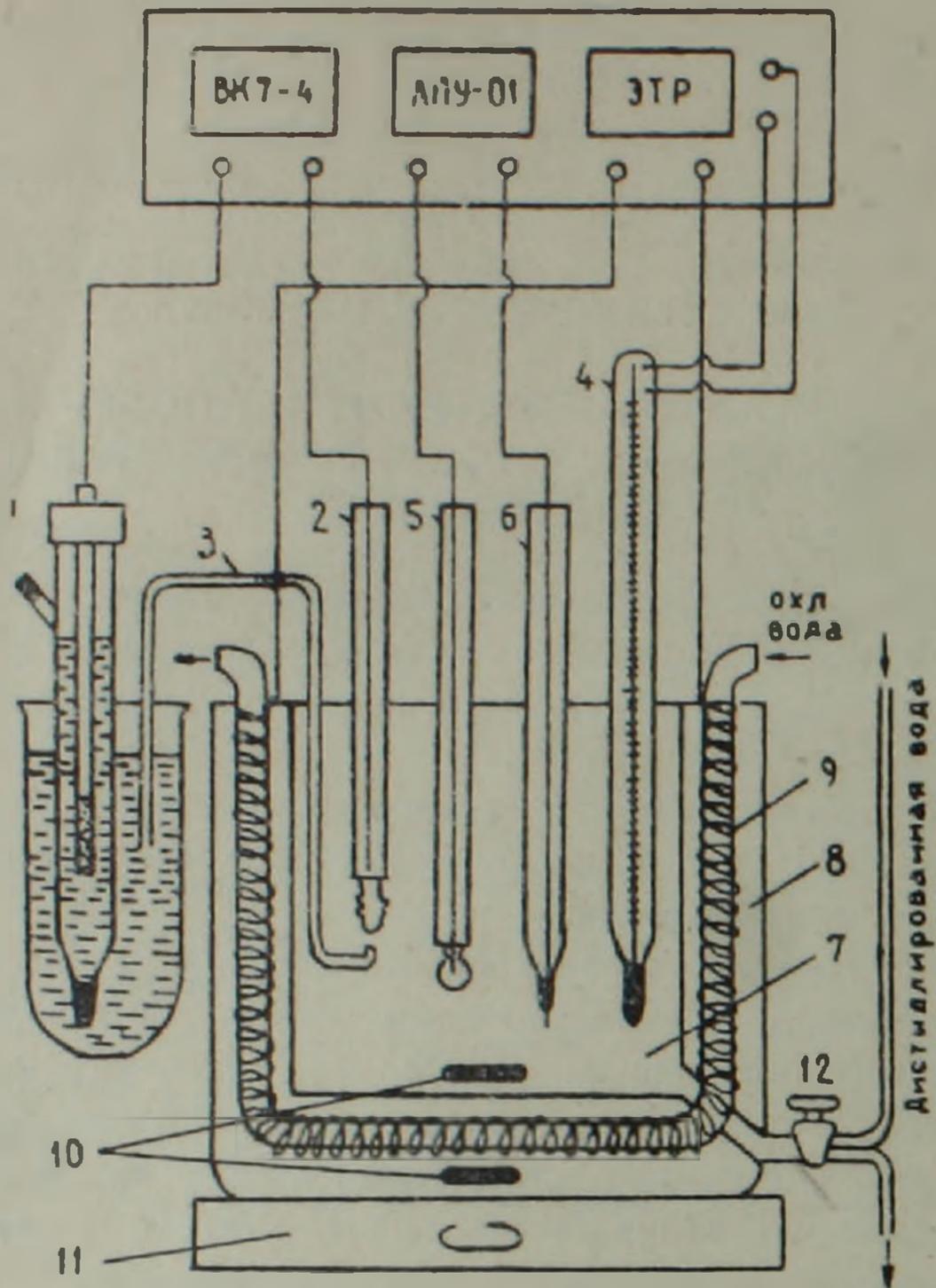


Рис. 1. Схема установки для измерения электродного потенциала. 1—каломельный электрод сравнения; 2—электрод из минерала; 3—электролитический ключ; 4—контактный термометр; 5—стеклянный электрод; 6—хлоросеребряный электрод сравнения; 7—измерительная ячейка; 8—термостатирующая ячейка; 9—нагревательно-охлаждающий змеевик; 10—магнит; 11—магнитная мешалка; 12—промывочно-выпускной кран.

На рис. 2 приведена зависимость изменения величины электродного потенциала минералов от рН среды, создаваемой содой и серной кислотой, из которой видно, что:

1. Отрицательные значения электродного потенциала минералов снижаются с уменьшением рН среды (от 12 до 2). При этом знак заряда электродных потенциалов халькопирита и пирита меняется, проходя через изоэлектрическую точку и принимает положительное значение. Отрицательные значения потенциалов галенита и сфалерита несколько уменьшаются.

2. В кислой среде изменения величины потенциала минералов проходят более резко (на 100—300 мв), чем в щелочной (до 100 мв).

3. Величина электродного потенциала сфалерита резко отличается от величины потенциалов халькопирита, пирита и галенита, имеющих близкие значения. Очевидно, поэтому при проведении флотационных

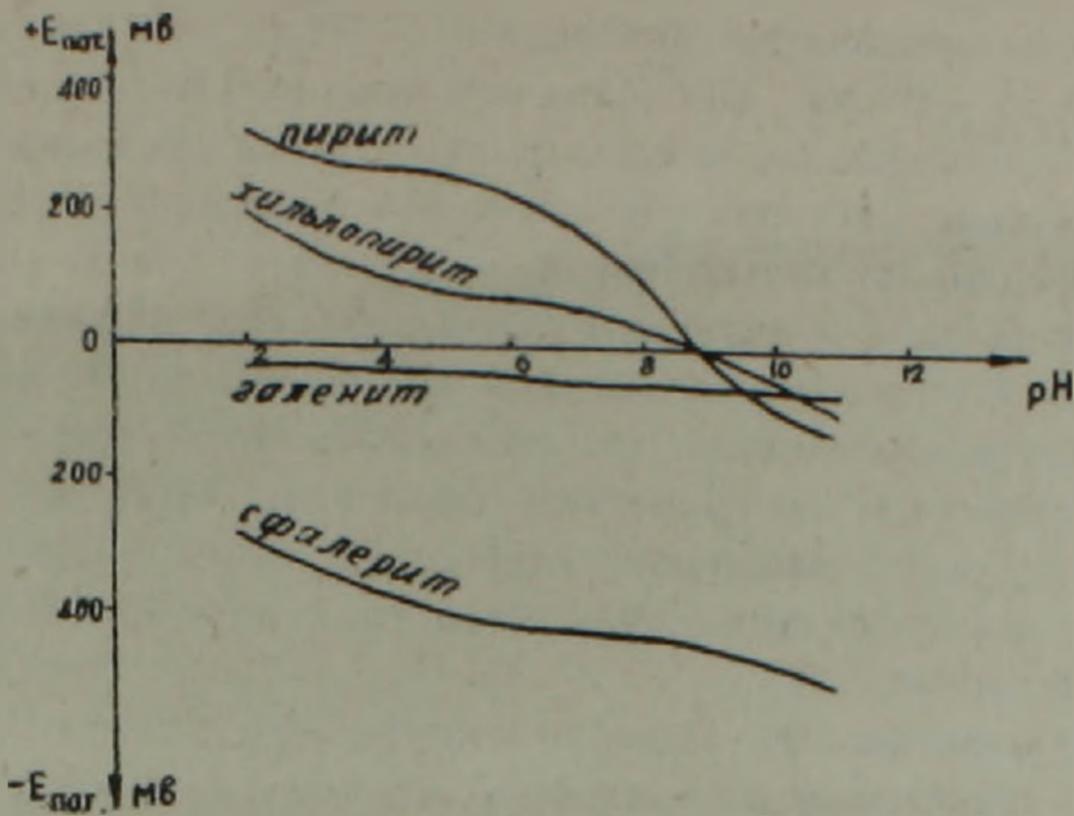


Рис. 2. Зависимость изменения величины электродного потенциала сульфидных минералов от pH среды.

опытов на руде цинковым купоросом, халькопирит, пирит и галенит вместе переходят в коллективный концентрат, а основная часть сфалерита—в цинковый.

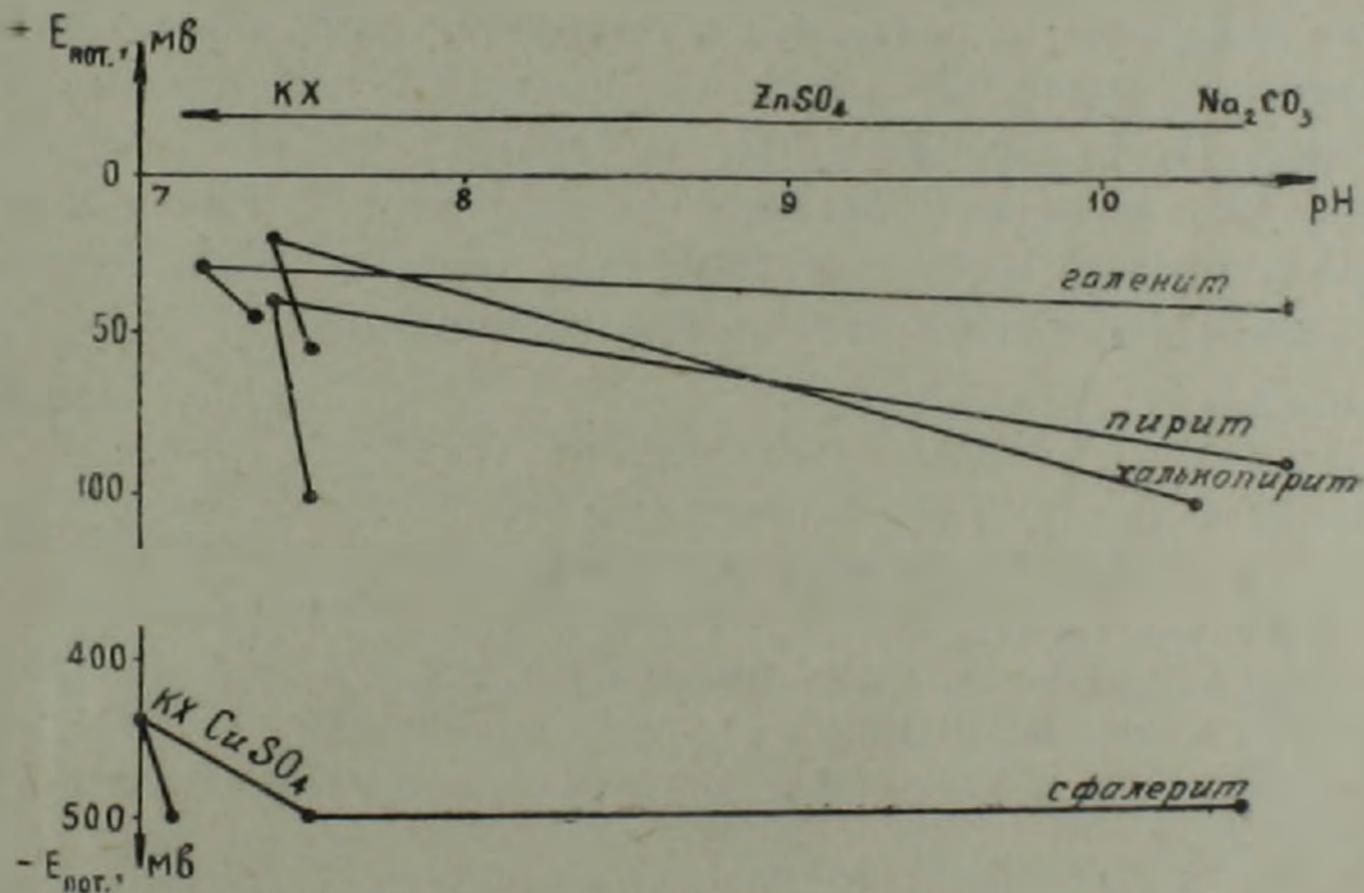


Рис. 3. Зависимость изменения величины электродного потенциала сульфидных минералов в содовой среде с последовательным добавлением цинкового купороса, ксантогената и медного купороса.

Из рис. 3 видно, что:

1. В содовой среде исследуемые минералы имеют отрицательные значения.

2. При добавлении цинкового купороса pH среды, уменьшаясь, приближается к нейтральности. При этом наблюдается заметное изменение величины электродного потенциала халькопирита и пирита. По-

тенциал пирита приобретает значение от -90 до -40 мв, халькопирита — от -100 до -20 мв. Величина электродного потенциала галенита изменяется незначительно, а сфалерита остается постоянной.

3. Добавление раствора ксантогената вызывает «скачок» электродного потенциала халькопирита и галенита (на $30-60$ мв), для которых с уменьшением величины отрицательного значения потенциалов создаются благоприятные условия для флотации. Величина потенциала сфалерита не меняется, что указывает на отсутствие взаимодействия ксантогената с поверхностью сфалерита. Видимо, образовавшаяся на поверхности сфалерита гидроокись цинка мешает адсорбции собирателя и минерализации пузырьков, т. е. создаются условия для депрессии сфалерита.

4. С целью активации поверхности сфалерита в цикле цинковой флотации добавляется медный купорос, что вызывает некоторое уменьшение величины электродного потенциала минерала, после чего при добавлении ксантогената происходит «скачок» величины потенциала, т. е. создаются условия для закрепления собирателя на поверхности сфалерита.

В заключение следует отметить, что выявленная зависимость между флотационным поведением минералов, составляющих руду Шаумянского месторождения, и изменением величины электродного потенциала минералов в растворах электролита, содержащего флотационный реагент, хорошо согласуется с выводами, полученными И. Н. Плаксиным, Л. Р. Соловьевой [3], японскими исследователями Мукаи Ванамцу [2], а также С. М. Митрофановым и М. Я. Рыкиным [1] и подтверждают связь между электрохимическими явлениями на поверхности сульфидных минералов и их флотируемостью.

Армипроцветмет

Поступила 9.VIII.1977.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Митрофанов С. И., Рыкин М. Я. VIII Международный конгресс по обогащению полезных ископаемых. Л., 1968.
2. Мукаи С., Ванамцу Т. Связь между электродным потенциалом сульфидных минералов и их флотируемостью. Реферативный журнал.
3. Плаксин И. Н., Соловьева Л. Р. Изучение взаимодействия поверхности сульфидных минералов с ксантогенатом методом измерения электродных потенциалов. Научные сообщения ИГД, 16, 1962.
4. Саградян А. Л. Обогащение руд Армении. «Айастан», 1973.

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

ТРЕТИЙ ВСЕСОЮЗНЫЙ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЙ
СИМПОЗИУМ

С 31 октября по 2 ноября 1977 г. в г. Новосибирске, в Институте геологии и геофизики СО АН СССР был созван III Всесоюзный палеовулканологический симпозиум, посвященный методам составления палеовулканологических карт и глобальным палеовулканологическим реконструкциям.

В работах симпозиума принимали участие представители различных геологических научно-исследовательских, учебных и производственных организаций из 45 городов Советского Союза.

Симпозиум открыл представитель оргкомитета, член-корреспондент АН СССР И. В. Лучицкий. От имени СО АН СССР участников симпозиума приветствовали академик А. Л. Яншин и известный вулканолог профессор В. И. Влодавец.

С большим интересом на пленарном заседании, посвященном методам составления палеовулканологических карт, были заслушаны доклады: Г. М. Фремда «Общие вопросы методики составления палеовулканологических карт», В. В. Волкова, И. В. Лучицкого «Принципы составления мелкомасштабных и обзорных палеовулканологических карт», В. С. Шарфмана «Принципы составления легенд к палеовулканологическим картам», Т. Н. Фроловой, В. Т. Фролова «Методика и области применения среднемасштабных палеовулканологических реконструкций (на примере Урала)», А. М. Косарева, И. Б. Серавкина «Опыт составления палеовулканологической карты Бурибай-Маканского рудного района (Южный Урал)», Е. С. Контарь «Роль палеовулканологических реконструкций при прогнозировании рудных месторождений», М. Ф. Микунова, Г. Ф. Яковлева, В. В. Авдонина «Принципы составления палеовулканологических карт колчеданно-полиметаллической провинции юго-западного Алтая» и др.

На заседании по проблеме «Глобальные палеовулканологические реконструкции» были заслушаны следующие доклады: И. В. Лучицкого «Общие вопросы глобальных палеовулканологических реконструкций», Е. Д. Сулиди-Кондратьева, В. В. Козлова, Г. Ф. Макаренко «Место базальтового вулканизма в тектонической эволюции планет земной группы», Н. В. Короновского «Палеоэнергетические реконструкции кайнозойского, орогенного вулканизма Альпийско-Средиземноморского пояса, Северной, Центральной и Южной Америки», В. В. Кепежинская «Вулканы как источник информации о составе глубинных зон Земли», М. А. Фаворской, И. К. Волчанской, А. М. Курчавова, Н. Л. Шилина «Анализ зональности состава продуктов магматизма при планетарных палеовулканологических реконструкциях», В. К.

Ротмана, Б. А. Марковского «Базальтовые вулканические пояса окраинно-океанического (пернокеанического) типа и связанные с ними палеовулканологические реконструкции», В. Г. Кушева «Опыт интерпретации докембрийского вулкано-плутонического пояса с позиций тектоники плит (Северное Прибайкалье) и др.

В заключение заседаний симпозиума была организована выставка-демонстрация палеовулканологических карт.

Было принято решение организовать IV Всесоюзный палеовулканологический симпозиум в 1979 г. в городе Хабаровске по тематике: а) Вулканогенные палеоструктуры и механизм их образования, б) Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектонические концентрации (гипотезы); в) Вулканогенная металлогения. При этом проблеме «Вулканогенная металлогения» поставить на IV Всесоюзном палеовулканологическом симпозиуме в плане предварительного обсуждения.

В результате работы симпозиума были рекомендованы:

Расширить палеовулканологические исследования с целью создания общей теории палеовулканологических исследований, анализа проблемы эволюции вулканизма в истории Земли и изучения вулканогенного рудообразования.

Широко развернуть работы по составлению палеовулканологических карт: обзорных и мелкомасштабных для всей территории Советского Союза, а также среднемасштабных для отдельных регионов и крупномасштабных для наиболее важных в практическом отношении рудных районов. Практическое значение таких работ показал успешный опыт применения палеовулканологических построений при прогнозировании и поисках колчеданных, колчеданно-полиметаллических руд на Урале, Рудном Алтае и др.

Усилить исследования, направленные на выяснение закономерностей формирования и условий образования рудоносных вулканогенных формаций в ходе общей эволюции Земли.

Вовлечь в сферу палеовулканологических исследований работы, направленные на изучение тектоносферы, с целью изучения взаимодействий между глубинными зонами Земли и верхним структурным этажом.

Расширить исследования вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований докембрия в связи с задачами выявления их рудоносности.

Усилить работы, направленные на изучение вещественного состава продуктов вулканической деятельности геологического прошлого и на разработку классификации и номенклатуры вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.

С целью повышения эффективности палеовулканологических исследований усилить работы по изучению закономерностей образования вулканогенных пород в современных, недавно потухших и молодых вулканических областях.

В конце симпозиума было заслушано сообщение Т. Н. Фроловой (подкомиссия номенклатуры эффузивных пород) и Е. Ф. Малеева (подкомиссия классификации пирокластических пород) о проделанной работе Терминологической комиссии при петрографическом комитете АН СССР.

К. М. МУРАДЯН

ПЕРВОЕ РЕСПУБЛИКАНСКОЕ СОВЕЩАНИЕ
ПО СТАНДАРТИЗАЦИИ И МЕТРОЛОГИИ В ГЕОЛОГИИ

Являясь одним из рычагов научно-технического прогресса и концентрируя все лучшее, что создается инженерной и научной мыслью, стандартизация за последние годы стала проникать в новые области производства, в том числе в область геологических исследований.

Необходимость широкого применения стандартизации в геологии обусловлена, прежде всего, непрерывным ростом поступающей геологической информации, которая уже достигла порядка нескольких миллионов данных в год. Основная часть поступающей геологической информации не теряет своего значения и подлежит долговременному хранению с периодическим анализом и повторным использованием накопленных материалов. Это обстоятельство вызвало активные поиски новых систем сбора, обработки и хранения геологических данных. Следующей предпосылкой стандартизации в геологии является все большее ее подразделение на множество узких специальностей и расширение области использования геологических данных для решения тех или иных задач.

В настоящее время результаты геологических исследований, кроме вопросов, связанных непосредственно с изучением и добычей минерального сырья, используются в процессе гражданского и промышленного строительства—сооружения тоннелей, гидротехнических объектов, линий связи и электропередач, дорожного строительства и т. д.

В связи с увеличением объема измерений в геологических исследованиях и необходимостью повышения их точности, созданием высокоэффективных приборов и средств измерений, неуклонно растет роль метрологии в геологоразведочном деле. Уже сейчас вырисовывается очевидность создания на стыке различных дисциплин новой науки—геологической метрологии.

Разработка различных стандартов по проведению рациональных комплексов геологоразведочных работ, единых условных обозначений и унификации форм геологической документации, регламентирование промышленных требований к качеству минерального сырья, установление единых мер по метрологическому обеспечению геологических исследований, обеспечение комплексного использования богатств недр—актуальные вопросы стандартизации в области геологоразведочных работ.

Этим прикладным вопросам было посвящено первое республиканское совещание, организованное Управлением геологии, Институтом геологических наук АН Арм. ССР и Армянским геологическим обществом.

Открывая совещание, главный инженер Управления геологии т. Гаспарян М. Г. отметил большое значение стандартизации в деле организации изучения недр.

В выступлениях заместителей директора Республиканского центра по стандартизации и метрологии тт. Варданяна Э. С. и Арутюняна Л. С. были приведены примеры применения стандартизации в различных отраслях народного хозяйства республики.

Доклад заведующего Лабораторией экспериментальной геологии ИГиН АН Арм. ССР Мурадяна В. Б. и старшего научного сотрудника той же лаборатории Кочаряна В. Г. был посвящен методологическим вопросам количественной оценки качества и эффективности геологоразведочных работ.

Для этого предлагалась система критериев и показателей, разработанная с применением экспертных методов оценки. Авторы подчеркнули необходимость разработки и внедрения систем управления качеством геологоразведочных работ в партиях и экспедициях.

В докладе была представлена упрощенная схема комплексной стандартизации использования минеральных ресурсов республики, имеющая огромное значение для охраны недр.

Заведующий Спектральной лабораторией ИГиН АН Арм. ССР т. Мкртчян Г. М. в своем докладе обосновал необходимость обеспечения единства измерений при аналитических работах. Различными примерами и фактами автор доказал несостоятельность существующего положения в лабораториях, когда из-за отсутствия соответствующей точности измерения и унификации методики результаты исследований приводят к искаженным определениям.

Тов. Мкртчяном Г. М. была отмечена необходимость создания стандартных геохимических образцов, разработки стандартов, регламентирующих способы и средства лабораторных исследований, подготовки кадров аналитиков и т. д.

Главный инженер Комплексной геолого-геофизической экспедиции т. Петросян Н. М. рассказал участникам конференции о работах, направленных на улучшение качества геологоразведочных работ. В его выступлении были обобщены некоторые исследования по стандартизации при бурении скважин и выполнении геофизических работ.

Старший инженер Управления геологии по стандартизации и метрологии т. Хосровян М. О. в своем докладе указал на основные направления работ по стандартизации и метрологии в системе Управления геологии. Были освещены вопросы, стоящие перед этой службой управления. Докладчик говорил о важных мероприятиях, направленных на улучшение работ по стандартизации.

На конференцию были приглашены руководители геологических экспедиций и партий, производственные экономисты и другие.

В работе конференции принимали участие начальник Управления геологии т. Гулян Э. Х. и начальник Армянского республиканского управления Госстандарта СССР т. Туманян Т. Н.

