

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



Издаётся преимущественно на русском, а также на армянском и английском языках

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԳՐԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր), տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղայան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գարրիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. է. Ա. Խաչատրյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Հ. Կ. Մաղաբյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ռ. Տ. Միրիջանյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Գ. Նազարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, է. Ա. Ռոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆարամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян (ответственный редактор), член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, член-корр. АН Арм. ССР А. А. Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, акад. АН Арм. ССР И. Г. Магальян, канд. геол.-мин. наук Р. Т. Мириджанян, акад. АН Арм. ССР А. Г. Назаров, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (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
Հիմնված է 1943 թ.

Журнал выходит 6 раз в год
Основан в 1943 г.

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

А. Т. Асланян. Некоторые вопросы изучения и использования подземного тепла в Армянской ССР 3

Г. П. Тамразян. Новая общепланетарная закономерность в распределении нефти и газа Земли и ее поисковое значение 7

А. З. Алтунян, Р. Т. Джрбашян, Р. Г. Магакян. К геологии и условиям образования агломератовых пород Алавердского рудного района 20

Ф. Е. Зильман. Перспективы рудоносности прожилковой зоны одного из золоторудных месторождений Малого Кавказа 30

Г. А. Тунян. Геологическое строение и минеральные ассоциации Личквас-Тейского золоторудного месторождения 33

И. Х. Петросов. Генетическая классификация глинистых пород и минералов на примере глин осадочных и вулканогенно-осадочных формаций Армянской ССР 46

Р. Б. Ядоян. Специальные методы исследования при поисках месторождений термоминеральных вод 52

Р. Т. Мириджанян. Прогнозная оценка температуры глубинных слоев земной коры на территории Армянской ССР 57

М. П. Воларович, А. Т. Вегуни, Е. И. Баюк, Г. Ш. Шагинян. Влияние температуры на скорость и поглощение продольных волн в андезитовых породах Армении при давлении до 15 кбар 63

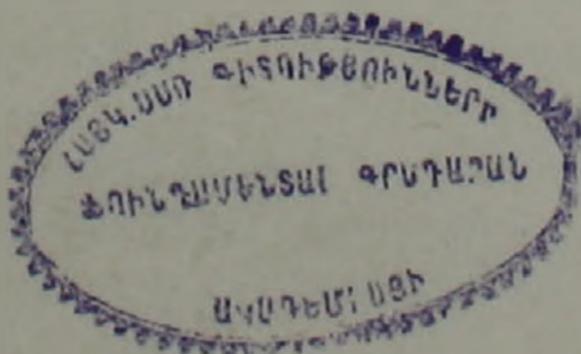
С. Р. Оганесян, А. Н. Пушков, А. Х. Баграмян, Э. Г. Геодакян. О временных изменениях геомагнитного поля и сейсмичности на территории водохранилища «Азат» 72

А. А. Асланян. О терминах «лернашхар», «барцравандак» и некоторых других вопросах терминологии рельефа Армении 80

Краткие сообщения

Р. С. Мовсисян. Условия локализации и закономерности пространственного размещения оруденения в Армянском рудном поле 88

Э. И. Саратикян. Вопросы рудоносности по данным геохимической площадной съемки 92



Բ Ո Վ Ա Ն Կ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ա. Տ. Ասյանյան. Հայկական ՍՍՀ ընդերքի ջերմության հետազոտության և օգտագործման մի քանի հարցեր	3
Կ. Պ. Թամրալյան. Երկրի վրա նավթի և գազի տեղարաշխման մի նոր համամոլորակային օրինաչափություն և նրա որոնողական նշանակությունը	7
Ա. Չ. Ալրունյան, Խ. Տ. Զրբաշյան, Թ. Գ. Մաղաֆյան. Ալավերդու հանքային շրջանի ագլոմերատային ապարների երկրաբանության և առաջացման պայմանների մասին	20
Տ. Ե. Զիլման. Փոքր Կովկասի ոսկու հանքավայրերից մեկի երակիկային զոնայի հանքաբերության հեռանկարները	30
Գ. Հ. Խունյան. Լինքվազ-Թեյի ոսկու հանքավայրի երկրաբանական կառուցվածքը և միներալային զուգորդությունները	39
Ի. Ք. Պետրոսով. Կավային ապարների և միներալների գենետիկ դասակարգումը Հայկական ՍՍՀ նստվածքային և հրաբխածին-նստվածքային ֆորմացիաների կավերի օրինակով	46
Ի. Ս. Յաղոյան. Թերմոհանգսյին ջրերի հանքավայրերի որոնողական ուսումնասիրությունների հատուկ մեթոդները	52
Ռ. Տ. Լիբրիջանյան. Հայկական ՍՍՀ տարածքում երկրակեղևի խորքային շերտերի ջերմաստիճանի կանխատեսումը	57
Լ. Պ. Վոլարսովիչ, Ա. Թ. Վեհուցի, Ե. Ի. Բայուկ, Գ. Շ. Շահինյան. Զերմաստիճանի ազդեցությունը Հայաստանի անդեզիտային ապարներում երկայնակի ալիքների արագության և կլանման վրա մինչև 15 կժար ճնշման պայմաններում	63
Ս. Ռ. Հովհաննիսյան, Ա. Ն. Պուշկով, Ա. Խ. Բաղրամյան, Է. Գ. Գյողալյան. «Ազատ» ջրամյուրի տարածքում գեոմագնիսական դաշտի և սեյսմիկության ժամանակային փոփոխությունների մասին	72
Ա. Ա. Ասյանյան. «Լեռնաշխարհ», «քարձրավանդակի» և Հայաստանի ունիտի ձևերի տերմինաբանության հարակից հարցերի մասին	87

Համառոտ նաղորդումներ

Ի. Ս. Մովսեսյան. Հանքայնացման տեղայնացման պայմաններն ու տարածական տեղարաշխման օրինաչափություններն Արմանիսի հանքային դաշտում	88
Է. Ի. Սարատիկյան. Հանքաբանության հարցերը դեոքիմիական մակերեսային հանույթի տվյալներով	92

УДК 550.361(479.25)

А. Т. АСЛАНЯН

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОДЗЕМНОГО ТЕПЛА В АРМЯНСКОЙ ССР

На территории Армянской ССР известно более 400 минеральных источников и более 550 центров вулканических извержений недавнего геологического прошлого, приуроченных к зонам разрывных нарушений. Отдельные минеральные источники обнаруживают повышенную температуру воды: Джермук— 64°C , Анкаван— 39°C , Арзакан— 36°C , Бжни— 25°C , Кировакан (Маймех)— 27°C , Джермук—в буровой скважине на глубине 700 м— 73°C , Мхчян—в растворе у устья буровой скважины глубиной 4033 м— 42°C , Каракала—в загазованной минеральной воде у устья скважины глубиной 3097 м— 83°C , а вблизи ряда вулканических сооружений сохранились лавовые потоки с явными признаками, характеризующими весьма молодой возраст этих потоков (вероятно до 3000—10000 лет).

По интенсивности теплового потока наибольший интерес для поисково-разведочных работ представляет внутренняя диагональная зона Армении (Спитак—Арзакан—Раздан—Мартуни—Джермук—Сисиан—Каджаран—Мегри), отмеченная высоким положением кристаллического фундамента, обилием гранитоидных интрузий среднетретичного возраста (42—36—24 млн. лет), мозанчной структурой коры, многочисленными разрывными нарушениями. Возможно, что выделению тепла способствует мозаично-глыбовая структура коры, а генерации тепла—с одной стороны, широкое развитие гранитоидных пород, отличающихся относительно высоким содержанием тепловыделяющих элементов, а с другой—экзотермические реакции разложения полевых шпатов в зонах разрывных нарушений, насыщаемых инфильтрационными углекислыми водами.

По теплофизическим расчетам, основанным на данных бурения и полевых измерений, температура в 100°C достигается ориентировочно в Приараксинской тектонической зоне Армении, на глубинах порядка 3000—3500 м, в указанной выше диагональной зоне на глубинах 2500—3000 м, а в Сомхето-Карабахской зоне—на глубинах порядка 2800—3300 м.

Ввиду того, что ресурсы термальных вод по республике в целом незначительные, порядка 100 л/сек (при ресурсах минеральных вод в целом по республике 1000 л/сек), ориентировать изучение и использование подземного тепла на эти воды можно лишь частично—для использования их в парниковых хозяйствах. Очевидно, по Армянской

ССР следует ставить главным образом вопрос изучения и последующего использования тепла горных пород, слагающих верхние горизонты земной коры, и того тепла, которое условно может быть связано со скрытыми магматическими резервуарами в районе развития молодых вулканов и молодых гранитодных интрузий.

Поиски магматических резервуаров с привлечением геофизических методов разведки, инфракрасной и сверхвысокочастотной съемки и модельных представлений следует направлять на районы южных и юго-западных склонов массива г. Арагац, склонов Гегамского и Варденисского хребтов, Сюникского нагорья и Восточного Зангезура. Поиски очагов с аномально высокими значениями теплового потока, связанных с гранитоидами и разломами, целесообразно вести в первую очередь в районах Бжни—Арзакан, Раздан—Меградзор, Джермук—Зирак, Сисиан—Дастакерт, Каджаран—Гехи, Мегри—Агарак, Чочкан—Шнох—Кохб, Берд.

Если будут подтверждены известные к настоящему времени предварительные оценки о том, что одна геотермическая станция, состоящая из двух сообщающихся скважин глубиной до 3000 м может обеспечить потребности коммунального теплоснабжения населенного пункта в 30000 человек, а создание таких станций будет экономически достаточно выгодным, то на перспективу может возникнуть вопрос о строительстве в Армении нескольких десятков таких станций, стоимостью каждая порядка 10—15 млн. руб. со сроком службы 15—20 лет (оценки Э. Богуславского и Ю. Парийского, 1979 г.).

Серьезной нерешенной проблемой является определение механизма прогревания стенок буровых скважин и минеральных вод, вскрытых этими скважинами, особенно после неожиданного результата, полученного при бурении сверхглубокой скважины на Кольском полуострове, где температура на глубине 9300 м составляет всего 150°C (в зоне развития метаморфизованных вулканогенно-осадочных и интрузивных пород).

Главным источником тепла может являться углекислый газ, поступающий по разломам из глубоких горизонтов коры, причем этот газ может оказаться наиболее прогретым в сферах локализации скрытых незастывших магматических очагов—как вулканических, так и плутонических, а также в тектонических зонах, где касательные напряжения достигают большой величины. Тот факт, что горячие источники связаны с зонами новейшего магматизма и отсутствуют в Сомхето-Карабахской зоне более древнего (в основном мезозойского) магматизма как будто говорит в пользу указанного предположения.

В программе научно-исследовательских работ по изучению и исследованию подземного тепла в Армянской ССР, с нашей точки зрения, должны быть предусмотрены следующие работы:

1. Изучение теплофизических свойств важнейших литологических комплексов и их оконтуривание с составлением карты М 1 : 200000 (выделение гранитоидов, мафитов-ультрамафитов, зеленокаменных вул-

канитов, молодых базальтовых, андезитовых, липаритовых и дацитовых лав и экструзий, туфов, известняков, доломитов, мергелей, туфобрекчий, флиша и др.).

II. Выделение важнейших тектонических линеаментов и деформационных зон и изучение распределения тепловых аномалий в этих зонах.

III. Производство радарной, инфракрасной и сверхвысокочастотной съемок с целью выделения региональных полей тепловых аномалий.

IV. Составление карты тепловых аномалий по всей территории республики в М. 1:200000 в целом и М. 1:5000 для наиболее перспективных площадей.

V. Детальный анализ и обобщение результатов тепловых измерений в скважинах, пробуренных в прошлом, в частности, в связи с поисками нефти и газа и проводкой региональных профилей; бурение по заранее обоснованной сети новых скважин для специальных геотермических исследований.

VI. Выделение на карте новейших вулканических образований, районов, относительно благоприятных для поисков полужидких магматических масс на небольшой глубине; составление такой же схематической карты для поисков полужидких расплавов, которые могли быть связаны с очагами третичных гранитоидов.

VII. Создание в области массива горы Арагац полигона для производства сейсморазведочных и геотермических исследований, имеющих целью прогнозирование полурасплавленных магматических масс на глубине.

VIII. Тематические исследования проблемы происхождения нагрева и подъема углекислого газа; составление специализированной карты концентрированных выходов углекислого газа в их связи с разломами, интрузиями, вулканами, минеральными источниками и рудопроявлениями; анализ и обобщение результатов изучения выходов углекислого газа, встреченных при проходке крупных тоннелей и гидротехнических сооружений.

IX. Производство опытно-методических работ по созданию гидравлического разрыва в нескольких характерных типах пород—гранитоидах, порфиритах, андезито-базальтовых лавах, метаморфических сланцах, вулканогенно-осадочных отложениях и карбонатных породах.

X. Строительство одной опытной геотермальной станции (системы, состоящей из двух сообщающихся скважин большого диаметра, глубиной 2000—3000 м) для отработки как технологических вопросов строительства станции, так и выяснения вопросов экономики и практического использования энергии таких станций; такую станцию целесообразно строить, по-видимому, в районе Арзакан—Бжни—Раздан—Анкаван, где имеются многочисленные выходы термальных вод, разрывные нарушения и проявления новейшего магматизма.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԸՆԴԵՐՔԻ ՋԵՐՄՈՒԹՅԱՆ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅԱՆ ԵՎ
ՕԿՏԱԳՈՐԾՄԱՆ ՄԻ ՔԱՆԻ ՀԱՐՑԵՐ

Ա մ փ ո փ ու մ

Սովետական Հայաստանի տարածքում հայտնի են 25°C մինչև 64°C ջերմաստիճանի մի շարք հանքային աղբյուրներ, իսկ 3000—4000 մ խորություն ունեցող պտտահորերի մղակներում ջերմաստիճանը հասնում է մինչև 83°C (Սևաբերդի հորատանցքը Սարդարապատի տափաստանում): Նախնական բնույթի ջերմաֆիզիկական հաշվումների համաձայն Սովետական Հայաստանի տարածքի Մերձարաքսյան շրջաններում լեռնազանգվածների ջերմաստիճանը հասնում է 100°C 3000—3500 մ խորությունների սահմաններում, Սոմխեթա-Ղարաբաղի գոտում՝ 2800—3300 մ սահմաններում, իսկ միջանկյալ Սաղկունք-Չանգեղուրի գոտում, որտեղ շատ լայն տարածում ունեն մեզոկայնոզոյան գրանիտոիդները՝ 2500—3000 մ խորություններում: Նախնական հաշվարկների համաձայն այդ խորություններում գտնվող ջերմությունը կարող է շահավետ կերպով օգտագործվել խորքային գեոթերմալ ջրաշրջանառուկաթսայակայանների միջոցով: Այդ տեսակետից զգալի հետաքրքրություն կարող են ներկայացնել նաև ընդերքում թաքնված կիսահեղուկ մագմատիկ այն զանգվածները, որոնց առկայությունը ենթադրվում է 5—10 կմ խորությունների վրա երիտասարդ հրաբխային մարզերում (Արագածի շրջան, Գեղամա և Վարդենիսի լեռներ, Սյունիք և այլն): Հանքային տաք ջրերը պաշարների սակավության պատճառով կարող են ունենալ տեղական նշանակություն՝ ջերմոցներ ստեղծելու նպատակով: Այդ հարցերը լուծելու համար անհրաժեշտ են դաշտային երկրաբանական, երկրաֆիզիկական, ջերմաֆիզիկական, օդահանութային և հորատման համապատասխան աշխատանքներ:

A. T. ASLANIAN

SOME PROBLEMS OF THE USE AND INVESTIGATION
OF THE SUBTERRANEAN TEMPERATURE OF THE ARMENIAN SSR

S u m m e r y

Some mineral wather sources of 25°C to 64°C temperature are known in the area of the Soviet Armenia, and in the mouths of boreholes of the depth of 3000—4000 m the temperature reaches 83°C (Sevaberd well in Sardarabad steppe). According to the preliminary character of thermophysical calculations the temperature of mountain masses of Arax regions of the Soviet Armentia reaches 100°C within the depths of 3000—3500 m, within Somkheti—Kharabaghian belt of 2800—3300 m, between Tsakhkunk—Zangezurian belt where Meso-cenozoic granitoids are wide spread at the depth of 2500—3000 m. According to the preliminary calculations the temperature being in those depths can be profitably used through the deep geothermal circulating thermal boiler stations. From this point of view half-fluid magmatic massives hidden in the subterranean can show interest as well, the presence of which are supposed to be at the depth of 5—10 km of young volcanIn regions (Aragats region, Geghama and Vardenis mountains, Syunik plateau and etc).

УДК 553.981

Г. П. ТАМРАЗЯН

НОВАЯ ОБЩЕПЛАНЕТАРНАЯ ЗАКОНОМЕРНОСТЬ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ НЕФТИ И ГАЗА ЗЕМЛИ И ЕЕ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В распределении углеводородов в отдельных регионах Земли установлено много интересных особенностей, значение коих, однако, быстро утрачивается при попытке обнаружить их в других регионах. Эти частные особенности распределения углеводородов, будучи обусловлены местными геологическими условиями, как правило, имеют значение обычно для отдельных регионов и бассейнов. Общепланетарных же закономерностей распределения углеводородов почти не выявлено, несмотря на важность этой проблемы [3,4]. Остановимся на новой важной общепланетарной закономерности в распределении углеводородов, их фазового состояния. Эту закономерность в распределении крупнейших скоплений углеводородов на Земле назовем экстерриториальностью в общепланетарной дислокации нефтеносных и газоносных территорий. Экстерриториальность в распределении углеводородов заключается в тенденции к сосредоточиванию на Земле крупнейших газовых скоплений севернее, чем нефтяных скоплений. Преимущественно нефтеносные регионы располагаются чаще южнее, а преимущественно газоносные регионы—севернее (северо-восточнее) них, причем эта природная особенность взаимного расположения крупнейших нефтяных и газовых концентраций в целом как будто не зависит от местных геологических особенностей строения и развития регионов. Земля распределяет на своей поверхности крупнейшие газоносные регионы преимущественно севернее соседствующих с ними крупнейших нефтеносных территорий.

Рассмотрим явление экстерриториальности в распределении углеводородов на Земле на примере 5—6 крупнейших нефтегазоносных регионов Земли. Заметим, что в этих 5—6 регионах сконцентрировано 70% всех ресурсов нефти и газа планеты и, тем самым, их рассмотрение возводит представление об экстерриториальности в распределении углеводородов в разряд общепланетарной закономерности.

1. *Калифорния (США)*. Калифорния представляет типичный пример экстерриториальности в распределении углеводородов (нефти на юге и газа на севере). Нефтегазоносная территория в Калифорнии протягивается на 1000 км (33—41°), из коих на южную (преимущественно нефтеносную) зону приходится 400 км и на северную (газоносную) зону—600 км по меридиану (рис. 1). В южной зоне залежи неф-

ти сосредоточены главным образом в отложениях неогена (плиоцен, миоцен); в отложениях палеогена и мезозоя (главным образом мела) известных залежей нефти мало. В южной зоне имеющиеся газовые залежи, по сравнению с нефтяными, отличаются несколько большей стра-

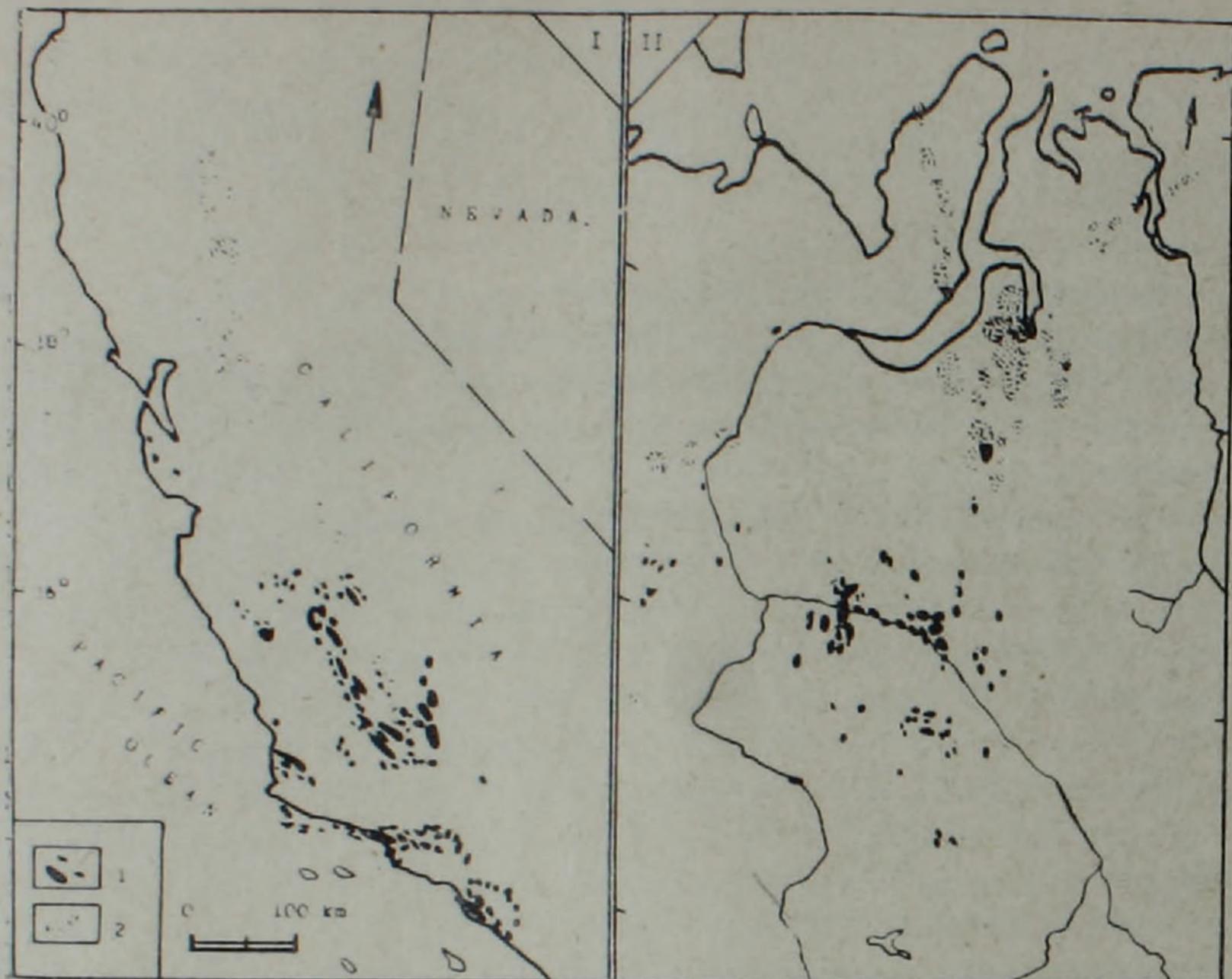


Рис. 1. Калифорнийская газонефтеносная территория (слева) и Западная Сибирь (справа). Расположение залежей по данным Международной энциклопедии [6, стр. 166 и 202] и [1, стр. 254]. 1—нефть, 2—газ.

тиграфической разбросанностью, но в основном сосредоточены опять-таки в неогене (плиоцен, миоцен); на севере этой южной зоны (бассейн Сан-Хоакин) значительные ресурсы газа имеются и в палеогене (эоцен). В северной (газоносной) зоне обнаружены пока только газовые залежи, находящиеся в палеогене (эоцен, палеоцен) и верхнем мелу.

Итак, для Калифорнии наблюдается сосредоточение огромных скоплений нефти в южной зоне и газа в северной зоне. Кроме того, здесь наблюдается стратиграфическое сползание основных масс углеводородов в северном направлении (от неогена в южной зоне и отчасти эоцена в ее северной части до эоцена, палеоцена и мела в северной зоне).

2. *Мидконтинент* (США). В пределах Мидконтинента традиционно выделяют два бассейна: на юге Пермский и на севере Западный Внутренний. Эти две части Мидконтинента представляют в целом другой

пример экстерриториальности распределения углеводородов. Протяженность этой территории составляет около 1000 км (30—40°), из коих на южную зону приходится около 400 км и на северную—примерно 600 км (рис. 2).

В пределах южной зоны (Пермский бассейн) распространены главным образом нефтяные залежи, приуроченные к палеозойским отложениям и прежде всего к пермским отложениям. Значительную роль играют здесь залежи в карбоне (преимущественно в пенсильвании) и ордовике; нефтяные залежи связаны также с отложениями девона, силура и нижнего мела. Вдоль южного окаймления Пермского бассейна протягивается серия газовых месторождений, в которых залежи приурочены к палеозою. В пределах северной зоны Мидконтинента (Западный Внутренний бассейн) широко распространены газовые и нефтяные залежи, но основными здесь являются огромные газовые залежи (месторождения Хьюгтон, Мокане-Ловерне и др.). На юге этой северной зоны (поднятия Амарильо и прилегающие впадины) газовые залежи сосредоточены в основном в нижнепермских отложениях, а также в карбоне (пенсильвании, миссисипий). Здесь встречаются и нефтяные месторождения (обычно средние), в которых залежи приурочены к пенсильванию, миссисипии, перми, девону-силуру, ордовику-кембрию. В северной части северной зоны (в пределах поднятий Немаха, Семинол, озера Озарк, Центрально-Канзасского поднятия) верхний стратиграфический уровень залегания залежей углеводородов снижается до пенсильвания и ордовика; встречены залежи и в кембрии, и докембрии.

В целом для Мидконтинента наблюдается преимущественная концентрация нефтяных залежей на юге и газовых на севере (хотя нередко наблюдаются газовые залежи и на юге, нефтяные и на севере). Кроме того, наблюдается снижение стратиграфического уровня залегания углеводородов в северном направлении.

3. *Впадина Мексиканского залива.* Нефтегазоносная впадина Галф-Кост, дугообразно окаймляя с севера Мексиканский залив, охватывает на западе юго-восточную и восточную части Техаса, правобережье реки Рио-Гранде-дель-Норте (северо-западный газоносный район Мексики), в центре—Луизиану, Миссисипи, юг и юго-восток Арканзаса, западную окраину Теннесси, на востоке—юго-западную часть Алабамы и Джорджии и запад Флориды, на юге—протяженную шельфовую зону (вплоть до 28-й параллели на юге). Во впадине Галф-Кост имеется много нефтяных и огромное число газовых залежей. Луизиана и Техас являются наиболее богатыми газоносными районами США.

Южнее этой огромной газоносной территории расстилается на 1000 км впадина Мексиканского залива и, таким образом, южнее как будто отсутствует крупная нефтеносная территория. Однако такой крупнейший нефтеносный район недавно (1972 г. и позже) был обна-

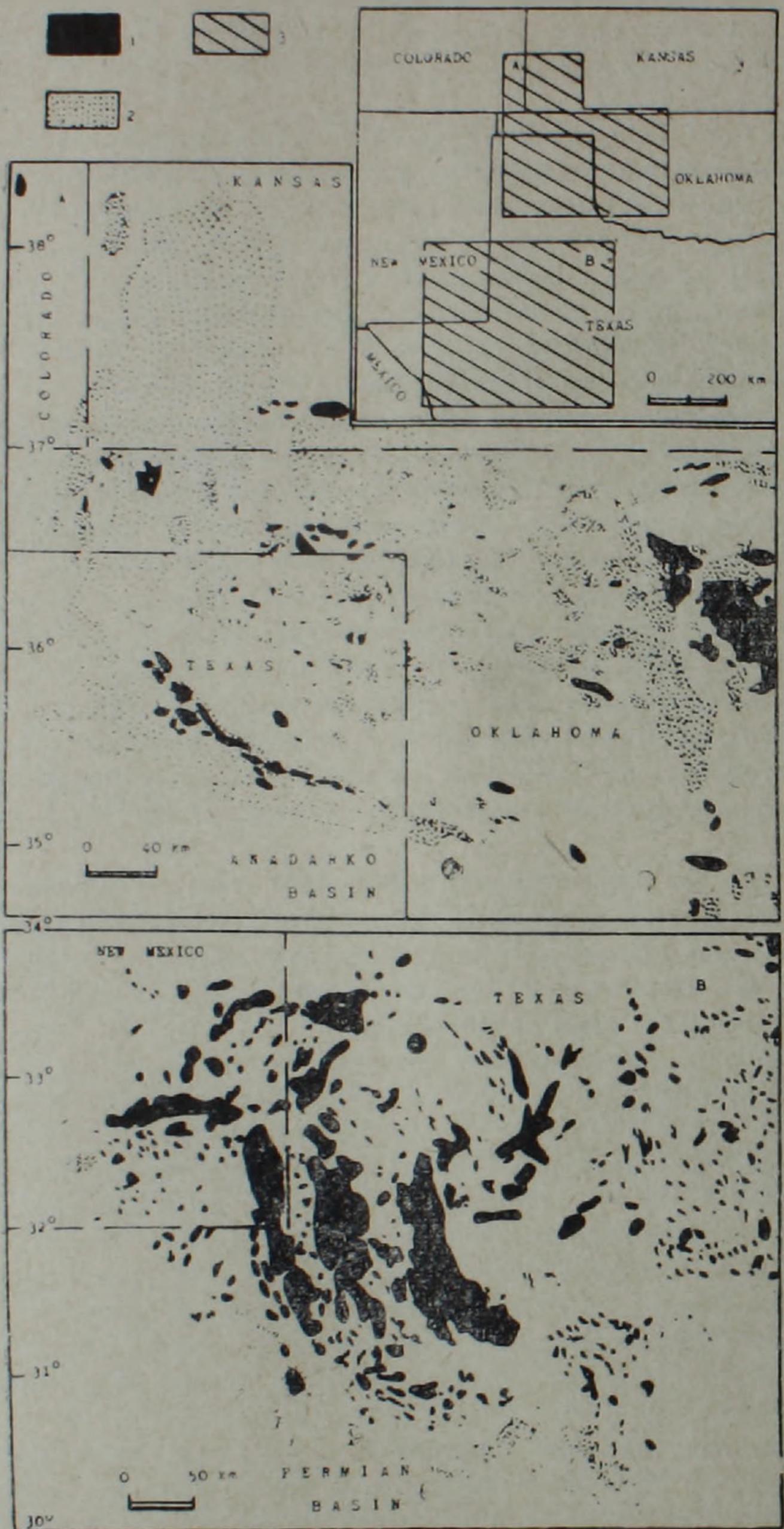


Рис. 2. Нефтегазоносная территория Мидконтинента (США). Расположение залежей по данным Международной энциклопедии [6, стр. 148, 150, 163]. 1—нефть, 2—газ, 3—нефтегазоносные бассейны: А—Анадарко, В—Пермский (расположение этих бассейнов по штатам показано на врезке справа-вверху).

ружен на юго-востоке Мексики (зона Ла-Реформа), где доказанные запасы нефти составляют на начало 1979 г. 5,5 млрд. т, а вероятные запасы—до 28 млрд. т [7]. С учетом уже известных структур суммарные запасы нефти этой зоны, как отмечает А. А. Мейергофф (фирма «Пемекс», Техас, Талса, Оклахома, США), окажутся значительно выше, чем в богатейшей нефтью Саудовской Аравии и даже более того, «По суммарным запасам нефти и газа,—пишет А. А. Мейергофф,—район Ла-Реформа будет занимать одно из ведущих мест в мире» [2, стр. 69].

Таким образом Мексиканская впадина представляет третий пример экстерриториальности в распределении углеводородов. На севере этой впадины находится богатейшая в мире газоносная область, а на юге, на одних и тех же долготах, располагаются грандиозные скопления нефти. Общая протяженность по меридиану всей этой территории составляет около 2000 км. При этом северная преимущественно газоносная зона располагается в основном в пределах 28—36° (протяженность около 900 км по меридиану). Затем, южнее, газоносная зона смещается на западный борт Мексиканского залива и здесь прослеживается до 25,5° (через газоносные районы крайней южной части Техаса и северо-восточный район Мексики). В целом на северную зону приходится около 1100 км по меридиану. Южная зона располагается главным образом в северо-восточной части перешейка Теуантепек и в прилегающей прибрежной части Мексиканского залива. Протяженность этой зоны в меридиональном направлении достигает 400 км. Кстати, эта нефтеносная зона прослеживается на северо-запад (вдоль западного борта Мексиканского залива) через ранее известные нефтяные районы Салино-дель-Истмо, Веракрус, Поса-Рика, Золотого пояса, Пануко-Эбано. В целом южная зона находится в пределах 17,5—23° (рис. 3).

Зона Ла-Реформа на востоке протягивается далеко (на 300 км) в море в субмеридиональном направлении, занимая территорию между западным побережьем Юкатан и западным краем шельфа. Кроме того, другая перспективная нефтегазоносная зона располагается в Мексиканском заливе к северу и северо-западу от полуострова Юкатан и здесь, вероятно, проходит крупная субширотная тектоническая зона через острова Найо-Нуэво, Вренас, Перес и далее в восток-северо-восточном направлении еще на 250 км. Общая протяженность этой зоны (зоны Переса) составляет 550 км (рис. 3). Зона Переса в своей западной части стыкуется с зоной Ла-Реформа, причем почти перпендикулярно (вблизи островов Найо-Нуэво и Триангуло-Оэсте). Нефтегазоносность в зоне Переса, которая может оказаться почти такой же значительной, как и в зоне Ла-Реформа, связана, по-видимому, с кайнозойскими и мезозойскими отложениями, причем стратиграфический диапазон распределения залежей нефти и газа здесь, вероятно, даже шире, а роль газа в составе углеводородов значительно больше, чем в зоне Ла-Реформа.



Рис. 3. Впадина Мексиканского залива. Расположение залежей по данным Международной энциклопедии [6, стр. 153, 154, 163, 188]. 1—нефть, 2—газ, 3—зона Ла-Реформа, 4—перспективная зона север-северо-западного шельфа полуострова Юкатан (Центральная Америка), 5—условная зона Переса (площади первоочередных разведочных работ), 6—другие перспективные площади.

4. *Западная Сибирь.* В Западно-Сибирской впадине также четко проявляется экстерриториальность в распределении углеводородов (крупнейшие концентрации газа находятся севернее нефтяных). По этой территории имеется много публикаций, к которым и отсылаем читателя [1 и др.].

5. *Ближний и Средний Восток и смежные с северо-востока территории.* Ближний и Средний Восток обладают наиболее крупными запасами нефти в мире. По данным на 1. 1.1978 г. [8] разведанные извлекаемые запасы нефти и конденсата в пределах Ближнего и Сред-

него Востока составляют 50 млрд: т, т. е. намного больше половины всех мировых запасов. Рассматриваемая территория представляет еще один пример экстерриториальности в распределении фазового состава углеводородов: огромные залежи нефти на юг-юго-западе (Ближний и Средний Восток) и крупнейшие концентрации газа к север-северо-востоку от них и в значительной мере и в них самих (рис. 4).



Рис. 4. Ближний и Средний Восток и смежные с север-северо-востока территории. Расположение залежей по данным Международной энциклопедии [6, стр. 60, 74, 197, 199] и [1, стр. 173, 184, 204, 210, 218, 242]. Зачернено—нефть, точки—газ.

6. *Венесуэльский регион.* В пределах территории Венесуэлы и прилегающих районов имеются огромные залежи нефти (рис. 5). Крупнейшие концентрации нефти в Маракаибском и Оринокском бассейнах создали мировую славу для этой нефтеносной территории. Запасы

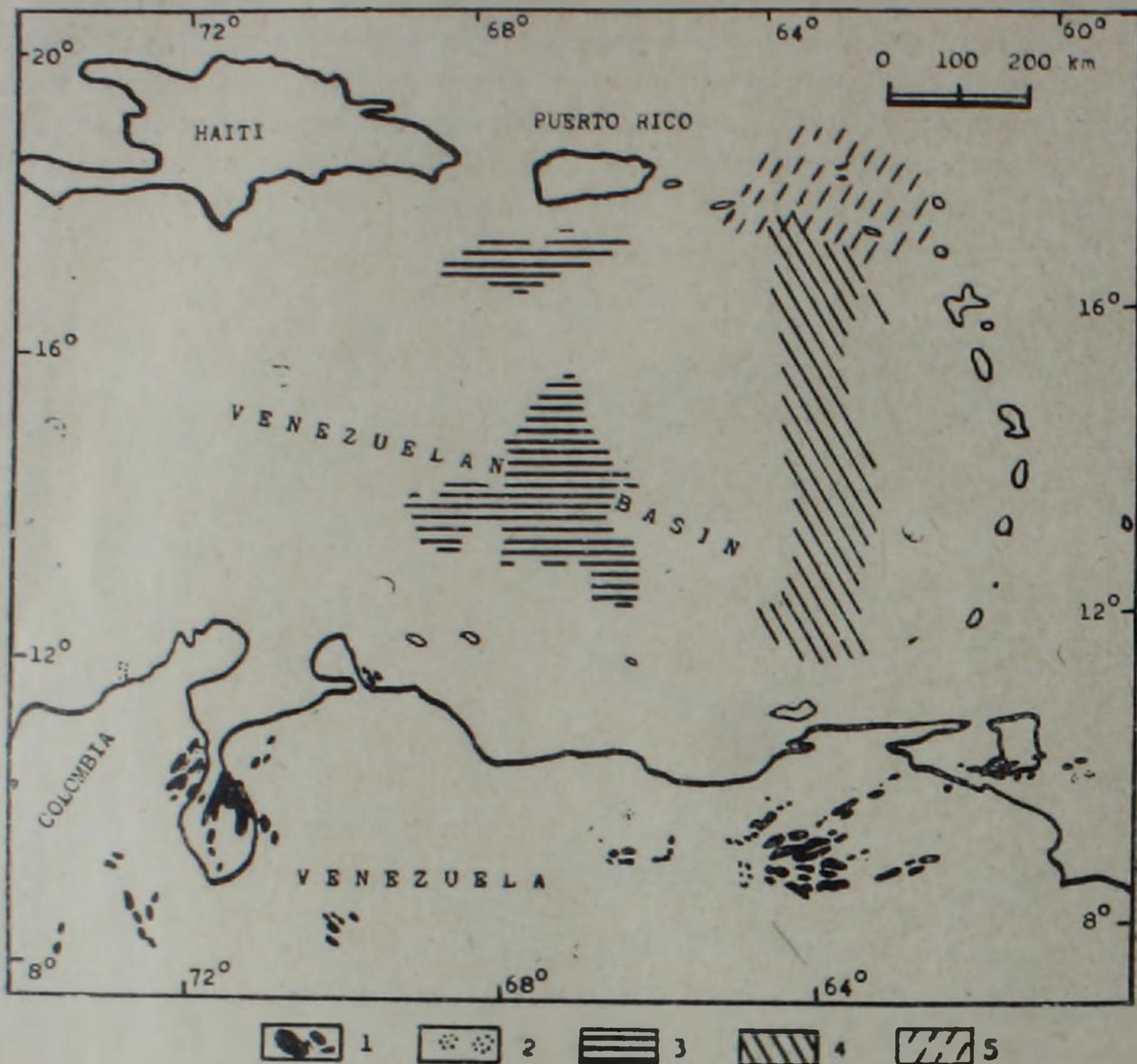


Рис. 5. Венесуэльский район. Расположение залежей по данным Международной энциклопедии [6, стр. 67, 190—191]. 1—нефть, 2—газ, 3—наиболее погруженная впадина Венесуэльской котловины, 4—зона меридионального подводного хребта Анес (возможная и вероятная нефтегазоносная область), 5—возможно перспективная нефтегазоносная область вблизи северного замыкания подводного хребта Анес.

газа (в основном растворенного), хотя здесь и значительны, однако крупных чисто газовых месторождений открыто пока мало. Здесь мы сталкиваемся с испытанием идеи об экстерриториальности в распределении углеводородов. Крупные скопления нефти имеются, а севернее пока не выявлены значительные скопления газа. Территория к северу от Венесуэлы, отвечающая Венесуэльской котловине и обрамляющих ее островных гряд (Малые Антильские острова, Пуэрто-Рико, Гаити), имеет чрезвычайно сложную историю преобразования, и геологические особенности строения недр здесь известны менее полно, чем во многих регионах мира, расположенных вблизи крупных нефтегазоносных провинций. Тем не менее, в силу идеи об экстерриториальности в распределении углеводородов, напрашивается заключение о наличии пока еще не обнаруженных крупных нефтегазоносных бассейнов к северу от Венесуэлы. Пока трудно или даже невозможно определить,

где эти наиболее перспективные преимущественно газоносные территории. Привлекает внимание прибрежная полоса, примыкающая с севера к Венесуэле (впадина Венесуэльского залива и полоса от материкового побережья до гряды островов Подветренные). Может быть большого внимания заслуживает полоса меридионального подводного хребта Авес, протягивающегося на 500—600 км к северу от острова Маргариты на юге и далее в сторону банки Саба на севере. Северная часть шельфа островов Наветренные, в особенности западные его участки (банка Саба, площади вблизи островов Сент-Кристофер, Невис, Ангилья, Барбуда, Антигуа и др.), так же как и вся полоса подводного хребта Авес, представляют, по нашему мнению, территории, привлекающие внимание с точки зрения их нефтегазоносности. Это заключение несколько не ослабляется даже при приятии во внимание вулканической природы многих островов в полосе Наветренных островов.

В этой выделяемой перспективной полосе несомненно имеются осадочные толщи (притом значительной мощности), которые могут быть хорошими коллекторами для нефти и газа и играть определенную роль при генерации углеводородов. Залежи нефти и газа в перспективном плане связаны, вероятно, с палеогеновыми и неогеновыми отложениями, а также мезозойскими породами (коллекторы терригенные и карбонатные, а местами возможно в раздробленных изверженных породах). Вулканические Карибы являются молодой вулканической дугой, в которой локальные проявления вулканизма предполагаются с олигоцена и до сих пор с перерывами. Подводный хребет Авес, по эхолотным данным, как будто имеет на западном склоне цепочки подводных вулканов, вероятно, потухших.

Однако структура подводного хребта Авес совершенно иной природы, чем соседней зоны островов Наветренные, и на это косвенно указывают геофизические данные. Согласно новейшим сейсмологическим исследованиям [5] гряда островов Наветренные отличается очень высокой сейсмичностью. В то же время вся полоса расположенного западнее подводного хребта Авес отличается весьма слабой сейсмичностью (здесь почти не отмечено сейсмических толчков) и она почти асейсмична. Это важное указание на существенно иное строение недр в полосе подводного хребта Авес и тем самым на меньшую роль возможно когда-то проявлявшегося вулканизма, что позволяет более положительно оценивать перспективы нефтегазоносности всей этой подводной гряды и ее северного замыкания.

7. Упомянем еще об одной перспективной территории, ранее схематично выделенной нами [4] в Северной Атлантике. Эта перспективная область в Норвежском море приурочена к крупному (300×500 км) батиметрическому поднятию, северо-западное замыкание которого (подводный хребет) отделяет Лофотенскую котловину на северо-западе от Норвежской на юго-западе. Это допалеозойское сооружение (типа срединного массива) заведомо перспективно, и его нефтегазо-

ность, возможно, связана с миоценовыми, палеогеновыми (эоцено-олигоценными, палеоценовыми), поздне меловыми и, быть может, юрскими отложениями. В погруженных участках представляют интерес и плиоценовые отложения. Нижний мел и верхнепалеозойские отложения могут также содержать нефтегазовые залежи, если они здесь распространены и представлены в соответствующей фации. От этого крупного, почти изометрического подводного поднятия ответвляется подводный хребет, протягивающийся на 300—400 км в северо-западном направлении, в сторону зоны разлома Ян-Майен. Этот подводный хребет протягивается через районы с координатами: 3° восточной долготы и 68° северной широты, 3° западной долготы и 70° северной широты. Хребет имеет, вероятно, антиклинальное строение и его нефтегазоносность не вызывает сомнений. Эта важная новая нефтегазоносная область в Норвежском море, располагающаяся севернее нефтегазоносной области Северного моря, в значительной мере приурочена к континентальному склону, и глубины моря здесь составляют на северо-западе до 2—3 км, а на юго-востоке уменьшаются до 500 м и менее. Но такие глубины уже поддаются освоению. Так, например, с корабля «Гломар Челенджер» к западу от побережья Португалии, при глубине океана 3917 м пробурена скважина на глубину 1740 м ниже морского дна (47-й рейс корабля). При 51-м рейсе этого американского исследовательского бурового судна, выполняющего программу Международного океанского бурения, в западной части Атлантического океана, в пределах западного замыкания Бермудского поднятия, бурение проводилось при глубине океана в 5,5 км. Уже пробурена скважина при глубине океана 6 км.

Таким образом возникает задача освоения не только шельфа, но и континентального склона (на глубинах 0,5—2 км и более). Однако разведка и разработка нефтегазовых месторождений на таких глубинах очень дороги (расходы на освоение морского месторождения достигают в отдельных случаях миллиарда долларов и более). Стоимость платформы для работы на глубинах несколько сот метров составляет около 1 млрд. долларов. Разведка и разработка нефтегазовых залежей на глубинах еще больших (0,5—2 км) обойдется во многие миллиарды долларов, и для их проведения необходима разработка новой технологии, предусматривающей работу на самом дне океана и близкой и даже почти аналогичной той, которая разрабатывается в космических программах. Дорогостоящие космические программы, приведя к новым огромным научным достижениям, вместе с тем в материальном отношении не дают существенных выгод. И на фоне этого космическая технология, примененная для освоения глубоких океанических просторов, несомненно обернется большими материальными выгодами. К тому же огромные нефтегазовые залежи под глубоководным дном океана можно разрабатывать при максимальном уменьшении непосредственной работы там человека, применяя для этого промышленные роботы новейших поколений (улучшенные модели

«универсалов», обладающих «умом», пониманием ситуации, зрением, слухом и т. д.) Может быть эксплуатация крупнейших нефтегазовых месторождений под дном океана (на глубинах 0,5—3 км и более) с помощью технологии, используемой при освоении космоса, и окажется, наконец, для человечества компенсацией за те огромные расходы, которое оно несет в попытке овладеть тайнами природы, создавая дорогостоящие космические программы.

8. Закачивая статью о явлении экстерриториальности в распределении углеводородов, приведем распределение всех начальных ресурсов углеводородов Земли по 6-градусным широтным поясам (рис. 6). Как видно, на Земле в целом господствует явление экстерриториальности в распределении углеводородов, проявляемой на рисунке 6 смещением к северу максимальных скоплений газа, по сравнению с нефтяными. Это смещение по меридиану составляет обычно 4—6° (редко вдвое больше) и оно отчетливо видно в приведенных выше примерах экстерриториальности в распределении углеводородов (их фазового состояния). В северном полушарии площади материков (шельф и суша) по всем широтным поясам от 20—30° до 60—70° отличаются

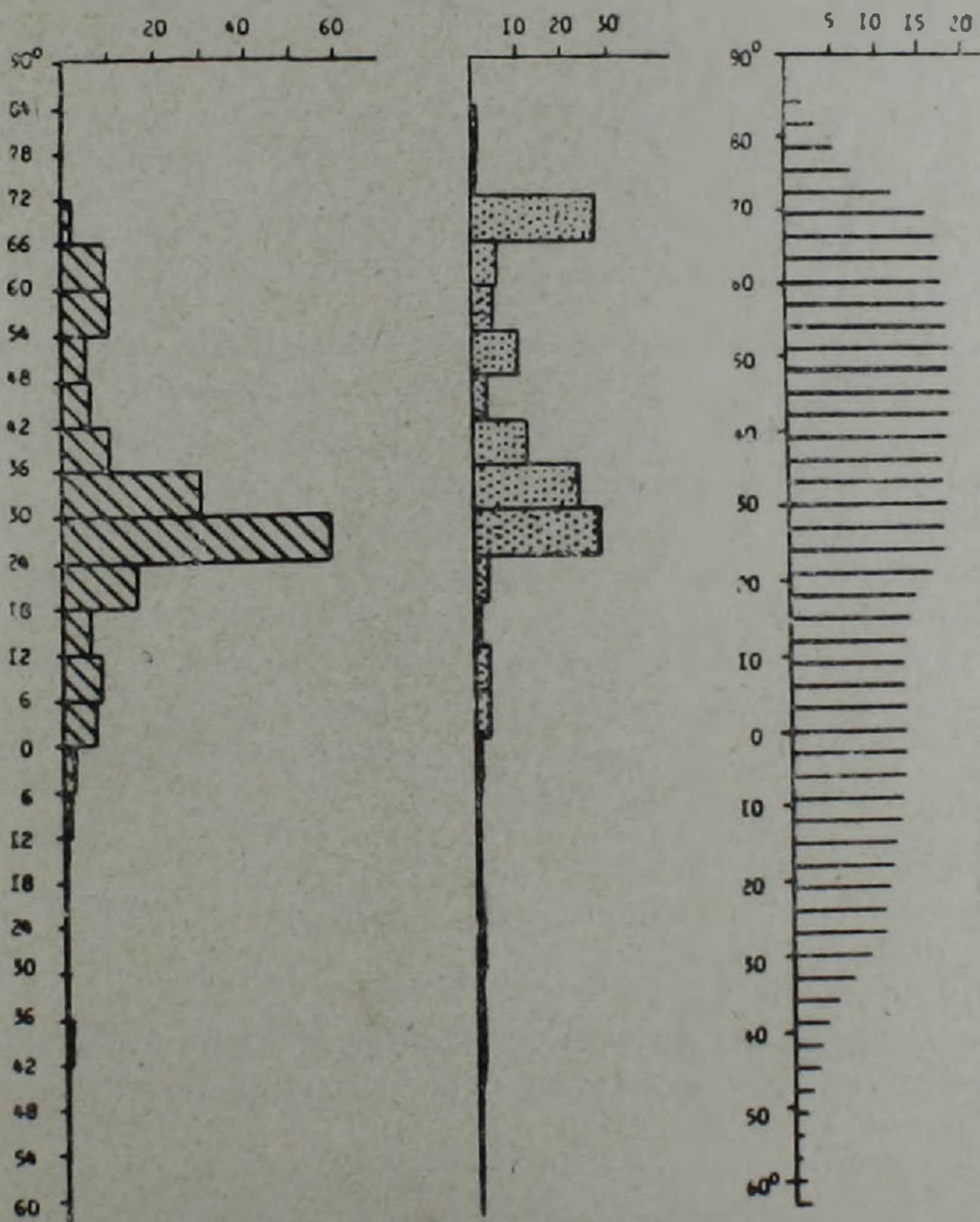
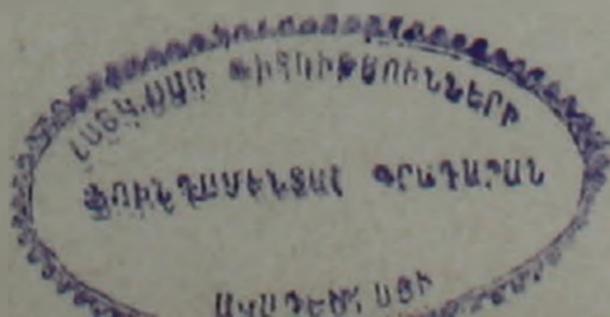


Рис. 6.



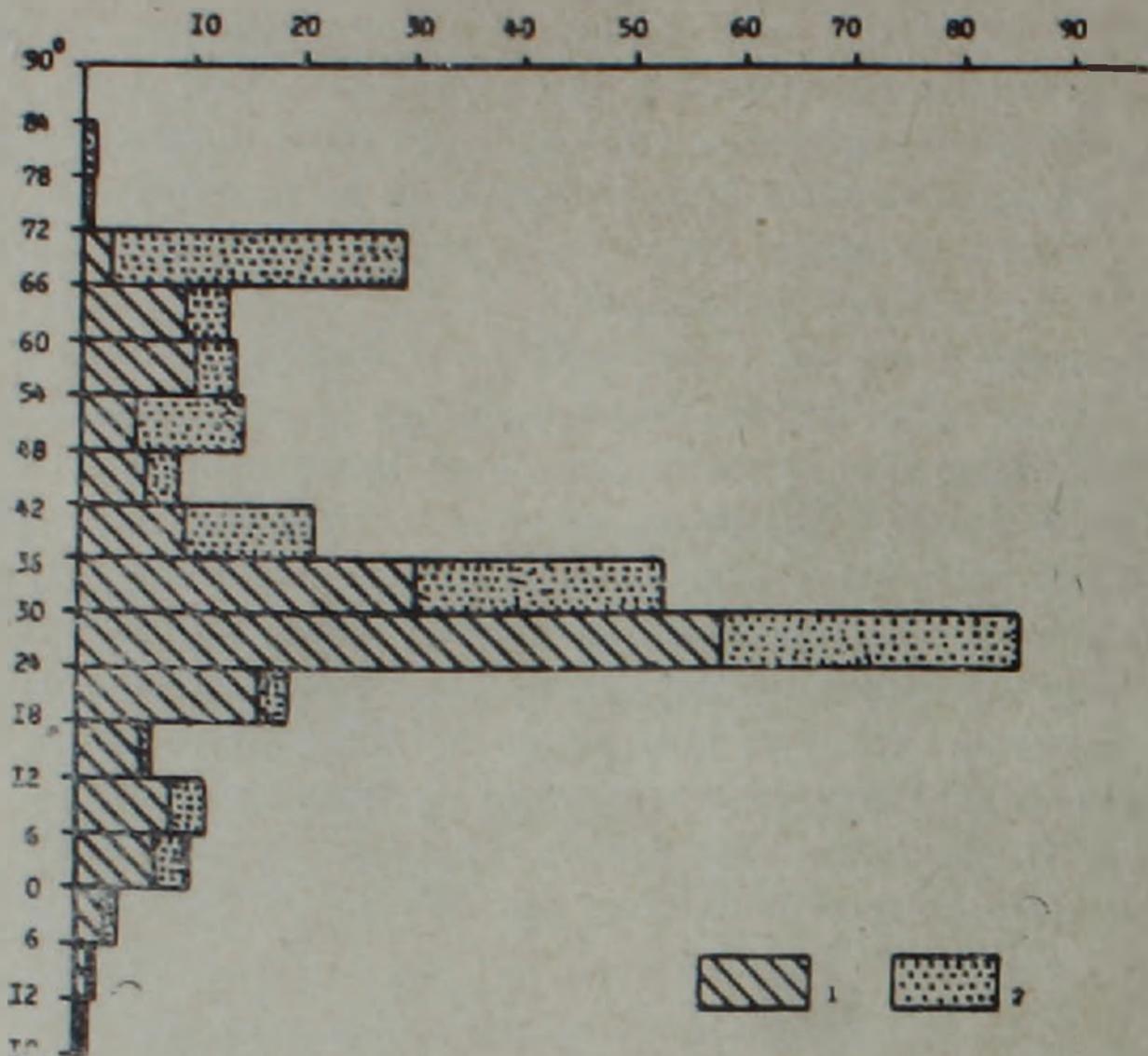


Рис. 6. Распределение начальных ресурсов нефти и газа по широтным поясам Земли, по данным Международной энциклопедии [6]. Вверху: слева—нефть, в середине—газ, справа—площади суши и шельфа 6-градусных поясов (млн. км²). Внизу—совместное распределение нефти и газа, начальные ресурсы в млрд. т. условного топлива [6].—1—нефть, 2—газ.

постоянством, несмотря на уменьшение поверхности широтных поясов планеты к северу. На фоне этого постоянства площади материков по широтным поясам и как бы независимо от этого наблюдается чрезвычайно резкая концентрация углеводородов в поясах 24—36°; другой пояс концентрации располагается севернее, охватывая широты 66—72° соседние пояса [4]. Анализ подробной картины такого распределения углеводородов выходит за рамки задач данной статьи, целью которой является выявление и установление нового общепланетарного природного явления—экстерриториальности в распределении фазового состава углеводородов, регулируемого, очевидно, глобальными процессами развития и преобразования Земли [3,4 и др.].

Армянское геологическое общество

Поступила 21.VII.1979.

Գ. Պ. ԹԱՄՐԱԶՅԱՆ

ԵՐԿՐԻ ՎՐԱ ՆԱՎԹԻ ԵՎ ԳԱԶԻ ՏԵՂԱԲԱՇԽԵՄԱՆ ՄԻ ՆՈՐ ՀԱՄԱՄՈՂՈՐԱԿԱՅԻՆ ՈՐԻՆԱԶԱՓՈՒԹՅՈՒՆ ԵՎ ՆՐԱ ՈՐՈՆՈՂԱԿԱՆ ՆՇԱՆԱԿՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում բննարկվում է ածխաջրերի ֆազային կազմի տեղաբաշխման մի նոր համամոլորակային օրինաչափություն: Նշվում է, որ Երկրի վրա խո-

շորագույն գաղափար կուտակումները հաճախ տեղադրված են նավթայիններից
ավելի հյուսիս: Դա ցույց է տրվում խոշորագույն նավթագաղափար տարածք-
ների և ողջ Երկրագնդի օրինակներով:

G. P. TAMRAZYAN

NEW GENERALLY PLANETARY REGULARITIES IN DISTRIBUTION OF OIL AND GAS OF THE EARTH AND THEIR PROSPECTING IMPORTANCE

S u m m a r y

On the basis of analysis of the Earth's oil and gas deposits distribution the existence of constantly repeating tendencies in interconnected distribution of the largest oil and gas accumulations in the Earth. These regularities may be of great importance in prospecting; their possible role in the case of future discoveries is shown.

ЛИТЕРАТУРА

1. Габриэлянц Г. А. Геология нефтяных и газовых месторождений. М., «Недра», 1979.
2. Мейергофф А. А. Геология гигантских нефтяных месторождений зоны Ла-Реформа, Южная Мексика. Геология нефти и газа, № 8, 1978.
3. Тамразян Г. П. Движение Земли в Галактике и связанные с ним важные особенности глобального распределения некоторых полезных ископаемых. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 6, 1977.
4. Тамразян Г. П., Овнатанов С. Т. Закономерности общепланетарного распределения природного газа. Газовая промышленность, № 3, 1978.
5. Burton P. W. The IGS file of seismic activity and its use for hazard assessment. Seismological Bulletin, Inszi. Geol. Sci., Edinburg, № 6, 1978.
6. International Petroleum Encyclopedia. Tulsa. U. S. A., 1976, 1977.
7. Petroleum Economist, vol. 46, № 1, p. 39, 1979.
8. Oil and Gas Journal, vol. 76, № 52, p. 104—148, 1978.

УДК 551.224 (479.25)

А. З. АЛТУНЯН, Р. Т. ДЖРБАШЯН, Р. Г. МАГАКЯН

К ГЕОЛОГИИ И УСЛОВИЯМ ОБРАЗОВАНИЯ АГЛОМЕРАТОВЫХ ПОРОД АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Важный в практическом отношении и одновременно сложный по геологическому строению узел Сомхето-Карабахской зоны в сезерной части территории Армянской ССР, выделенный в Алавердский рудный район, служит объектом многолетних и разноплановых исследований [1, 4, 6, 10, 13, 14, 15].

Анализ этого богатого материала, а также новые специальные исследования позволяют полнее осветить отдельные вопросы геологии района. В частности, это касается новой интерпретации условий формирования и возраста агломератовых пород, обнажающихся в пределах Алавердского месторождения, а также их места в общей стратиграфической схеме района и отношения к оруденению.

Исследуемый район является областью мезозойской вулканической деятельности с широким развитием собственно лавовых, эксплозивных, вулканогенно-осадочных и субвулканических фаций, находящихся в сложных взаимоотношениях; наряду с ними отмечается значительное разнообразие интрузивных и дайковых образований [7, 9]. Основываясь на данных палеовулканоологического анализа (широко применяемого в настоящее время для подобных областей), выявлены специфические особенности строения рассматриваемых палеовулканических сооружений—проведена реконструкция вулканической постройки, выделены жерловые и экструзивные фации и т. д.

Собственно агломератовые образования впервые были выделены и описаны [10] в западной части Алавердского месторождения под названием «такситовых лав авгитовых порфиритов». Позднее [6], к этим породам был приложен термин «агломерат», применяемый до настоящего времени без генетического смысла. В. Грушевым агломераты описывались в составе «труднорасчленяемой мощной вулканической толщи» верхнего байоса—нижнего бата. В то же время указывалось [14] на не совсем нормальные взаимоотношения агломератов со слоистыми туффитами и песчаниками. С одной стороны, в агломератах присутствуют глыбы и обломки слоистой толщи, с другой—агломераты постепенными переходами связаны с вышележащей толщей плотных однородных авгитовых порфиритов. Характерной особенностью геологической позиции агломератов является то, что «агломератовые породы в разных участках месторождения занимают совер-

шленно разные гипсометрические горизонты с относительным превышением порядка 700 м» [14].

Последующими исследованиями агломератовые породы Алавердского месторождения рассматривались в составе свиты «туфобрекчий нижних порфиритов» — кошабердской свиты [2,4], или в составе «шихтахтской свиты» [13], или, наконец, в составе «алаверди-шамлугской свиты» верхнебайосского возраста [1]. Однако сложный литологический и фациальный состав выделенных шихтахтской и алаверди-шамлугской свит и их резкая изменчивость как по простиранию, так и по вертикали, по мнению самих же авторов, часто затрудняют объяснение условий одновременного формирования пород, слагающих данные свиты.

Из всего вышесказанного становится очевидным сложность данного вопроса и отсутствие единой трактовки происхождения агломератовых лав. Поэтому на основе дополнительного фактического материала и критического анализа имеющейся литературы нами сделана попытка уточнения положения агломератов в общей стратиграфической схеме и их места в эволюции юрского вулканизма региона.

Оговоримся сразу, что имеющиеся данные позволяют агломераты считать субвулканическими и жерловыми образованиями базальт-андезито-базальтового состава, которые сформированы в центральной части крупной палеовулканической постройки и обнажаются в эродированной части последней, прорывая низы геологического разреза района до туфоосадочных отложений верхнего байоса включительно.

В пределах Алавердского рудного района агломераты пользуются ограниченным распространением, обнажаясь исключительно на западном фланге собственно Алавердского месторождения (рис. 1). Они слагают здесь крупное тело сложной морфологии размерами 3,5—4×2 км.

В восточной части резкий контакт агломератов со слоистыми отложениями туфоосадочной свиты верхнего байоса проходит по алавердскому разлому близмеридионального простирания. Западный контакт проявлен менее четко. На участках развития туфопесчаников, туфоконгломератов и туффитов в районе вершины Дарк, агломераты отчетливо прорывают их слоистость (рис. 2). В то же время на участках, где зона контакта согласна со слоистостью, а также в контакте с пироксеновыми андезитами агломераты обнаруживают постепенные переходы с вышележащими породами. Здесь же следует добавить, что породы экзоконтакта на западном фланге подвержены интенсивному термальному воздействию, выраженному ожелезнением и хлоритизацией, в то время как на восточном фланге породы не несут следов такого воздействия. С юга агломераты четко прорывают породы кошабердской свиты, часто обнаруживая крутые (до 70°) и резкие контакты с ними. Наконец, в северном направлении, на фоне резкого возвышения рельефа («северные скалы» по [10]), агломераты с вмещающими и гипсометрически вышележащими образованиями находятся в

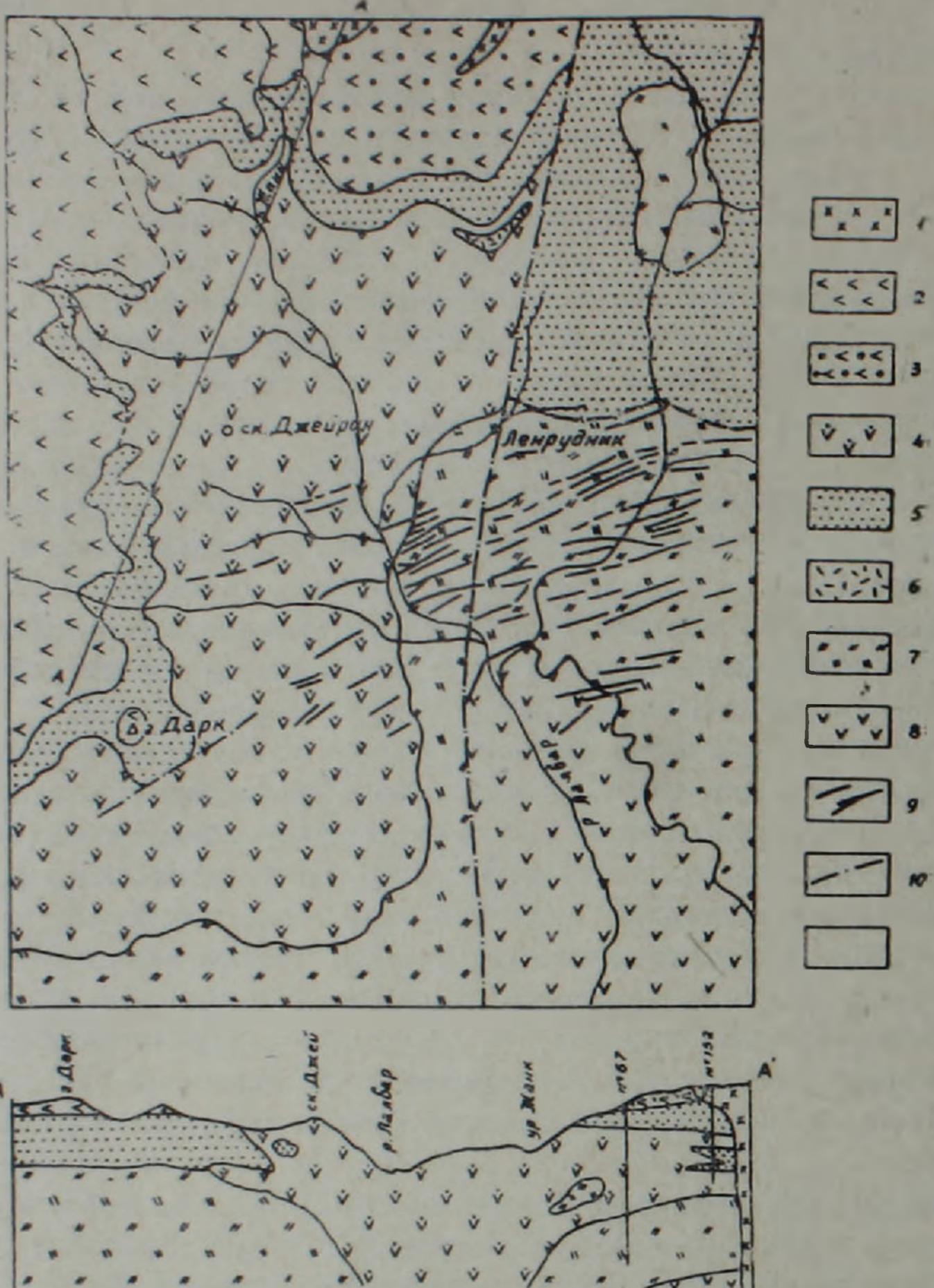


Рис. 1. Схематическая геологическая карта западной части Алавердского месторождения.

1. Липарито-дациты, субвулканические (альбитофиры жанкского типа оксфорд-эоцен).
2. Андезитовые порфириты подножья г. Лалвар (оксфорд).
3. «Верхние» андезитовые порфириты (бат?, оксфорд).
4. Агломератовые образования—базальты, андезито-базальты—лавы, туфы (послеверхнебайосские).
5. Туфопесчаники, песчаники, алевролиты (верхний байос-бат).
6. Кварцевые липариты (кератофиры доверхнебайосские).
7. Туфы, туфолавы дацитов, липаритов (кошабердская свита).
8. Андезиты (дебедская свита).
9. Дайки андезитов, базальтов, диабазов, грахиандезитов.
10. Линии нарушений.

сложных взаимоотношениях. Здесь заметно учащаются факты нахождения в агломератах крупных глыб, обломков и линз слоистых песчаников и туффитов, иногда, как отмечают [1, 6, 14], содержащие остатки байосской фауны. Сами агломераты в этом направлении (в верхних горизонтах) приобретают туфовый облик с наблюдаемой пологой

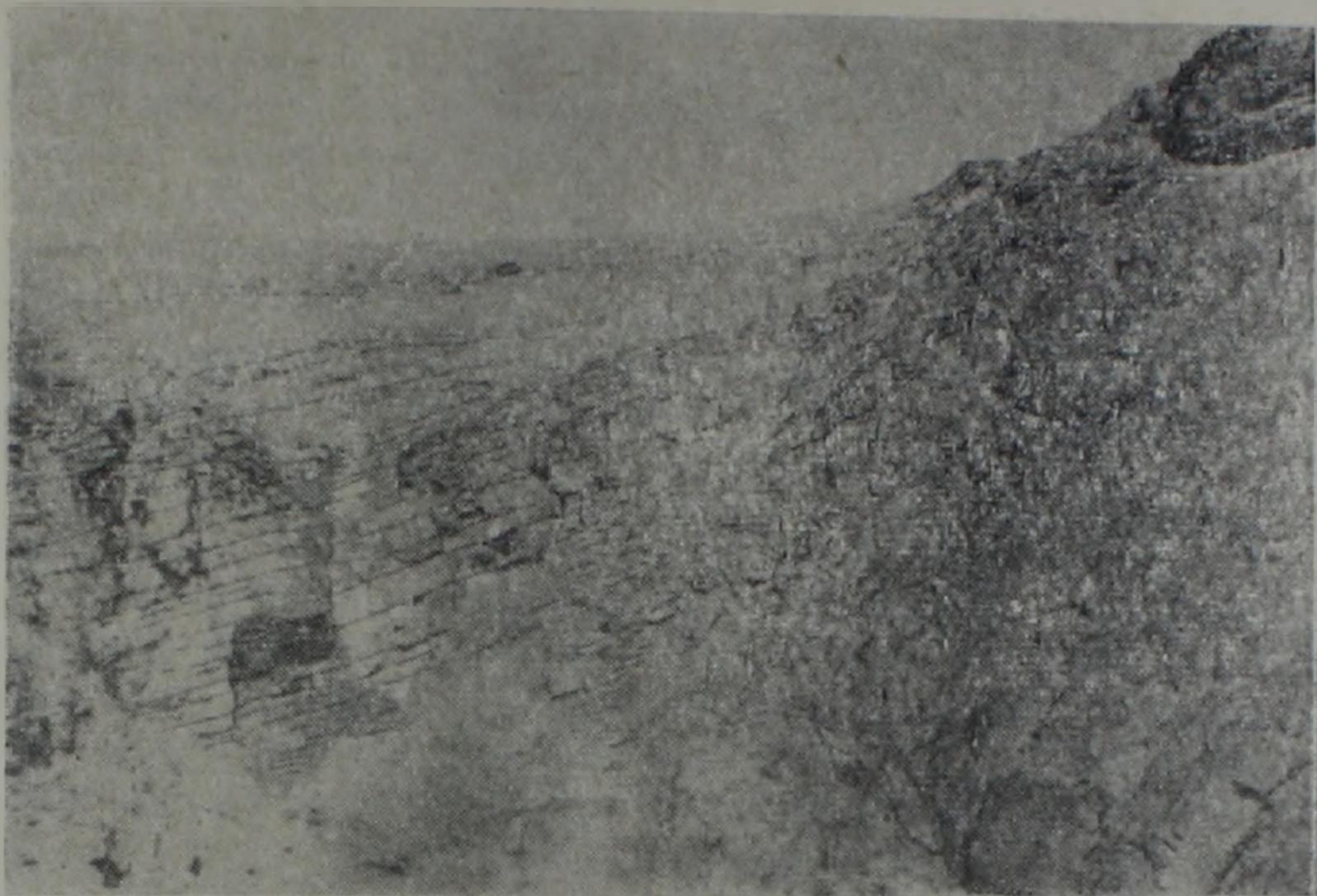


Рис. 2. Прорывание туфоосадочной свиты агломератами западнее вершины г. Дарк (фото).

слоистостью. Последняя подчеркивается тем, что плотные овалы участки черной лавы здесь «цементируются» туфовым материалом того же состава. Этот материал, претерпевая более интенсивную переработку и дезинтеграцию, превращается в обесцвеченную массу, выделяющуюся в виде светло-серых, желтовато-серых полос, оставляющих впечатление слоистости. Еще выше по склону (и вверх по вертикали) появляются лито-кристаллокластические, псефито-псаммитовые туфы и аглютинаты андезитового, андезито-базальтового состава, чередующиеся с отдельными маломощными участками лав того же состава. Анализ кернового материала и составление разрезов по скважинам № 10, 19, 65, 67, 97 и 152 позволяют заключить, что в указанных участках туфы с глубиной переходят в агломератовые лавы, которые прорывают образования кошабердской свиты (рис. 1).

Существенным является поведение дайковых образований, широко развитых в пределах собственно Алавердского месторождения. Как показано детальными работами [6, 7, 13], серия даек близширотного и северо-восточного простирания, широко развитых в центральной части месторождения, обрывается подходя к массиву агломератов. И уже в

пределах самих агломератов отмечается несколько даек диабазового, андезитового и трахиандезитового составов.

И, наконец, обращаясь к более общим вопросам эволюции среднеюрского вулканизма в разрезе мезозойской толщи по левобережью р. Дебед, и в этой связи выяснению места и времени формирования агломератов, можно отметить следующее. Мощный андезитовый вулканизм низов наблюдаемого разреза (дебедская свита) эволюционировал в направлении подкисления состава (кошабердская свита) и завершился формированием толщи липаритов (кварцевых кератофиров) доверхнебайосского возраста, т. е. отмечается закономерная эволюция нижне-среднеюрского (?) [3,4] вулканизма от средних составов к кислым. И только на западном фланге Алавердского месторождения, в районе развития агломератов, данная закономерность нарушилась. Здесь в разрезе между туфами и туфобрекчиями дацитового состава (кошабердская свита), с одной стороны, и более молодыми липаритами—с другой, внедрен мощный выход агломератов базальтового, андезито-базальтового состава (табл. 1, 2).

Обращаясь к описанию собственно агломератовых образований, следует указать, что они отчетливо выделяются своим неоднородным строением и в целом более свежим обликом в сравнении с интенсивно переработанными вмещающими породами. Глубокий эрозионный срез на данном участке (около 700 м), а также данные буровых скважин (на глубину около 100 м), позволяют проследить особенности строения массива по вертикали (рис. 3).

Так, в самых нижних частях видимого разреза агломератов и в скважинах обнажаются массивные однородные андезито-базальты и базальты темно-серого цвета без следов атакситовой текстуры, на что указывалось ранее [2]. Выше появляются разновидности базальтов с характерной неоднородной текстурой. Здесь овальные выделения лиловато-черных, фиолетовых, темно-серых базальтов и андезито-базальтов, усеянных порфирированными вкрапленниками плагиоклазов, «цементированы» лавой светло-серого цвета примерно того же состава. Последняя претерпела более интенсивную метасоматическую переработку (пропилитизацию). На отдельных участках—северная окраина пос. Ленрудник, среди пород подобной атакситовой текстуры, наблюдается слабо выраженная близвертикальная столбчатая отдельность. Еще выше по разрезу атакситовый характер пород проявлен более отчетливо за счет того, что «цемент» приобретает вспученную туфовую природу. В породах развивается грубая, пологая слоистость, подчеркиваемая тонкими слоями измененных обеленных пелитовых туфов и пеллов андезитового состава. Самые верхние горизонты агломератов представлены пачкой светло-серых лито-кристаллокластических туфов и аглютинатов андезито-базальтового состава псефито-псаммитовой размерности, которые чередуются с прослоями тонких пелловых туфов.

Петрографическая характеристика главных разновидностей агломератов

Порода	Вкрапленники	Структура	Вторичные изменения
Андезито-базальт брекчированный, зеленовато-серого цвета	Плагиоклаз — зональный, призматический, размер до 2,5 мм, состав андезин-лабрадор, № 40—55. Клинопироксен — мелкие зерна или обломки, размер до 0,5 мм.	Порфировая, основная масса интерсертальная, мандельштейновая. Состоит из микролитов, хлорита, карбоната, рудной пыли.	По плагиоклазу — хлорит, эпидот, альбит, карбонат. По пироксену — хлорит, карбонат. В миндалинах — кальцит, кварц, хлорит.
Базальт брекчированный фиолетово-черного цвета	Плагиоклаз — короткопризматический, размер до 1,2 мм, состав лабрадор, № 65—70. Клинопироксен — крупные и мелкие зерна до 1,0 мм. $+2V=54-58^\circ$ (с:Ng—40-43). Ромбический пироксен — в призматических зернах.	Порфировая, основная масса гналопилитовая, пилотакситовая, миндалекаменная. Состоит из микролитов хлорита, карбоната.	По плагиоклазу — хлорит, карбонат, серицит, халцедон. По клинопироксену — карбонат, эпидот, прелит. По ромбическому пироксену — хлорит.
Андезит темно-серого цвета	Плагиоклаз — зональный, крупнокристаллический, состав андезин № 37—40. Клинопироксен — мелкие зерна, замещенные хлоритом, кальцитом. Роговая (обманка — опациitized). Кварц — крупные, мелкие ксеногенные зерна, иногда оплавленные.	Порфировая, основная масса микролитовая, апогналопилитовая, состоит из микролитов, хлоритизированного стекловатого мезостазиуса.	По плагиоклазу — карбонат, иногда эпидот. По клинопироксену — хлорит, карбонат, магнетит.
Туфы и туфобрекчии андезито-базальтов, лито-кристаллокластические	Обломки пород — агломераты (андезито-базальты) фиолетового, темно-серого цвета, песчаники. Обломки минералов — плагиоклаз (андезин-лабрадор), клинопироксен.	Лито-кристаллокластическая, псефито-псаммитовая, в отдельных случаях пелловая, цемент состоит из хлорита, карбоната, эпидота, вторичного кварца, рудной сыни.	Серицит, эпидот, хлорит, карбонат, кварц.

Результаты изучения состава агломератовых пород

	1	2	3	4	5*		1	2	3	4	5	
<i>SiO₂</i>	55,65	48,80	45,72	53,32	49,96	<i>a</i>	4,8	5,8	3,9	7,9	6,9	
<i>TiO₂</i>	0,16	0,72	0,76	0,87	0,96	<i>c</i>	11,1	9,0	9,7	9,4	5,5	
<i>Al₂O₃</i>	18,95	16,29	18,42	18,59	18,73	<i>b</i>	16,5	23,9	28,8	16,9	28,7	
<i>Fe₂O₃</i>	0,30	6,58	6,54	7,17	3,63	<i>s</i>	67,6	61,3	57,6	65,8	58,9	
<i>FeO</i>	4,48	5,61	6,21	2,68	8,68	<i>f'</i>	30,1	50,5	43,5	55,8	41,3	
<i>MnO</i>	0,07	0,14	—	0,16	0,22	<i>m'</i>	51,8	21,8	44,0	42,0	32,0	
<i>MgO</i>	4,68	2,86	6,84	3,92	5,27	<i>a'</i>	—	—	12,5	—	26,7	
<i>CuO</i>	10,92	11,82	7,28	7,44	4,38	<i>c'</i>	18,1	27,7	—	2,2	—	
<i>Na₂O</i>	1,90	2,29	1,37	3,03	2,60	<i>n</i>	94,0	94,8	88,5	88,9	85,7	
<i>K₂O</i>	0,20	0,16	0,35	0,60	0,69	<i>φ</i>	1,8	25,5	21,2	39,0	11,2	
П.п.п.	2,20	4,64	5,64	3,17	3,84	<i>t</i>	0,2	1,1	1,3	1,2	1,4	
<i>H₂O</i>	0,20	0,15	0,70	—	0,76	<i>Q</i>	14,5	2,0	-2,3	6,4	-1,5	
<i>P₂O₅</i>	0,07	—	—	—	0,24	<i>a/c</i>	0,4	0,6	0,4	0,8	1,2	
Сумма	99,78	100,06	99,83	100,95	99,92							
<i>il</i>	0,30	1,37	1,52	1,67	1,82	Нормативный состав						
<i>ml</i>	0,46	9,49	9,49	6,48	5,33							
<i>hem</i>	—	—	—	2,72	—							
<i>ap</i>	0,34	—	—	—	0,34							
<i>or</i>	1,11	1,11	1,67	3,34	3,90							
<i>ab</i>	16,3	19,4	12,1	25,2	22,0							
<i>an</i>	42,6	33,6	36,2	35,6	21,1							
<i>wo</i>	4,41	10,3	—	0,58	—							
<i>en</i> } <i>di</i>	2,01	5,92	—	0,50	13,3							
<i>fs</i> }	2,37	3,96	—	—	11,3							
<i>en</i> } <i>hy</i>	9,74	1,10	17,1	9,24	—							
<i>fs</i> }	5,54	—	4,52	—	—							
<i>cor</i>	—	—	2,44	—	5,91							
<i>q</i>	12,5	8,89	8,41	12,4	10,1							
<i>F</i>	35,7	63,0	42,8	45,8	52,1							
<i>J</i>	35,0	25,8	37,0	15,0	13,2							

* Анализ приведен к 100 с исключением CO₂ и CaO

Опись анализов

1. Андезит № 6546—западнее пос. Ленрудник. 2. Базальт № 1/73—юго-западнее пос. Ленрудник по новой дороге. 3. Базальт (Азизбеян М. С.)—западный фланг Алавердского м-ния. 4. Андезитовый порфирит (Морозов Н. А.)—некк западнее г. Алаверди. 5. Базальт № 173 (Магакян Р. Г.)—нижнее течение р. Жанк.

а на отдельных участках с маломощными полосами туфолав и лав андезитового состава.

Отмеченный комплекс пород, слагающих жерловую часть палеовулканической постройки, на разных горизонтах прорван отдельными дайками пироксен-плагиоклазовых, плагиоклазовых андезитов, а также трахиандезитов и липаритов [6], диабазов и диабазовых порфиритов [7].

В целом по своему строению описываемый комплекс подобен агломератам вулкана Килхрист [12]. Формирование таких образований часто связано с возникновением эксплозивных кальдер [8], при эксплозиях, происходящих непосредственно в жерле вулкана.

Петрографический состав описываемых вулканогенных пород довольно постоянен—это базальты, андезито-базальты и реже андезиты, а также их туфы и туфобрекчии (табл. 1 и 2). Лавы отличаются отчет-

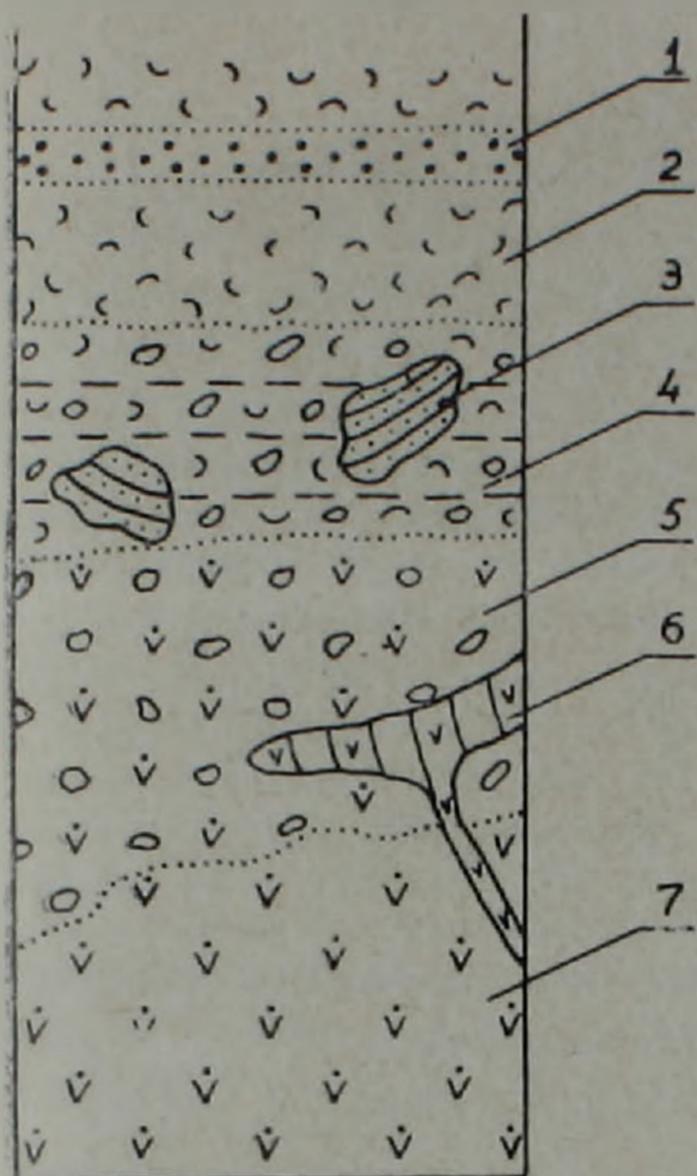


Рис. 3. Схематический разрез вулканического жерла. 1. Аглюгинаты. 2. Туфы. 3. Обломки и глыбы слоистых осадочных пород. 4. Агломераты с туфовым цементом. 5. Агломераты с лавовым цементом. 6. Агломераты со столбчатой отдельностью. 7. Массивные однородные лавы агломератов.

ливым порфировым сложением с вкрапленниками плагиоклаза, клинопироксена, ромбического пироксена. Иногда в породах присутствуют зерна ксеногенного кварца [2,6,10]. Вкрапленники большей частью замещены хлоритом, карбонатом, эпидотом, серицитом. Основная масса пород состоит из измененного стекловатого мезостазиса, лейст и микролитов плагиоклаза, зерен пироксена и рудного минерала. Структура основной массы такситовая, гиалопилитовая, интерсертальная, миндалекаменная и т. д.

Для суждения о химическом составе агломератов мы располагали 13 силикатными анализами, из которых 4 заимствованы из литературы. В табл. 2 приведены 5 анализов из наиболее свежих разновидностей исследуемых пород.

Химический состав агломератовых образований варьирует в узких пределах—от базальтов с 45,72% до андезитов с 55,65% SiO_2 . Породы характеризуются средне- и низкощелочным уклоном, при этом щелочность повышена за счет высоких значений Na_2O ($n=95-85$).

Пересчеты на нормативные составы показали, что они размещаются в поле толентовых серий (рис. 4), а постоянное присутствие в породах нормативного кварца и гиперстена позволяет отнести их к кварцевым толеитам (по классификации Грина и Рингвуда) [5]. В то же время они характеризуются повышенными значениями Al_2O_3 (16,29—

18,95) и значениями индекса кристаллизации— $J=37-13$, приближающимися их к высокоглиноземистым сильно известковистым толеитам [11]. Умеренная и несколько повышенная железистость колеблется от 35,7 до 63,0; $Q=14,5$ до—2,3 указывает на их принадлежность к классу насыщенных и слабо пересыщенных SiO_2 пород, очень бедных щелочами ($a/c=0,8-0,4$).

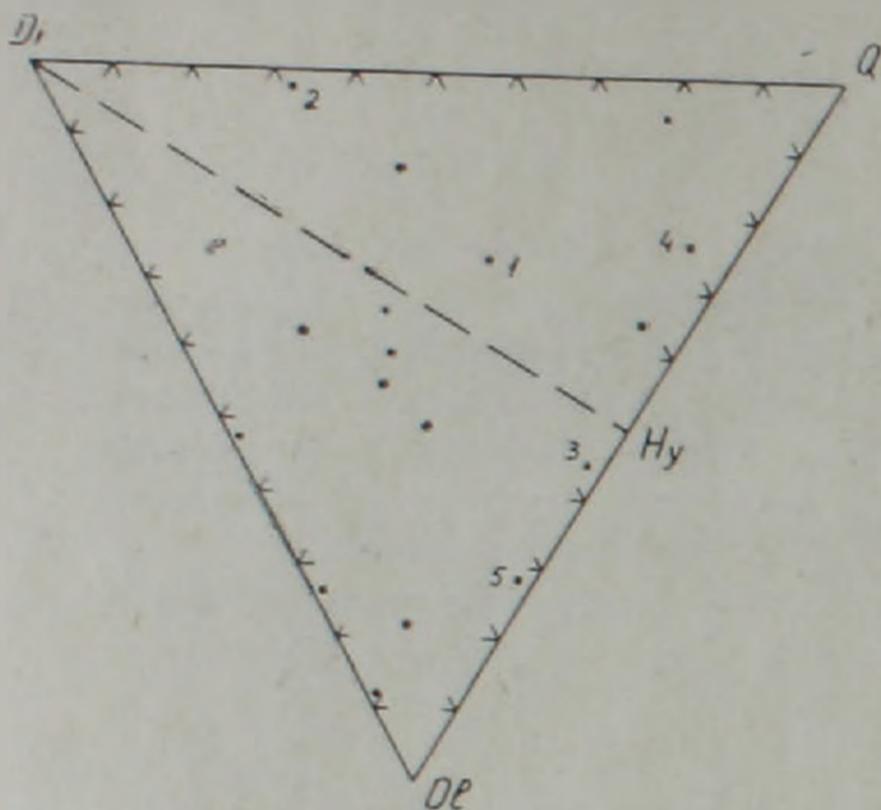


Рис. 4. Диаграмма нормативных составов базальтовых агломератов в системе $Di-Q-Ol$ (номера 1—5 соответствуют номерам анализов таблицы 2).

Указанные особенности пространственного положения, строения и вещественного состава описываемых агломератовых пород, а также проведенный палеовулканогеологический анализ позволяют заключить следующее.

1. Агломератовые породы Алавердского месторождения локализованы в жерловой части ныне значительно эродированного на глубину крупного палеовулканического сооружения центрального типа. По своей природе и особенностям внутреннего строения они могут быть отнесены к типу жерловых агломератов.

2. Экструзия (некк) базальтов-андезитов-базальтов агломератового облика возникла на заключительных стадиях деятельности вулкана, приуроченного к северо-восточному нарушению на западном фланге месторождения и извергавшего в начале эффузивно-эксплозивный материал базальт-андезитового состава. Возраст агломератов моложе туфоосадочной свиты верхнего байоса-бата и вероятнее всего является оксфордским.

3. Имеющиеся многочисленные данные по физико-механическим характеристикам агломератовых образований дают основание считать их надежным экраном для локализации медноколчеданного оруденения. Проведенный анализ позволяет заключить, что контакт агломератов с породами кошабердской свиты является важным поисковым критерием обнаружения новых скрытых рудных тел в пределах Алавердского рудного района.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10.VI.1979.

ԱՎԱՎԵՐԴՈՒ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ԱԳԼՈՄԵՐԱՏԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ
ԵՐԿՐԱՐԱՆՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Բաղալտ-անդեղիտա-բազալտային կազմության ազլոմերատային ապարներն առաջացել են օրսֆորդի հասակի խոշոր պալեոհրաբխային զանգվածի կենտրոնական մասում: Բնույթով և երկրաբանական առանձնահատկություններով նրանք կարող են դիտվել որպես հրաբխային գործունեության վերջին փուլում ներդրված էրստրուդիվ խառնարանային ազլոմերատներ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Азарян Н. Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1963.
2. Азизбекян М. С. Новые данные о стратиграфии юрских отложений Алавердского месторождения. ДАН Арм. ССР, № 30, 1970.
3. Алтунян А. З. Вопросы стратиграфии района Шамлугского месторождения и перспективы оруденения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1970.
4. Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений северной Армении. Ереван, 1949.
5. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. и др. Петрология верхней мантии. «Мир», М., 1968.
6. Грушевой В. Г. Алавердское медное месторождение в Закавказье. Геол. изд. Главн. геологоразв. управления, М.-Л., 1930.
7. Казарян Г. А. Жильные породы Алавердского рудного района. Известия АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XII, № 6, 1959.
8. Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии, т. 1, «Наука», М., 1971.
9. Мелконян Р. Л. Формационные типы магматических комплексов Алавердского района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967.
10. Морозов Н. А. Алавердское месторождение медных руд в Закавказье, его породы и генезис. Изв. СПб. Политехн. ин-т, т. XVII, 1912.
11. Пискунов Б. Н. Типы высокоглиноземистых базальтоидов и их распределение в структуре Курильской островной дуги. ДАН СССР, т. 220, № 5, 1975.
12. Рей П. С. Игнимбриты жерла Килхрист на острове Скай. В сб. «Проблемы палеовулканизма», ИЛ, 1963.
13. Сопко П. Ф. Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1961.
14. Степанян О. С. Геология и стратиграфия северной Армении. Научн. труды. Ер. гос.ун-та, т. 30, 1950.
15. Хачатурян Э. А. Минералогия, геохимия и генезис руд колчеданной формации Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1977.

УДК 553.411 (479.25)

Ф. Е. ЗИЛЬМАН

ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ПРОЖИЛКОВОЙ ЗОНЫ ОДНОГО ИЗ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА

Геологическая перспектива выявления новых запасов металла в зоне прожилкового оруденения связана с промышленной оценкой бедных и убогих руд и технологией их обогащения.

Севано-Амасийская структурно-металлогеническая зона, в пределах которой пространственно размещено изучаемое нами месторождение, располагает значительными потенциальными возможностями для выявления прожилковых руд с благородными элементами [5].

Геологоразведочными работами на месторождении выявлены 4 основных морфологических типа оруденения, зоны вкрапленных руд, минерализованные дайки, жилы и зоны сближенных параллельных прожилков.

В отличие от зоны сближенных параллельных прожилков вышеперечисленные морфотипы оруденения относятся к промышленно богатым рудам.

Выяснение вопроса перспектив прожилковой зоны по простиранию и на глубину имеет большое значение для расширения ресурсов месторождения.

Проведение геохимических работ в прожилковой зоне было вызвано необходимостью изучения особенностей распределения химических элементов в ней и оценки этого типа оруденения, в связи с совершенствованием существующих методов добычи руд и созданием новых, более совершенных методов обогащения (фотоэлектронная сепарация) бедных и убогих штокверковых руд.

В нашей стране и за рубежом уже имеется опыт эксплуатации в полупромышленных масштабах бедных и забалансовых штокверковых руд.

Изучение и анализ литературного материала показали, что несмотря на достаточно полную разработанность вопросов определения перспектив оруденения месторождения, изложенных в ряде работ [1, 2, 3, 5, 8], вопросы прогноза прожилкового оруденения, имеющие существенное значение для промышленной оценки месторождения, а также дальнейшего направления геологоразведочных работ, изучены слабо.

В основу статьи положен материал автора по изучению структуры, минералогии и геохимии прожилковой зоны, собранный им в период 1970—1977 гг. На месторождении было отобрано около 2000 геохимических проб по 12 разрезам.

Пробы анализировались в спектральной лаборатории треста «Севкавцветметразведка» в г. Орджоникидзе и в лаборатории ИГН АН Арм. ССР в г. Ереване, методом приближенно-количественного спектрального анализа.

Описанное месторождение приурочено к крупному массиву основных и ультраосновных пород, являющихся главными локализаторами структур золото-сульфидных руд [2, 6].

Положение прожилковой зоны в общей структуре месторождения контролируется субширотными рудоконтролирующими структурами и наличием однородного по составу массива жестких габброидов.

По масштабам и интенсивности оруденения рудные тела располагаются в следующей последовательности: зоны прожилково-вкрапленной минерализации, жильные зоны и жилы, оруденелые дайки.

На наш взгляд, намечается четкое пространственное разобщение четырех основных морфотипов оруденения в общей структуре месторождения.

Пространственная ориентировка даек показывает, что система мелких трещин в прожилковой (жильной) зоне сопряжена с директивным направлением субширотных нарушений и отражает особенности деформации в относительно хрупких габброидах.

Штокверковая зона имеет вытянутую форму, склоняется на юго-восток и характеризуется постоянными элементами залегания на значительные расстояния.

Оруденение в жильной зоне контролируется системой трещин, которая образовалась в массиве габбро, расположенном к югу от основных рудоконтролирующих структур месторождения. Образование этой системы трещин обусловлено физико-механическими свойствами габбро.

В минеральном составе прожилковых руд установлены [1] следующие гипогенные минералы: кварц, карбонат, пирит, галенит, марказит, пирротин, халькопирит, сфалерит, борнит, блеклые руды, теллуриды золота и серебра и другие.

Кварцево-рудные прожилки в зоне простираются в близширотном направлении с крутым падением на юг под углом 70—85°.

Внутреннее строение жильной зоны характеризуется чередованием участков, насыщенных рудными прожилками, с участками без прожилков.

Как правило, золотоносные сульфидные прожилки выполняют широтно-ориентированные трещины скалывания и отрыва.

Необходимо отметить, что геологические факторы и предпосылки, обосновывающие перспективу всего месторождения, изложены в книге Амиряна Ш. О. и Фармазяна А. С., посвященной минералогии, геохимии и условиям образования рудных месторождений Армении [2].

Перспективность штокверковой зоны определяется характерными особенностями габбро и условиями локализации оруденения в них.

Среди этих особенностей необходимо отметить следующие: а) физико-механические свойства массива габбро, в особенности его жесткость и способность к образованию интенсивной тектонической нарушенности; б) вытянутость массива габбро в широтном направлении и ее однородность; в) наличие выдержанных рудоконтролирующих сближенно-параллельных структур, представленных трещинами скола и отрыва, прослеживающимися на центральном участке жильной зоны до глубины 250 м; г) участие в оруденении прожилковой зоны кварц-карбонат-полисульфидной (золотоносной) стадии минерализации, которая на месторождении является одной из продуктивных и главных; д) значительное увеличение мощности прожилковой зоны на восточном фланге и большая протяженность по простиранию рудных прожилков; е) результаты геофизических исследований и бурения, по которым прожилковый тип оруденения продолжается ниже существующих горизонтов разведки месторождения.

Хотя вышперечисленные факторы, определяющие перспективы жильной зоны, достаточно убедительны, однако они недостаточны для достоверной оценки прожилкового оруденения на глубину. Поэтому дополнительно были изучены геохимические ореолы распространения основных рудообразующих элементов в пределах жильной зоны.

Первичные геохимические ореолы изучались по результатам геохимического опробования профилей (разрезов), ориентированных вкрест простиранию жильной зоны. Профили располагались на пяти горизонтах, охватывая всю зону как по падению, так и по простиранию.

Длина профилей различна, однако все они выходят за пределы контуров измененных пород. По линии профилей по стенкам горных выработок с каждого метра отбирались геохимические пробы. Геохимическое опробование сопровождалось детальной геологической документацией выработок.

При опробовании применялся метод [4] пунктирной борозды, длиной в 1 м. Отбивались 5—6 мелких кусочков (сколков) породы размером 3—4 см в поперечнике, примерно на равных расстояниях (20—30 см) друг от друга. Эти кусочки объединялись в одну пробу, вес которой составлял 150—200 г.

Тектонические трещины, зоны и рудные прожилки опробовались отдельно. При графической интерпретации геохимических полей по данным проведенных анализов были получены слабоконтрастные ореолы для отдельных элементов. С целью усиления контрастности нами были построены мультипликативные ореолы по методике Григоряна С. В. [4]. Особенно эффективным представляется использование мультипликативных ореолов при оценке уровня геохимических аномалий относительно рудных тел и, в частности, при определении уровня их эрозионного среза. Характер распределения элементов вокруг прожилкового оруденения существенно отличается от других промышленно-

морфологических типов—жил, зон и оруденелых даек. Для прогнозирования глубины эрозионного среза по первичным геохимическим ореолам использованы данные о распределении химических элементов вокруг известных (эталонных) рудных тел и месторождений [3].

В результате обработки данных геохимического опробования прожилковой (жилной) зоны по разрезу были установлены поля повышенных по сравнению с фоном концентраций широкого круга химических элементов—*Au, Sb, Cu, Pb, Zn, Sn, Ag, As, Bi*. При этом относительно широкие ореолы установлены для *Au, Zn, Cu, Pb, Ag*, а узкие—для сурьмы, олова, мышьяка и висмута.

В штокверковой зоне наблюдается четкий пространственно-корреляционный ряд между максимумами ореолов и содержанием золота. Основная часть исследуемых элементов в ореолах не привносилась извне, или привносилась в очень малых количествах. И лишь *Au, Hg, As* привносились в значительных количествах. Интересные данные получены в зоне окисления прожилковой зоны для таких элементов, как *Zn, As, Ag, Mo*. Здесь наблюдается незначительное увеличение их содержания по сравнению с фоном первичных руд, что можно объяснить наличием зоны вторичного обогащения. По-видимому, эти элементы были выщелочены с поверхностных частей и отложены в нижних горизонтах окисленных руд [7].

В то же время другие слабо подвижные элементы (*Pb, Ti, V, Mn, Ga, Sr*) в зоне окисления обогащают приповерхностные участки, вследствие чего в окисленных рудах штокверка коэффициент концентрации меньше единицы или близок к нему [3].

Элементы, сопровождающие минерализацию золота в прожилковой (жилной) зоне, можно подразделить на: 1) Неинформативные элементы, заимствованные из вмещающих пород и образующие самостоятельные ореолы—*Ni, Cr, V, Ga, Co, (Ti, Mn)*. Ореолы этих элементов не имеют отношения к минерализации золота. 2) Второстепенные элементы-индикаторы, привнесенные гидротермальными растворами—*Cu, Pb, Zn, (Ni, Co, Mn)*, ореолы которых больше, чем ореолы золота и серебра. 3) Прямые элементы-индикаторы, которые связаны с привнесением—*Ag, Au, As, Hg, Sb, Te*.

Основные данные по распределению элементов в жилной зоне, позволяющие установить индикаторные отношения для определения уровня эрозионного среза, приведены в табл. 1, 2.

Сопоставляя результаты геохимических исследований, проведенных [3] в центральной части месторождения (жилы, зоны и др.), с результатами изучения жилной зоны, автор приходит к выводу, что в основном полученные результаты подтверждают данные прежних авторов. Хотя необходимо указать, что моноэлементные ореолы штокверковой зоны меньше по размерам и обладают более низкой интенсивностью, чем ореолы других морфологических типов оруденения. Это обстоятельство несколько затрудняет использование первичных отдельных элементов-индикаторов при прогнозировании, так как небольшие

Таблица 1

Числовые характеристики распределения и концентрации элементов, по рудам и вмещающим породам штокверка

Элементы, ‰	Hg	As	Ag	Pb	Zn	Cu	Au	Mo	Co	Ni	Sn
1. Чувствительность анализа, ‰	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$
2. Кларк по Виноградову	$8 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-7}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$
3. Местный геохимический фон свежего габбро, ‰	$1,45 \cdot 10^{-7}$	$1,05 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$1,72 \cdot 10^{-2}$	$1,55 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$4,4 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$3,4 \cdot 10^{-5}$
4. То же выветренных габбро	$1 \cdot 10^{-6}$	0,001	$5 \cdot 10^{-5}$	0,005	$5 \cdot 10^{-3}$	0,03	$1 \cdot 10^{-7}$	$8 \cdot 10^{-4}$	0,018	$3,2 \cdot 10^{-2}$	$3,4 \cdot 10^{-5}$
5. Среднее содержание в штокверке по первичным рудам, ‰	$3 \cdot 10^{-4}$	0,032	$1,07 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	0,023	$1 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-4}$	0,016	0,016	$5 \cdot 10^{-5}$
6. То же по зоне окисления	$1,10^{-6}$	0,006	$6 \cdot 10^{-5}$	0,004	0,06	0,02	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-3}$	0,01	0,05	$8 \cdot 10^{-7}$
7. Коэффициент концентрации по первичным рудам	2060	3	0,89	0,89	0,1	1,5	10	0,9	0,9	0,9	1,3
8. То же по окисленным рудам	6	6	1,2	0,8	12	0,6	1	1,6	0,5	1,5	0,02

Примечание: 3—местный геохимический фон высчитан по 45 пробам. 4—местный геохимический фон высчитан по 30 пробам. 5—среднее содержание элементов в штокверке по первичным рудам рассчитано по 750 пробам. 6—среднее содержание элементов в штокверке по окисленным рудам рассчитано по 615 пробам.

Таблица 2

Средние содержания элементов по горизонтам и флангам штокверка

Уровень	Кол-во проб	Hg	As	Ag	Pb	Zn	Cu	Au	Mo	Co	Ni	Sn
Центральный участок												
I поверх.	70	$1 \cdot 10^{-6}$	0,016	$5,2 \cdot 10^{-5}$	$8,5 \cdot 10^{-4}$	0,19	0,0039	$1 \cdot 10^{-6}$	$1,6 \cdot 10^{-5}$	0,003	0,011	—
II гор.	100	$2 \cdot 10^{-5}$	0,012	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-4}$	0,16	0,105	$1,6 \cdot 10^{-5}$	$8,5 \cdot 10^{-5}$	0,012	0,015	—
III гор.	180	$1 \cdot 10^{-6}$	0,0054	$8 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-4}$	0,0052	0,022	$1 \cdot 10^{-6}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	0,016	0,013	$7 \cdot 10^{-6}$
IV гор.	180	$1 \cdot 10^{-6}$	0,0046	$3 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-5}$	0,0041	0,007	$4 \cdot 10^{-7}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	0,016	0,01	$1,02 \cdot 10^{-5}$
V гор.	170	$1 \cdot 10^{-6}$	0,0041	$1,2 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-5}$	0,0033	0,0521	$6 \cdot 10^{-7}$	$8 \cdot 10^{-4}$	0,019	0,012	$8,1 \cdot 10^{-4}$
Ф		$1 \cdot 10^{-7}$	0,0105	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$2,3 \cdot 10^{-4}$	0,0172	0,0155	$1 \cdot 10^{-7}$	$4,4 \cdot 10^{-4}$	0,017	0,017	$3,4 \cdot 10^{-5}$
Восточный фланг												
I поверх.	60	$1 \cdot 10^{-5}$	0,0039	$4,8 \cdot 10^{-5}$	0,0016	0,039	0,01	$1 \cdot 10^{-6}$	$9 \cdot 10^{-4}$	—	0,011	—
II гор.	70	$1,1 \cdot 10^{-5}$	0,0037	$1,2 \cdot 10^{-5}$	0,0015	0,012	0,0105	$1 \cdot 10^{-5}$	$1,25 \cdot 10^{-4}$	—	0,012	—
III гор.	90	$3 \cdot 10^{-6}$	0,0035	$4 \cdot 10^{-6}$	0,0006	0,001	0,0135	$1 \cdot 10^{-5}$	0,0043	—	0,0125	—
IV гор.	100	$1,8 \cdot 10^{-7}$	0,0027	$1 \cdot 10^{-6}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$7,2 \cdot 10^{-4}$	0,0147	$1 \cdot 10^{-6}$	0,0051	—	0,0096	—
Западный фланг												
I поверх.	90	$1 \cdot 10^{-6}$	—	$5 \cdot 10^{-5}$	0,00035	0,0035	—	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-4}$	0,0031	0,01	—
II гор.	135	$1,5 \cdot 10^{-6}$	0,007	$6 \cdot 10^{-7}$	$3,4 \cdot 10^{-4}$	0,0021	0,017	$1 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-4}$	0,0083	0,015	$6 \cdot 10^{-6}$
III гор.	150	$1,48 \cdot 10^{-5}$	0,0025	$1,2 \cdot 10^{-7}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	0,0011	0,023	$1 \cdot 10^{-7}$	$8,6 \cdot 10^{-4}$	0,011	0,013	$2,6 \cdot 10^{-5}$
К		$9 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-7}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$

размеры моноэлементных ореолов затрудняют определение уровня эрозионного среза.

Использование моноэлементных ореолов в условиях жильной зоны малоэффективно, так как при оценке рудопроявлений или рудных тел, вскрытых эрозионной поверхностью, решающим критерием является вертикальная зональность ореолов, по которой определяется уровень эрозионного среза.

Очевидно, что надежное решение задачи возможно только при условии существования высококонтрастной и, что особенно важно, стабильной вертикальной зональности, выявляемой не только при сопоставлении надрудной и подрудной частей ореолов, но и различных частей рудного тела.

Применение моноэлементных ореолов при анализе геохимических данных нецелесообразно, так как они не обеспечивают получения стабильной геохимической зональности. Слабые по интенсивности ореолы в большей степени подвержены различного рода флюктуациям, вызванным вариациями фонового содержания элементов, а также погрешностями применяемых методов исследований, (отбор, обработка, анализ проб и др.).

В расчетах геохимических параметров жильной зоны нами выбран наиболее представительный центральный ее участок. Здесь оруденение проявлено наиболее интенсивно и изучено более детально.

Как видно из табл. 2, с глубиной наблюдается тенденция к уменьшению среднего содержания надрудных элементов (*As, Ag, Pb, Zn*) и увеличение подрудных элементов (*Co, Sn*). Необходимо указать, что благодаря специфическим особенностям распределения элементов в жильной зоне и весьма слабой контрастности ореолов, изменение по вертикали соотношения подрудных и надрудных элементов происходит слабо.

Для оценки глубины вероятного эрозионного среза жильной зоны в качестве эталона взят геохимический разрез центральной части, где зона прослежена на 5-ти горизонтах. На его основе построена «эталонная» диаграмма (рис. 1). С ней сопоставлены западный и восточный фланги.

Рассчитанные по вертикали отношения линейных продуктивностей надрудных и подрудных элементов $\left(\frac{As \cdot Ag \cdot Pb}{Mo \cdot Sn}\right)$ по центральному участку штокверка (рис. 1), приведенные в виде графика, показали, что на V горизонте значение мультипликативных ореолов составляет 0,08 единицы, тогда как на поверхности оно равно 130000 единицам.

В строении ореолов перечисленных элементов обнаруживается отчетливая вертикальная зональность, которая выражается в приуроченности наиболее широких и интенсивных ореолов отдельных элементов к различным гипсометрическим уровням.

Сравнивая с эталоном рис. 1 западный и восточный фланги штокверка, можно прийти к выводу, что на западном фланге, с глубиной

монотонно уменьшается значение отношений линейных продуктивностей ореолов на западном фланге с 35 единиц на I горизонте и до 5 единиц на III горизонте, а на восточном фланге с 11000 единиц на поверхности до 45 единиц на IV горизонте. В сравнении с эталонной диаграммой минерализация золота может распространяться на глубину

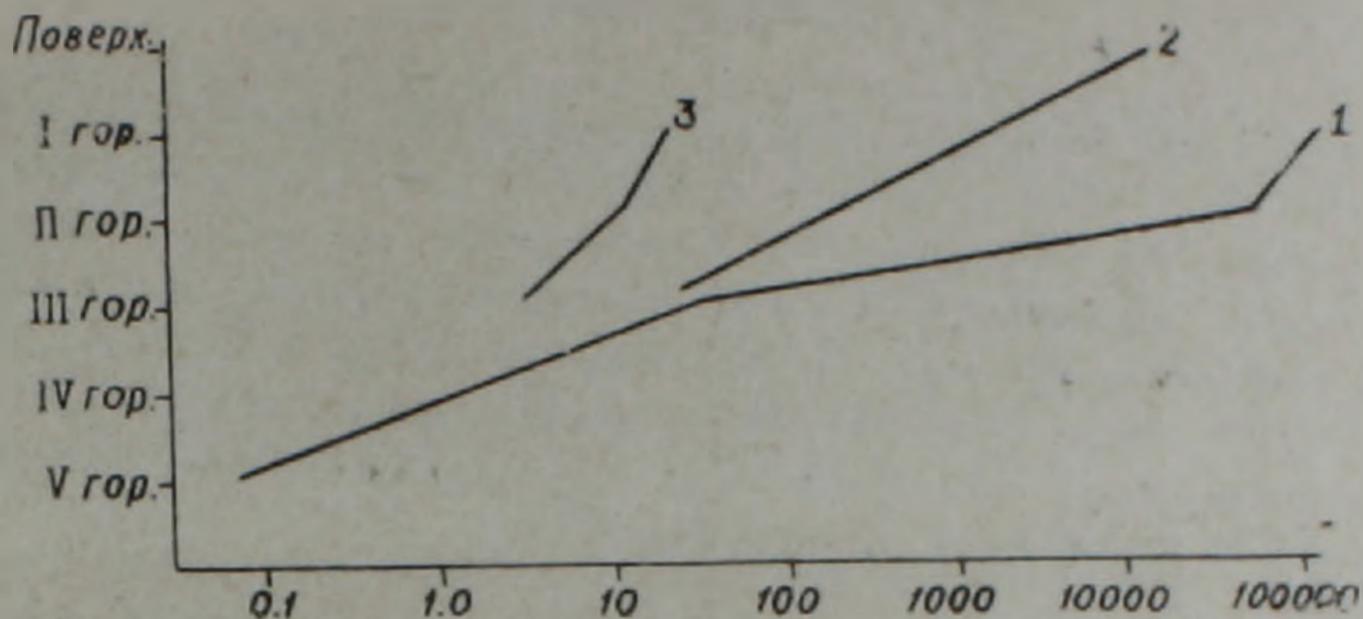


Рис. 1. Совмещенный график изменения по вертикали отношения линейных продуктивностей надрудных и подрудных элементов штокверка: 1. Центральный участок. 2. Западный фланг. 3. Восточный фланг.

до 150—200 м. Анализ данных по восточному флангу штокверка (табл. 2), а также кривых значений отношений линейных продуктивностей, позволяет сделать вывод, что масштабы проявления оруденения с глубиной увеличиваются. Однако следует отметить, что значение отношений линейных продуктивностей ореолов с глубиной уменьшается менее интенсивно.

На основании геохимических исследований, проведенных автором, а также общих геологических критериев можно сделать вывод, что вероятнее всего на восточном и западном флангах жильной зоны верхняя часть слегка эродирована, что свидетельствует о перспективности восточного и западного флангов на глубину.

Практически на западе прожилковое оруденение ограничивается дайкой гранит-порфира, и к западу от дайки отсутствуют геологические предпосылки для обнаружения новых участков прожилковых руд. На востоке развитие зон с кварцеворудными прожилками также мало вероятно, так как физико-механические свойства перидотитов и порфиритов не благоприятны для образования рудовмещающих трещин, развитых в габброидном массиве.

Таким образом, специальные геохимические исследования, проведенные автором по первичным ореолам зоны прожилкового оруденения, подтверждают геологический прогноз о наличии прожилковых руд на глубине 150—200 м ниже горизонта шт. 5 (III—горизонт).

На основании геологических и геохимических данных, перспективы рудоносности прожилковой зоны на Центральном участке практически ограничены пятым горизонтом, глубиной 350 м.

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻՑ ՄԵԿԻ ԵՐԱԿԻԿԱՅԻՆ ԶՈՆԱՅԻ
ՀԱՆՔԱՔԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Երակիկային հանքայնացման և տեղայնացման առանձնահատկությունների ուսումնասիրման հիման վրա մշակված են նոր երկրաբանա-գեոքիմիական շտիֆանիզներ հանքայնացման հեռանկարները գնահատելու համար:

Տարրերի վերահանքային և ենթահանքային մուլտիպլիկատիվ եզրապսակները, ինդիկատոր-տարրերի հարաբերակցությունների ուսումնասիրությունները թույլ են տալիս եզրահանգելու, որ երակիկային գոտու արևելյան և արևմրտյան թևերի խոր հորիզոններն ունեն հանքաբերության որոշ հեռանկարներ և արժանի են մանրամասն ուսումնասիրության:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Амирян Ш. О. Характер оруденения на одном месторождении. ДАН Арм. ССР, т. XXX, № 4, 1960.
2. Амирян Ш. О., Фармазян А. С. Минералогия, геохимия и условия образования рудных месторождений Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1974.
3. Безирганов Б. Г. О практическом значении эндогенных ореолов одного из золоторудных месторождений Малого Кавказа. «Вопросы прикладной геохимии», вып. 3, 1969.
4. Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. «Недра», М., 1968.
5. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. «Сов. Геология», № 7, 1959.
6. Мадатян Э. М. Геология и металлогения Сивано-Амасийской зоны. «Айастан», Ереван, 1973.
7. Рослякова Н. В., Росляков Н. А. Эндогенные ореолы месторождений золота. «Наука», Новосибирск, 1975.
8. Саркисян Г. А. Роль вмещающих пород при метасоматозе и зональность его продуктов на примере золоторудного месторождения. Сб. «Метасоматические изменения боковых пород, их роль в рудообразовании», Л., 1966.

УДК 553.41.411

Г. А. ТУНЯН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ЛИЧКВАЗ-ТЕЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Личкваз-Тейское золоторудное месторождение, по схеме районирования И. Г. Магакьяна [2], входит в Памбак-Зангезурскую структурно-металлогеническую зону в пределах Айгедзорского рудного поля, которое характеризуется как медно-молибденовым, так и золото-сульфидным типами оруденения.

В геологическом строении (рис. 1) месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные и интрузивные породы. Наиболее древние породы представлены порфиритами нижнеэоценового возраста и являются останцами кровли интрузии. Среди порфиритов выделяются три разновидности, которые четких границ не имеют и связаны между собой постепенными переходами. Первая разновидность представлена интенсивно измененными, эпидотизированными порфиритами и их туфобрекчиями. Вторая разновидность—светло-серыми, в некоторой степени перекристаллизованными порфиритами андезитодацитового состава. Эти разновидности интенсивно изменены, окварцованы и серицитизированы. Третья разновидность—темно-серыми, плотными, местами интенсивно пиритизированными порфиритами андезитового состава.

Указанная вулканогенно-осадочная толща прорывается гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами и гранитами монзонитовой фазы Мегринского плутона и покрывается грубообломочной нор-аревикской толщей плиоцена. Возраст интрузивных пород, по радиологическим данным, устанавливается как верхнеэоцен-миоценовый.

Структурным контролем оруденения Личкваз-Тейского месторождения являются Дебаклинский разлом меридионального и Тейский разлом близмеридионального направлений. Первый из них проходит по западному флангу месторождения, а второй—по восточному. Дебаклинский разлом является региональным и в меридиональном направлении прослеживается от крупного Каджаранского медно-молибденового месторождения, через Личкское медное и Личкваз-Тейское золоторудное месторождения к Агаракскому медно-молибденовому месторождению. Далее он переходит за реку Аракс и прослеживается на территории Ирана, с падением на восток под углами 60—65°.

Наличие Дебаклинского разлома доказывается многими фактами. Так, на Каджаранском месторождении вдоль разлома породы сильно рассланцованы, смяты и гидротермально изменены. Во многих местах форма рельефа уступообразно повышается в сторону лежащего бока

разлома. Вдоль зоны разлома в всячем боку опущены породы монцонитовой интрузии и вмещающие их вулканогенные образования нижнего эоцена. Наличие разлома подтверждается также данными горных выработок, которые подсекли разлом в районе Каджаранского, Личкского и Личквас-Тейского месторождений.

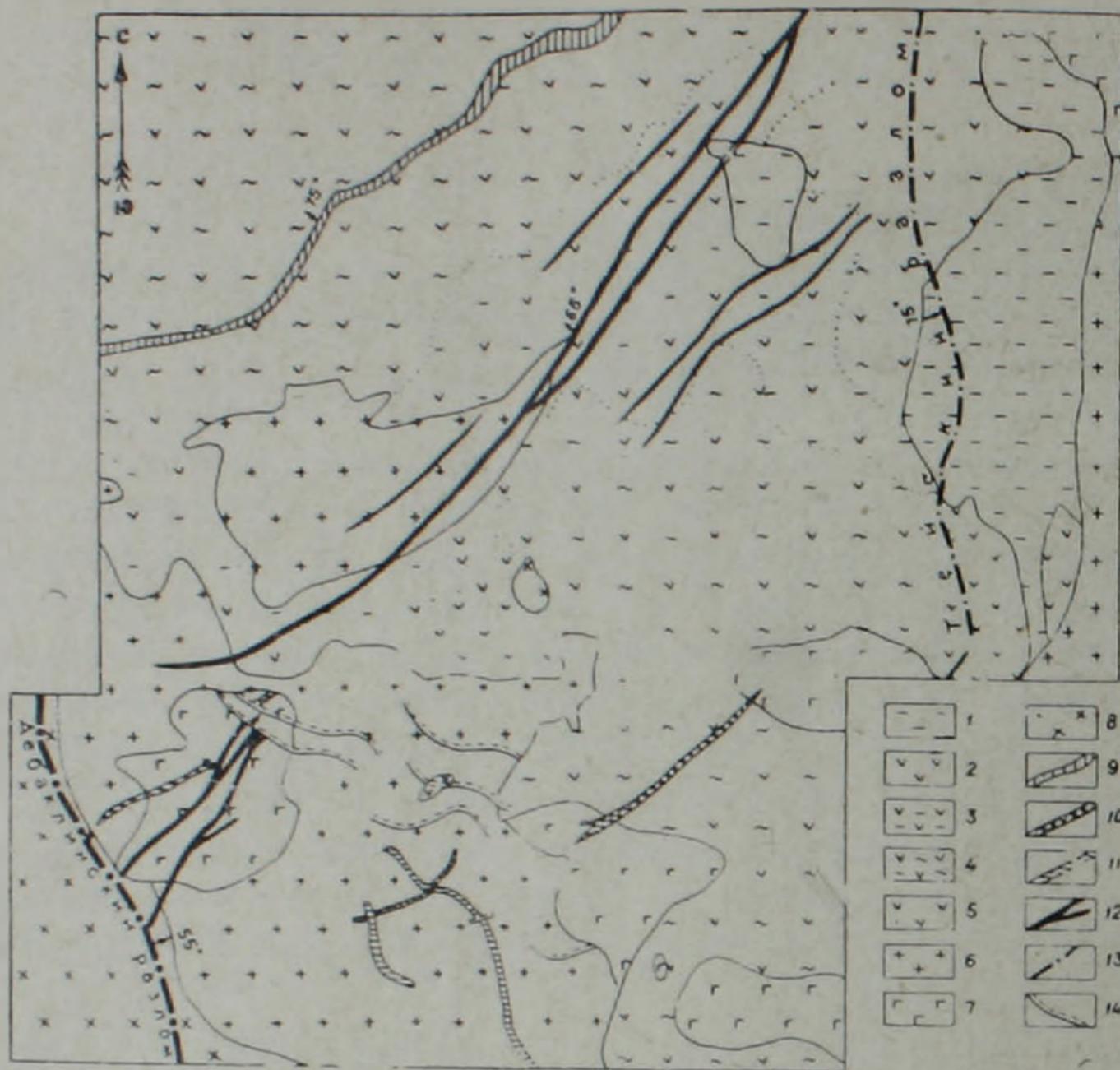


Рис. 1. Геологическая схема Личквас-Тейского золоторудного месторождения. 1. Озерно-континентальные и грубообломочные отложения нор-аревикской толщи плиоцена. 2. Порфириты брекчиевидные и туфобрекчии порфиритов, эпидотизированные. 3. Порфириты светло-серые, окварцованные, серицитизированные, андезито-дацитового состава. 4. Порфириты темно-серые, плотные, андезито-дацитового состава. 5. Участки интенсивно пиритизированных порфиритов. 6. Гранодиориты. 7. Кварцевые диориты, переходящие в диориты и габбро-диориты. 8. Граниты. 9. Дайки андезито-дацитового состава. 10. Дайки диорит-порфиритовые. 11. Дайки диабаз-порфиритовые. 12. Золоторудные зоны и жилы. 13. Крупные тектонические нарушения (Дебаклинский и Тейский разломы). 14. Тектонические нарушения.

Приуроченность большого количества месторождений и рудопроявлений к зоне Дебаклинского разлома дает основание считать его региональной рудоконтролирующей структурой. Рудовмещающие структуры Личквас-Тейского месторождения являются сопряженными с Дебаклинским разломом трещинами и прослеживаются в северо-восточном направлении с крутым углом падения, в основном, на северо-запад.

Структура рудного поля характеризуется особенностями строения Дебаклинского разлома, а также элементами трещинной тектоники, связанной с внутренним строением массива. Дебаклинский разлом характеризуется извилистым строением, выраженным наличием изгибов в плане и вынолаживанием отдельных участков. К изгибам разлома приурочены оперяющие рудоносные разрывы месторождения. Видимо, Дебаклинский разлом определяет положение рудовмещающих разрывов, представляющих собой трещины оперения в месте резкого изменения простирания разлома. Отсюда можно сделать вывод, что участки со сходной структурной позицией могут быть перспективными в отношении золото-сульфидной минерализации.

На месторождении выделяются пять золоторудных зон, представленных раздробленными, обеленными породами, характеризующимися интенсивной окварцованностью и частично серицитизацией. Простирание зон северо-восточное с падением на СЗ $320-330^\circ$, под углами $60-75^\circ$.

Рудовмещающими породами северо-восточного фланга месторождения являются порфириды, средней части—контакт порфиритов с гранодиоритами, а юго-западной части—гранодиориты.

Оруденение в рудных зонах весьма неравномерное и представлено обильной вкрапленностью и прожилками пирита, халькопирита (который во многих местах дает довольно богатые концентрации), вкрапленностью, прожилками и жилами полиметаллического состава и арсенопирита с кварцем. По простиранию рудных зон участки богатых руд чередуются с убогими. В узлах пересечений трещин в раздробленных, окварцованных породах с обильной минерализацией сульфидов содержание золота резко возрастает, тогда как в других участках, где окварцевание и раздробленность пород выражены менее интенсивно, содержание золота низкое. Контакты рудных зон четкие, но промышленные контуры устанавливаются по данным опробования.

Результаты проведенных геологоразведочных работ показывают, что интенсивность минерализации к северо-восточному флангу месторождения возрастает; здесь преобладают руды полиметаллического состава, с которыми связаны промышленные концентрации золота.

На Личквас-Тейском месторождении выделяются следующие основные типы ассоциаций минералов: пирит-халькопиритовый, полиметаллический и арсенопиритовый. Из них первый и последний имеют подчиненное значение. В основном преобладает полиметаллический. На месторождении кроме вышесотмеченных установлено наличие кварцевых, кварц-пиритовых и кварц-карбонатных ассоциаций.

Гидротермальный процесс начинается образованием кварцевых жил и прожилков, за которыми образуются пиритовые, пирит-халькопиритовые, полиметаллические, арсенопиритовые и кварц-карбонатные жилы и прожилки и зоны прожилково-вкрапленной минерализации.

Кварц встречается в виде жил и метасоматических новообразований в рудных зонах. Обычно он раздроблен и деформирован, в основ-

ном молочно-белого цвета. Минеральный состав кварцевых жил очень прост. Основной минерал—кварц.

Кварц-пиритовая ассоциация имеет большое развитие, образует гнезда, прожилки и вкрапленность в рудовмещающих породах. В этой ассоциации в небольших количествах встречаются халькопирит, сфалерит и гематит. Пирит золота не содержит.

Пирит-халькопиритовая ассоциация имеет широкое распространение и является одной из продуктивных в отношении меди. Пирит-халькопиритовыми рудами сложены отдельные жилы, гнезда и в виде прожилково-вкрапленной минерализации широко проявляются в рудных зонах. Эта ассоциация бедна золотом. По результатам пробирных анализов 30 проб, содержание золота в них составляет 1,82 г/т, серебра—85,8 г/т. Золото в этой ассоциации находится в виде редких включений. Химическими анализами в пирит-халькопиритовых рудах установлены: селен—25,2 г/т, теллур—53,2 г/т, висмут—770 г/т, кадмий—35 г/т.

Золото-полиметаллическая ассоциация является наиболее распространенной и образует главный промышленный тип руд. Этим типом руд сложены все золоторудные зоны и многие жилы месторождения, прослеживающиеся в северо-восточном направлении. Полиметаллические руды сложены из кварца, пирита, сфалерита, галенита, халькопирита, золота, теннантита, тетраэдрита, среди них преобладают сфалерит, галенит, халькопирит и пирит. По содержанию благородных металлов, распространенности и масштабу развития полиметаллические руды являются наиболее ценными. В них содержание золота и серебра, по пробирным анализам 39 проб, составляет 56,87 г/т и 366,83 г/т соответственно. Химическими анализами в золото-полиметаллических рудах установлены: селен—19 г/т, теллур—29 г/т, висмут—240 г/т, кадмий—570 г/т.

Кварц-арсенопиритовая ассоциация минералов имеет небольшое развитие, но иногда образует самостоятельные прожилки. Очень часто эта ассоциация образует обособленные скопления в полиметаллических жилах, где арсенопиритовые игольчатые кристаллы слагают кайму вокруг полиметаллических руд или же в виде прожилков пересекают их. Минеральный состав руд: кварц, арсенопирит, золото. Пробирными анализами (20 проб) в них установлено: золото—27,69 г/т, серебро—84,0 г/т. Химическими анализами в арсенопиритовых рудах установлены: селен—9,8 г/т, теллур—15,0 г/т, висмут—130 г/т, кадмий—102 г/т.

Кварц-карбонатная ассоциация имеет незначительное развитие. Прожилки этой ассоциации маломощны, невыдержанны и пересекают агрегаты минералов ранних стадий минерализации.

Принадлежность Личквас-Тейского месторождения к золото-сульфидной формации руд определяет его сложный минеральный состав. В рудах установлены самородные элементы, сульфиды, теллуриды,

сульфосоли, окислы, карбонаты и другие минералы, являющиеся продуктами самостоятельных стадий минерализации.

В промышленном отношении наиболее характерными элементами являются золото и серебро. Золото является одним из главных компонентов руд. Самородные частицы золота были установлены в основном в полиметаллических и, менее, в арсенопиритовых типах руд. Анализ зависимости концентрации золота от минерального состава руд показывает, что участки богатой золотоносности повсеместно характеризуются увеличением количества сульфидов, усложнением состава рудного агрегата и развитием минералов, отложенных в полиметаллическую и арсенопиритовую стадии минерализации. Основными концентраторами золота в рудах являются: сфалерит, галенит, арсенопирит, блеклая руда и халькопирит. Наиболее высокие содержания золота установлены в сфалерите, галените и арсенопирите. Низкими содержаниями золота характеризуются халькопириты и пириты.

Пробирными анализами установлено, что характер распределения золота в различных минеральных типах руд различен. В пиритовых—1,08 г/т, в пирит-халькопиритовых—1,82 г/т, в полиметаллических—56,87 г/т, а в арсенопиритовых—27,69 г/т.

Приведенные данные показывают, что основные концентрации золота связаны с полиметаллическим и арсенопиритовым типами руд, то есть золото накапливается в поздних рудных стадиях минерализации.

Изучение руд под микроскопом и результаты технологических исследований показывают, что золото в рудах представлено в виде самородных частиц размерами до 0,5 мм с преобладанием более мелких классов. Установлено, что свободное золото составляет 35,3%, связанное с сульфидами—35,9%, золото в сростках—23,8% и золото в пленках—5,0%. Последнее обстоятельство указывает на незначительную роль окисленных руд на месторождении.

Серебро является одним из промышленных компонентов руд. Основной формой нахождения серебра в рудах является изоморфная, так как другие минералы серебра, кроме гессита, в рудах не обнаружены. Наиболее высокие концентрации серебра установлены в полиметаллических рудах, затем в пирит-халькопиритовых, менее—в арсенопиритовых. В основном, серебро связано с галенитом, блеклой рудой и сульфосолями висмута. В рудообразующих минералах серебро распределяется следующим образом: в блеклой руде—2600 г/т, в галените—590 г/т, халькопирите—205 г/т, сфалерите—204,25 г/т, арсенопирите—98,14 г/т, а пирите—95,32 г/т.

Отношение золота к серебру в рудах, по данным опробования, в среднем составляет 1:5; на верхних горизонтах оно составляет 1:10; на нижних—1:4, то есть содержание серебра при переходе от верхних горизонтов к нижним понижается, а содержание золота, наоборот, повышается. Золото-серебряное отношение повышается по мере понижения температуры рудообразования. В пирит-халькопиритовых рудах

оно составляет 1:38, полиметаллических—1:6, а в арсенопиритовых—1:3. По сравнению с пирит-халькопиритовыми рудами, в полиметаллических содержание золота повышается в 31 раз, а серебра—3 раза, а в арсенопиритовых рудах, по сравнению с пирит-халькопиритовыми, концентрация золота возрастает в 15 раз, а серебра, наоборот, понижается.

Личквас-Тейское месторождение относится к золото-сульфидной формации руд, которые образовались в среднетемпературных условиях и на умеренных—малых глубинах. Этот тип оруденения является перспективным. Исходя из геологических данных, можно предположить, что на месторождении золотое оруденение с промышленными рудами можно проследить до глубины 1000 м. Поэтому целесообразно продолжить разведку глубоких горизонтов месторождения путем проходки горизонтальных горных выработок и буровых скважин.

При проведении геологоразведочных работ надо учесть, что золото-сульфидная минерализация находится в тесной связи с медно-молибденовой, накладывается на нее по более поздним трещинам и проявляется в периферических участках рудных полей медно-молибденовых месторождений. В этом отношении перспективной является территория севернее Личквас-Тейского месторождения до Личкского месторождения. Необходимо обратить особое внимание на выявленные рудоносные структуры северо-восточного простирания на Тертерсарском участке с высоким содержанием золота и серебра.

Управление геологии Совета Министров
Армянской ССР

Поступила 10.XI 1975

Գ. Հ. ԹՈՒՆՅԱՆ

ԼԻՃՔՎԱԶ-ԹԵՅԻ ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ, ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ ԵՎ
ՄԻՆԵՐԱՎԱՅԻՆ ԶՈՒԿՈՐԴՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո մ

Լիճքվազ-Թեյի ոսկու հանքավայրը գտնվում է Հայկական ՍՍՀ Մեղրու շրջանում, Այգեձորի հանքային դաշտում, որին յուրահատուկ է ինչպես պղինձ-մոլիբդենային, այնպես էլ ոսկի-սուլֆիդային հանքայնացումը, Հանքավայրի ոսկերեք ստրուկտուրաներն ունեն հյուսիս-արևելյան տարածում և հատում են Դերաքլուի ռեգիոնալ խախտման գոտին: Հանքավայրում հիմնականում արտահայտված են երեք միներալային զուգորդություններ՝ պիրիտ-խալկոպիրիտային, բազմամետաղային և արսենոպիրիտային:

Ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ ոսկի-սուլֆիդային հանքայնացումը սերտորեն կապված է պղինձ-մոլիբդենայինի հետ, հանդես է գալիս պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերի ծայրամասերում և ունի ավելի երիտասարդ հասակ:

Մեզրու պլուտոնում հայտնաբերված են հյուսիս-արևելյան ուղղությու՜ն ունեցող ոսկերեր ստրուկուրաներ Տերտիրասարի տեղամասում, որը հանդիսանում է Լիճրվազ-Քեյի հանքավայրի հյուսիս-արևելյան թևի շարունակու՜թյունը: Առաջարկվում է ուժեղացնել մանրակրկիտ ուսումնասիրությունները նրանց հեռանկարները և արդյունաբերական նշանակությունը պարզելու նպա՜տակով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Амирян Ш. О. Тунян Г. А.—Минералого-геохимическая характеристика руд Тейского золоторудного месторождения. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1971.
2. Магакьян И. Г.—Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1966.

УДК 552.52 (479.25).

И. Х. ПЕТРОСОВ

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ НА ПРИМЕРЕ ГЛИН ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Осадочные и вулканогенно-осадочные формации на территории Армянской ССР группируются в ряды, отражающие основные этапы геологической истории региона (табл. 1). Глинистые породы распространены почти во всех формациях, а в некоторых они являются формациеобразующими породами. Отсюда многообразие генетических ти-

Таблица 1

Этапы, режим развития и формационные ряды территории Армянской ССР

Этапы развития	Режим развития и формационные ряды	Возраст
Герцинский (варисский)	Многосинклинальный (субплатформенный), преимущественно терригенно-карбонатный ряд	$D-T_3$
Раннеальпийский	Раннегеосинклинальный, преимущественно терригенно-карбонатный и вулканогенно-осадочный ряд	J_1-Gr_1
Среднеальпийский	Позднегеосинклинальный, преимущественно вулканогенно-осадочный ряд	Cr_2-Pg_2
Позднеальпийский	Оргенный, преимущественно карбонатно-терригенный ряд	Pg_3-Q

пов глинистых пород и минералов. Сопряженная на этих двух уровнях (пород-минералов) генетическая классификация в силу представительности объектов может иметь общее значение, в частности, для глинистых образований внутренних зон геосинклиналей. Очевидно, подобная классификация должна быть основана на едином (для пород и минералов) принципе и однородных, хотя и разного ранга, формальных единицах, отражающих определенную емкость информации и общность признаков. Поэтому глинистые породы, как и минералы, подразделяются на одни и те же классификационные единицы: генетические типы, группы и семейства.

Породы. В данном случае генетический тип объединяет глинистые породы по наиболее представительному первичному признаку, отражающему максимально общие связи между ними. Генетические типы включают группы глинистых пород, которые выделяются по более узкому кругу связей или признаков, их объединяющих. Генетические

группы включают семейства глинистых пород, характеризующие не только общность признаков, но также петрографические разновидности глин. Различные генетические группы могут быть представлены одинаковыми петрографическими типами глинистых пород. Например, семейство глин, как петрографический тип, входит в климатогенно-терригенную, климатогенно-седиментационную, пирокласто-терригенную группы, семейство аргиллитов—в климатогенно-терригенную и терригенную и т. д. (табл. 2). Таким образом, петрографические эквиваленты глинистых пород разных генетических групп могут иметь и общие признаки, однако они, как правило, не существенны. Важные общие признаки имеют только те петрографические типы (семейства), которые входят в одну группу, хотя и представляют разные формации. Например, глины шлировой и флишевых формаций, входящие в пирокласто-терригенную группу, характеризуются общими признаками, но существенно отличаются от глин климатогенно-терригенной группы и т. д.

Глинистые породы представлены тремя генетическими типами—латеритовым, осадочным и вулканогенно-осадочным (табл. 2). Первый включает только одну группу—климатогенно-аутохтонную. Сюда относятся латеритовые и бокситоносные породы древней коры выветривания среднего-верхнего карбона. Эти породы образовались в результате гипергенных процессов и сохранились на месте, минуя осадочный цикл. Это составляет их основной признак, что и отражено в названии типа и группы, куда они входят.

Осадочный тип включает четыре генетические группы: климатогенно-терригенную, климатогенно-седиментационную, терригенную и пирокласто-терригенную. К первой группе отнесены глины, аргиллиты и сланцы карбонатно-терригенной формации девона-нижнего карбона, отчасти красноцветной формации нижнего миоцена. Строго говоря, это терригенные породы, претерпевшие катагенез и метагенез, но поскольку формирование их в основном контролировалось климатическим фактором, они выделены в самостоятельную группу. Собственно терригенная (третья) группа, куда входят глины, аргиллиты и сланцы формаций триаса, нижней-средней юры и келловоя, отличаются от первой именно тем, что образование указанных пород не столь тесно связано с климатическим фактором. Это преимущественно унаследованное глинистое вещество прошлых геологических эпох, зафиксированное в формациях раннегеосинклинального этапа. Образование глин климатогенно-седиментационной группы также связано в основном с климатическим фактором, однако в составе их преобладают не терригенные глинистые минералы (как в породах климатогенно-терригенной группы), а седиментационно-диагенетические. В эту группу входят палыгорскит-монтмориллонитовые глины терригенно-эвалоритовой и карбонатно-терригенной формаций среднего и верхнего миоцена (орогенного этапа). Одним из наиболее распространенных (особенно в формациях

Генетическая классификация глинистых пород и минералов в осадочных

Глинистые породы			Глинистые			
Генетические типы	Генетические группы	Семейства	Генет			
			Аути			
			Генети			
			седимента- ционно-диа- генетиче- ская	Диагене- тически		
Осадочный	Климатогенно-терригенная	Глины		Г1М		
		Аргиллиты		Г1М		
		Сланцы				
Вулканогенно-осадочный	Климатогенно-седиментационная	Глины	П, М, Г1М	М, Г1М, Г—М		
		Терригенная			Глины Аргиллиты	К, Г1М Г1М
		Сланцы				
	Пирокласто-терригенная	Глины	М	М, Г—М, Fe—X		
		Пирокласто-осадочная	Бентонитовые глины	М	М, Fe—X	
		Гидротермально-осадочная	Глины Бентонитовые глины Каолиновые глины Горная кожа	М	М, Fe—X	
	Латеритовый	Вулкано-терригенная	Глины		М, Fe—X	
		Климатогенно-аутохтонная	Латеритовые и бокситоносные глины			

К—каолинит, X—хлорит, Fe—X—железистый хлорит, Fe—MgX₂ железисто-магнезиальный хлорит, Г1М—гидрослюда 1М, Г2М₁—гидрослюда 2М₁, Мс2М₁—мусковит 2М₁, Па2М₁—парагонит 2М₁, Г—М—смешаннослойный гидрослюда—монтмориillonит

позднегеосинклинального ряда) являются глины пирокласто-терригенной группы. Они образуются за счет пирокластического и терригенного вещества, поступавшего в бассейн одновременно воздушным путем и с суши. В эту группу входят глины флишевых формаций верхнего мелазоцена, шлировых формаций олигоцена, граувакковой формации коньяка, и, по-видимому, известняково-терригенной и кремнисто-вулканогенной формаций сеномана-коньяка (т. е. это в основном глины позднегеосинклинальных формаций).

и вулканогенно-осадочных формациях территории Армянской ССР

минералы

генетические типы

генетические группы

генетические группы

Катагенетическая	Мегагенетическая	Гидротермально-метасоматическая	Гидротермально-эпигенет.	Аллотигенные	Трансформированный	Гипергенный
Г1М				К, Г2М ₁ , X	М—X X ₁ —М, РХ	
Г2М ₁ Г1М Г1М	Г2М ₁ , Пи Mc2М ₁ , Па2М ₁			К, Г1М, Г2М ₁ , Fe—MgX К, Г2М ₁ , Fe—MgX	М—Г	
Г1М, Fe—X				Г2М ₁ , К, X Fe—MgX	М—Г	
Г2М ₁ , Fe—X, Г1М	Г2М ₁ , Mc2М ₁ , Fe—MgX			Г2М ₁ , К, X	М—Г	
Г2М ₁ , Fe—X Г1М Г—М Г—М				Г2М ₁ , К, Г1М, X Г2М ₁ , К, Fe—MgX		
Fe—X		М, X К, Пи, С, X, Пи—М, М	П	Г2М ₁ , К Fe—MgX		
				Г2М ₁		К, Г2М ₁ , X

(подвижных слоев больше), М—Г—то же (подвижных слоев меньше), С—серицит Пипирофиллит, Пи—М— смешаннослойный пиррофиллит-монтмориллонит, П—пальгорскит, РХ—хлорит с подвижной решеткой, X—М—смешаннослойный хлорит—монтмориллонит.

Вулканогенно-осадочный тип включает три генетические группы: пирокласто-осадочную, гидротермально-осадочную и вулканогенно-терригенную. В первую группу входят глины, образовавшиеся в бассейнах седиментации только за счет пирокластического материала. Сюда относятся бентонитовые глины верхнего сенона (Ноемберянское месторождение), отчасти монтмориллонитовые глины вулканогенно-карбонатной формации оксфорда-кимериджа и вулканогенно-осадочной мелкообломочной формации среднего эоцена Севано-Ширакской зоны. В гид-

ротермально-осадочную группу входят глины, образование которых связано с низкотемпературным гидротермальным процессом, не очень оторванным во времени от осадочного.

Они образуются за счет любых (но главным образом пирокластических) пород внутри вулканогенно-осадочной серии. Таковы бентонитовые глины верхнего сантона (Саригюхское месторождение), каолиновые глины среднего эоцена (Туманянское месторождение) и горная кожа вулканогенно-карбонатной формации оксфорда-кимериджа. Наконец, в вулканотерригенную группу входит часть монтмориллонитовых и хлорит-монтмориллонитовых глин вулканогенно-карбонатной формации оксфорда-кимериджа, эоценовых формаций Севано-Ширакского синклинория и Айюцзора.

Минералы. Классификация глинистых пород основана на первичных признаках, вторичные признаки учитывались при классификации глинистых минералов, помещенных в правой части таблицы 2. Это позволяет легко определить—в каких генетических типах и группах глинистых пород какие именно встречаются генетические группы глинистых минералов. Как и в случае с породами, генетические типы объединяют глинистые минералы по наиболее общему (представительному) признаку, а группы—по более узкому.

Выделяются четыре генетических типа глинистых минералов: гипергенный, аллотигенный, аутигенный, трансформированный. Аутигенный тип включает группы: седиментационно-диагенетическую, диагенетическую, катагенетическую, метагенетическую, гидротермально-метасоматическую, гидротермально-эпигенетическую. Остальные типы не дифференцируются на генетические группы.

Следует коротко остановиться на некоторых терминах, использованных в данной классификации и одновременно рассмотреть какие глинистые минералы составляют основу генетических групп.

Гипергенные глинистые минералы—минералы древних кор выветривания, образовавшиеся на разных субстратах и в дальнейшем не вовлеченные в осадочный процесс. Сюда относятся каолинит и гидрослюда $2M_1$, встречающиеся в составе латеритовых и бокситоносных пород. *Аллотигенные глинистые минералы*—минералы, снесенные в бассейн седиментации с суши и захороненные здесь без изменений. Распространены почти во всех формациях. *Трансформированные глинистые минералы*—минералы, подвергшиеся частичной деструкции на суше и перенесшие заметные изменения в бассейне седиментации. Они представлены смешаннослойными минералами типа Г-М и Х-М, а также подвижным хлоритом. На основе геологических критериев автор предположительно выделяет две генерации Г-М: диагенетическую и позднекатагенетическую. Первая, вероятно, образуется по деградированной гидрослуде; подвижных слоев в них гораздо меньше, чем неподвижных; встречается в незначительных количествах (как второстепенная примесь) и характерна для глин низкой степени изменения; распространена в орогенных формациях. Вторая образуется по монтморилло-

ниту в стадию позднего катагенеза; является порообразующим минералом в глинах позднегеосинклинальных формаций. Подвижный хлорит и X-M встречаются только в глинах красноцветной формации, образовавшихся в условиях вертикальной климатической зональности.

Аутигенные глинистые минералы — минералы, сформировавшиеся в бассейнах седиментации — независимо от источников, способа и времени образования. Эти факторы учитывались при дифференциации аутигенных минералов на генетические группы. *Седиментационно-диагенетическая* группа включает глинистые минералы, синтез которых начинается в морской воде и завершается в осадках. Сюда относятся монтмориллонит позднегеосинклинальных и орогенных формаций, палыгорскит и Г1М орогенных формаций. К *диагенетическим* относятся минералы, образовавшиеся в осадках (или слабо литифицированных осадках); в эту группу входят каолинит угленосных формаций, монтмориллонит и Г1М некоторых позднегеосинклинальных и орогенных формаций. В данном случае Г1М представлен глауконитоподобными зелеными слюдами и псевдоморфозами по органическим остаткам. К *катагенетическим* относятся глинистые минералы, образовавшиеся в литифицированных осадках. Сюда относятся Г-М, Г1М и Г2М₁. В стадию позднего катагенеза Г-М развивается по монтмориллониту, Г1М — по средним и основным плагиоклазам, стеклу и обломкам пород; в самую позднюю стадию Г1М трансформируется в Г2М₁. Эти минералы распространены в многогеосинклинальных (субплатформенных), раннегеосинклинальных, отчасти (Г-М) в позднегеосинклинальных формациях. В *метагенетическую* группу входят глинистые минералы, образовавшиеся в метаморфизованных породах. Обычно это сланцы, ассоциирующие с кварцито-песчаниками или перекристаллизованными карбонатными породами, находящимися на уровне раннего метазенеза. Сюда относятся Г2М₁, мусковит 2М₁, парагонит 2М₁ и железисто-магнезиальный хлорит. Эти минералы распространены в наиболее древней формации субплатформенного ряда и в терригенных формациях раннегеосинклинального этапа. *Гидротермально-метасоматическая* группа включает минералы, образовавшиеся в результате обменных реакций между гидротермальными растворами и вулканогенными (преимущественно пирколастическими) породами. Сюда относятся монтмориллонит, хлорит (щелочной метасоматоз), каолинит, пиррофиллит, серицит, хлорит, пиррофиллит-монтмориллонит, монтмориллонит (кислый метасоматоз, сменяющийся постепенно нейтральным и щелочным). Минералы этой группы распространены в позднегеосинклинальных формациях. Наконец, к *гидротермально-эпигенетической* группе относится палыгорскит (горная кожа), химически осажденный из ювенильных растворов, обогащенных соответствующими катионами за счет вмещающих пород. Он также встречается в формации позднегеосинклинального этапа.

В заключение нужно отметить, что предлагаемая генетическая классификация глинистых пород и минералов основана на материале кон-

кретного региона и поэтому не исключено, что в дальнейшем она может быть в деталях усовершенствована.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 19.XII.1978.

Ի. Ք. ՊԵՏՐՈՍՈՎ

**ԿԱՎԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԵՎ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԻ ԳԵՆԵՏԻԿ ԴԱՍԱԿԱՐԳՈՒՄԸ
ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ ԵՎ ՀՐԱԲԵԱԾԻՆ-ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ
ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐԻ ԿԱՎԵՐԻ ՈՐԻՆԱԿՈՎ**

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում առաջին անգամ տրվում է Հայկական ՍՍՀ մինչևանտրոպոգենի ֆորմացիաներում հանդիպող կավային ապարների և միներալների գենետիկ դասակարգումը: Ապարները և միներալները ստորաբաժանվում են միևնույն կարգի դասակարգման միավորների՝ գենետիկ տիպերի, խմբերի և ընտանիքների: Առաջարկվող դասակարգումը կարող է ունենալ ընդհանուր նշանակություն, մասնավորապես այն կավային գոյացումների համար, որոնք տարածված են գեոսինկլինալների ներքին զոնաներում:

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология Армянской ССР, т. V, Литология. Изд. АН Арм ССР, 1974.

УДК 553.061.11

Р. Б. ЯДОЯН

СПЕЦИАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Весь комплекс геологоразведочных работ на подземные минеральные воды, как известно, подразделяется на следующие стадии:

1. Региональные гидрогеологические исследования.
2. Поиски.
3. Предварительная разведка.
4. Детальная разведка.
5. Эксплуатационная разведка.

Необходимость проведения каждой из этих стадий и предусматриваемый объем геологоразведочных работ в них диктуется типом месторождения и сложностью геолого-гидрогеологических условий данного объекта, рядом геолого-экономических показателей, степенью изученности территории и величиной заявленной потребности. Исходя из вышеприведенных и ряда других факторов, отдельные стадии комплекса геологоразведочных работ могут быть объединены или опущены.

Поисковая стадия. Геологоразведочными работами на этой стадии изучаются территории с аномальными гидрогеологическими характеристиками, установленными по общегеологическим соображениям или другим региональным оценкам.

Выделяются площади, которые после детальных исследований могут оказаться месторождением, наиболее перспективным для освоения народным хозяйством.

Основными видами геолого-гидрогеологических исследований поисковой стадии являются комплексные геолого-гидрогеологические съемки средних (М 1:200000) и более крупных (М 1:25000) масштабов.

Съемки проводятся с применением геофизических методов исследований: электроразведочных, магниторазведочных, тепловых съемок, специальных гидрохимических, эманационных, термометрических, газовых маршрутных обследований, бурения поисково-разведочных скважин, отбора поверхностных и глубинных проб воды на газовый, химический и другие анализы.

Весьма важными являются комплексные режимные наблюдения за естественными проявлениями и искусственными выходами подземных вод и за поверхностными водотоками и водоемами исследуемой территории.

Выявляются ландшафтно-геоботанические и другие характеристики района.

Для выбора группы наложенных впадин и оценки степени их перспективности на минеральные воды, нередко требуется проведение поисково-съёмочных работ на значительных площадях. Средне- и крупномасштабной комплексной съёмкой часто охватываются значительные площади, что связано с большими затратами.

В настоящее время все большее развитие в геологических исследованиях получают дистанционные, преимущественно аэросъёмочные методы, дающие весьма высокий практический и экономический эффект.

Целесообразность использования метода спектральной съёмки назначенных объектов из космоса в решении ряда геологических задач и, в том числе, в изучении различных видов подземных вод доказывается рядом успешно проведенных исследований [10, 3].

Космическое фотографирование и телевизионная съёмка, микроволновая и радиолокационная съёмки позволяют охватывать большие территории и получать разностороннюю информацию, в т. ч. и о подземной гидросфере. Космические методы дают возможность непосредственно или косвенно изучать подземные воды, распределение их по площади, условия питания, стока и разгрузки. Космическая съёмка эффективна при изучении взаимосвязи поверхностных и подземных вод. Она дает возможность выявлять очаги разгрузки подземных вод в реках, озерах и морях, оконтуривать участки распространения загрязнений и прослеживать во времени границы пресных, соленых и загрязненных вод, обнаруживать гидротермы, талики и наледи, картировать районы их развития, уточнять геолого-тектоническое строение территории и распространение водоносных и водоупорных пород разного состава, выявлять наличие, глубину залегания и примерную минерализацию грунтовых вод в аридных областях, оценивать влажность почвогрунтов.

Так, на базе спектральной и инфракрасной съёмки Земли (ИСЗ) были оценены гидрогеологические условия крупных площадей в дельте р. Кавэри, Индия, штат Тамил Наду [8].

Из работ, осуществленных в последнее время в СССР, следует указать на успешную интерпретацию данных космосъёмки территории Б. Кавказа, проведенную с целью выяснения региональных закономерностей распространения термоминеральных вод [1].

Недавно осуществлен успешный опыт дешифрирования космоснимков для гидрогеологических задач и по территории Армянской ССР [4].

А. В. Садов и Л. Г. Химичев в качестве опорного региона для отработки методических приемов применения космофотоснимков для гидрогеологических целей в горных районах взяли вулканический массив г. Арагац и сопредельные территории. Использовались космофотоснимки (КФС), полученные с пилотируемого космического корабля «Союз-12», и среднемасштабные панхромические аэрофотоснимки (АС).

Оценены общие гидрогеологические особенности территории, получена возможность уточнить как схему гидрогеологического районирования массива, так и границы этой области с сопредельными территориями. Гидрогеологическая область массива г. Арагац от сопредельных территорий отделяется крупными дизъюнктивными нарушениями фундамента. Кроме того, в области выделяются районы, границами которых служат сбросы с вертикальными перемещениями блоков фундамента. Наконец, установлением более мелких структурных элементов отдельных разнонаклонных блоков фундамента выделены гидрогеологические подрайоны с соответствующими направлениями движения подземного стока.

Такое гидрогеологическое районирование массива г. Арагац дает общее представление о глубинном гидрогеологическом строении изучаемой территории, что позволяет обоснованнее подходить к дальнейшим гидрогеологическим работам.

В целом необходимо сказать, что возможность изучения глубинной гидрогеологической обстановки, выявление основных гидрогеологических закономерностей распределения подземного стока, пути его движения и разгрузки и, наконец, гидрогеологическое районирование этих сложнопостроенных и иногда труднодоступных областей полностью доказывает перспективность и эффективность применения КФС для региональных гидрогеологических построений в горных районах.

Территория республики покрыта крупномасштабной аэро- и радиолокационной съемкой. Использование материалов радиолокационных съемок земной поверхности с воздуха для территории республики и, в частности, для дешифрирования и уточнения контуров распространения наложенных впадин, впервые произведено автором. Работы эти продолжаются, однако с уверенностью можно сказать, что в совокупности с дешифровкой аэрофотоснимков они дают положительные результаты, в особенности в выявлении структурных элементов.

Следовательно, для планирования детальных исследований на минеральные воды в горноскладчатых регионах анализ материалов аэрокосмических съемок весьма перспективен и необходим.

Другим методом исследований, заслуживающим внимания на стадии поисков, является инфракрасная съемка.

Разгрузка термоминеральных вод по системам трещинных каналов приводит к формированию аномальных тепловых полей в приповерхностных частях наложенных впадин. Температурная контрастность этих аномальных зон зависит от ряда геолого-гидрогеологических и климатических факторов, причем очевидно, что при прочих равных условиях контрастность аномалий будет возрастать с уменьшением мощности экранирующих грунтовых потоков.

Аэротермосъемкой, проводимой совместно с аэрофото и аэромагнитной съемками, на обширных территориях удается выявлять площади локализации подземных минеральных вод [2, 1].

Выявление ограниченных, температурно отличных зон и участков нарушений существенно облегчает ведение поисковых работ, позволяя сосредоточить усилия на локальных участках территории целенаправленно и малыми средствами.

В настоящее время имеется удачный опыт применения спутниковой и воздушной инфракрасной съемки местности с целью выявления перспективных площадей термоминеральных вод в Италии, США, Новой Зеландии, Японии и др. [5, 7, 9, 6 и др.]. Так, на основании такой съемки в Новой Зеландии составлены карты, на которых выделены территории: а) с нормальной (фоновой) температурой; б) с температурой, повышенной на 1—3°C против фоновой; в) с температурой, более чем на 3°C повышенной против фоновой.

Одновременно с этим было выявлено, что трехградусный контур совпадает с границей между районами с кондуктивными и конвективными теплоточками, то есть прослежено положение глубинных питающих зон.

В соответствии с программой технической помощи ООН в Эфиопии была завершена воздушная инфракрасная съемка, позволившая установить около 100 термических аномалий, тяготеющих к некоторым линейным поясам, протяженностью в десятки километров. Эти аномалии также оказались очагами разгрузки с высокой температурой термоминеральных вод.

На термографии участка в бассейне р. Лихай (Пенсильвания, США) четко выделена область разгрузки подземных вод. На снимке шельфовой зоны у берегов Ямайки выделены аномальные течения, маркирующие выходы пресных вод на дне моря, а на снимке бассейна г. Колумбии—водоносные ледниковые отложения. Ценные гидрогеологические показатели получены при дешифрировании космических снимков территории Пакистана, а также района оз. Онтарио.

Вышеописанными исследованиями установлено, что применение метода аэротермоманитной съемки, комплексированной с ограниченными объемами наземных поисковых работ, существенно ускоряет получение конечных результатов и снижает величины затрат.

Вслед за оконтуриванием площадей развития подземных минеральных вод проводится детализированное изучение этих территорий, с применением более трудоемких съемок: структурной, термической, эманационной (почвенной), гидрохимической, газовой и др.

Поисковые работы завершаются выделением наиболее перспективных площадей (месторождений), а в их пределах—участков развития водоносных горизонтов или трещинных зон, которые следует изучить более детально на стадии разведки.

В соответствии с предварительными технико-экономическими соображениями для дальнейших работ выбираются те территории, которые отличаются наиболее благоприятными условиями для проведения разведочных работ.

Одним из наиболее важных результатов поисковых работ должно быть выяснение вопроса о том, какой из наиболее вероятных типов месторождений может быть характерен для той или иной перспективной территории.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 13.V.1979.

Ռ. Ր. ՅԱԳՈՅԱՆ

ԹԵՐՄՈՀԱՆՔԱՅԻՆ ՋՐԵՐԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՈՐՈՆՈՂԱԿԱՆ
ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՀԱՏՈՒԿ ՄԵԹՈԴՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Թերմոհանքային ջրերի հայտնաբերման և ուսումնասիրման գործում հատուկ նշանակություն պետք է տրվի աերոկոսմիկական, ինֆրակարմիր և աերոթերմոմագնիսական հանույթներին, որոնք զգալիորեն արագացնում են վերջնական արդյունքների ստացումը և նվազեցնում ծախսերը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Вартанян Г. С.* и др. О возможностях изучения закономерностей распространения минеральных вод с применением метода многоступенчатой генерализации. В сб. «Закономерности формирования и распространения минеральных вод СССР», М. «Наука», 1975.
2. *Вартанян Г. С.* Некоторые факторы формирования и эволюции водонапорных систем в магматогенно-метаморфических массивах. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XVIII, вып. I, 1973.
3. *Пшенина Н. А.* Возможности изучения рельефа Центральной Сахары (Ливия) при помощи космических снимков. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1973.
4. *Садов А. В. Химичев Л. Г.* Опыт использования материалов космической съемки для гидрогеологических исследований в горных районах. Изв. высш. учебн. заведений, Геология и разведка, № II, 1976.
5. *Del Grande, Kerr N.* An advanced airborne infrared method for evaluation geothermal resources. III—16 Abstracts II UN symp. on the develop. and use of geotherm. resurc. S—Francisco, Calif., 1975.
6. *Deutch Morris.* "Survey of remote sensig applicallons" Water Well. J., 1974, 28, № 7.
7. *Dickinson D. J.* An airborne infra-red Survey of the Tanra geothermal field, New Zealand, III—17, Abstracts II UN Symp. on the develop. and use of geotherm. resourc. S—Francisco, Calif., 1975.
8. *Ozaray G.* Hydrogeological Studies of Kotepally Catchment in Hyderabad (A. P.) Pesed on Aerial Photographs. International Symposium on development of ground Water Resources. November 26—29, 1973, Madras India.
9. *Hodder David T.* Comparison of Satellite and airborne infrared line scanning of Ethiopia for Geothermal exploration. III—41, Abstracts II UN Symp. on the develop. and use of geothermal resources, S.—Francisco, Calif., 1975.
10. *Webber F. G.* Environmental studies using earth orbital photography (photogrammetria). Elsevier—Amsterdam, vol. 21, 1969.

УДК 550.36.361

Р. Т. МИРИДЖАНИЯ

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУРЫ ГЛУБИННЫХ СЛОЕВ
ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Для понимания состояния вещества и термодинамических условий протекания геологических процессов на глубине определяющее значение имеет знание температуры слоев.

В Армении, вследствие ограниченной глубины пробуренных скважин, распределение температуры исследовано в основном в приповерхностных частях, глубиной в несколько сот метров, и только в редких случаях непосредственными наблюдениями температуры охвачены первые километры глубины.

Целью настоящей работы является прогнозная оценка температуры более глубоких слоев земной коры на территории Армении до поверхности Мохоровичича.

Интерес к данному вопросу появляется лишь в последнее время. Пока имеются косвенные и отрывочные сведения о тепловом состоянии глубинных слоев недр Армении [1,4]. В одном случае указывается о возможности наличия в пределах Малого Кавказа с зонами сопряжений большой контрастности в различии температуры на нижней границе земной коры, превышающей 700° , в другом, в основном, ориентируясь на возраст складчатости, приводятся данные о наличии аномального теплового потока мантийного происхождения.

Имеется также расчет температуры на разных глубинах по двум пунктам, расположенным в северо-западной и юго-восточной частях Армянского нагорья [2]. Пункты конкретной привязки не имеют, а использованная модель строения коры гипотетичная. Тем не менее расчетные величины температуры (соответственно 904 и 786° у подошвы коры) являются первыми количественными определениями для территории Армении.

Для прогнозной оценки глубинных температур исходными являлись данные по геологическому строению (сейсмогеологические разрезы), геотермическим исследованиям и радиогеохимии. Расчеты выполнены по известной методике ПОРТ—последовательного определения радиогенного тепла [2]. Фактически произведена экстраполяция поверхностных значений теплового потока на глубину с учетом характера его убывания по мере снятия радиогенного тепла, выделяющегося в пройденном слое. Нарастающая температура у подошвы каждого последующего слоя определяется путем умножения мощности слоя на последний геотермический градиент. Значение последнего определяется по

отношению теплового потока у кровли слоя к среднему значению его теплопроводности. В результате можно рассчитать не только температуру на разных уровнях земной коры, но и отдельно определить теплогенерацию отдельных слоев и всей толщи коры, а также величину подкорового теплового потока.

Заранее отметим, что решать задачу в строгой постановке не представляется возможным, так как необходимые для расчетов конкретные и достоверные данные об изменении с глубиной теплофизических свойств пород и действительном расположении источников тепла отсутствуют.

Оценка температур произведена по двум региональным геолого-геофизическим профилям. Первый из них—Маркара-Пойлы, пересекает почти все геотектонические зоны Армении, а второй профиль охватывает южную прибрежную полосу озера Севан по линии Тазагюх-Мартуни-Арцванист-Варденис.

Земная кора по указанным профилям, как и по всей площади Армении, имеет зонально-блоковое строение, расчлененное структурно-тектоническими швами и системой разнонаправленных субвертикальных разломов, проникающих на глубину 40—50 км. Поверхности различных сейсмогеологических слоев имеют сложный рельеф с большими колебаниями гипсометрических высот. Изменение поверхности «Мохо» имеет амплитуду примерно 20 км. Характерной чертой является также преобладание в большинстве случаев мощности «базальтового» слоя по сравнению с «гранитным» [3].

По профилю Маркара-Пойлы (рис. 1) наблюдаемые значения тепловых потоков закономерно изменяются от величины 1,2 мккал/см².сек в Октемберянской впадине до 2,0 на Апаран-Арзаканском выступе, а затем почти тем же ходом опять доходят до фонового значения в пределах Куринской депрессии. Поверхностная температура (в данном случае температура «нейтрального слоя», с уровня которого начинается постоянный рост температуры с глубиной) обусловлена в основном гипсометрическим положением местности и изменяется в интервале 6—16°C. Мощности отдельных слоев и их изменение по профилю определены на основании сейсмических исследований со станцией «Земля» [3]. Теплопроводность слоев и удельные значения радиогенного тепла, генерирующегося в соответствующем слое, выбраны по литературным данным [2].

Распределение температуры по профилю Маркара-Пойлы и нарастание температуры с глубиной происходит неравномерно, что приводит к большой контрастности температурных условий. В районе наиболее приподнятой части профиля Апаран-Арзаканского выступа геотерма 400° расположена на глубине примерно 16 км, температура на поверхности «Мохо» (39 км) около 900°, в то время как в пределах Октемберянской впадины изотерма 400° проходит в районе границы «Мохо». В Иджеванском прогибе изотерма 400° находится на глубине 25 км, а поверхность «Мохо» имеет температуру 530°. Таким образом на уровне подошвы коры, всего на расстоянии 60—70 км разность тем-

ператур составляет примерно 400—500°. Указанная разность температур должна вызывать термоупругие напряжения в направлении наибольшего перепада температур и обуславливать менее вязкое состояние вещества верхней мантии в пределах центральной части профиля.

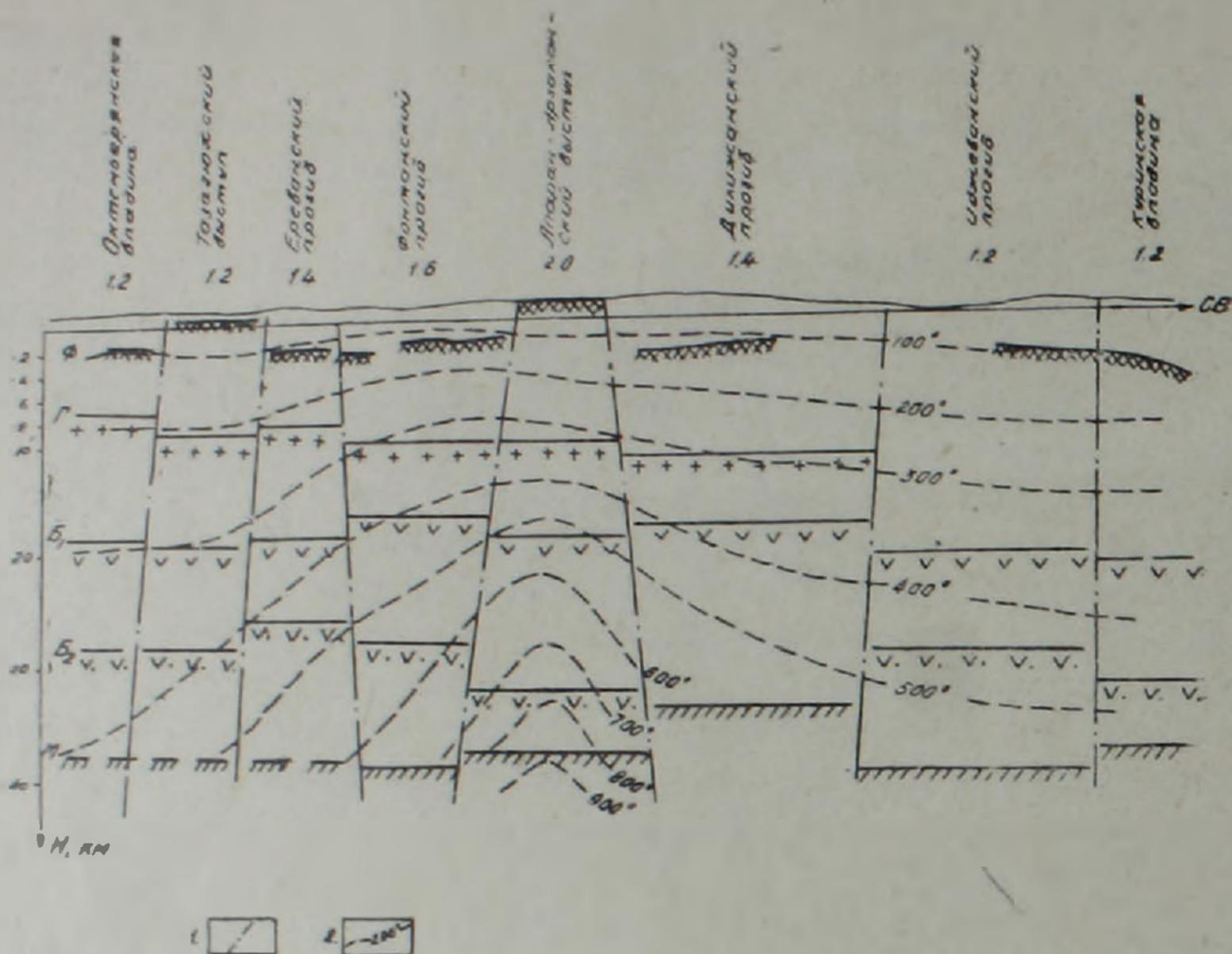


Рис. 1. Сейсмогеотермический разрез по профилю Маркара-Пойлы (сейсмогеологический разрез по Н. В. Гаретовской).
1—глубинные разломы; 2—геоизотермы; Ф, Г, Б, Б₂, М₁—глубинные границы по данным станция «Земля».

Такое предположение вытекает из аналитических расчетов и согласуется с существующим мнением о нечетком переходе (скачке) скоростей сейсмических волн у подошвы коры в пределах Мисхано-Зангезурского геоантиклинального поднятия (данные глубинного сейсмического зондирования) и с выдвинутой гипотезой об источнике региональной геотермической аномалии Центрального района [5].

Принято считать, что основная доля наблюдаемого приповерхностного теплового потока формируется в пределах Земной коры за счет радиогенной теплогенерации в слоях. Остальная часть является мантийной составляющей общего потока. Расчеты по профилю показывают, что с переходом от одной тектонической зоны к другой меняется также соотношение коровой и мантийной составляющих потока, причем мантийная составляющая закономерно увеличивается в сторону высоких температур на границе «Мохо», в пределах Центральной геотермической аномалии, составляя около 40%

Не менее интересная картина распределения температуры наблюдается по профилю Мартуни-Варденис (рис. 2). В районе с. Арцванист по сейсмическим данным установлена вертикально расположенная зона отсутствия обменных волн, которую многие исследователи интерпретируют как шовную зону. Последняя как бы является границей слоев

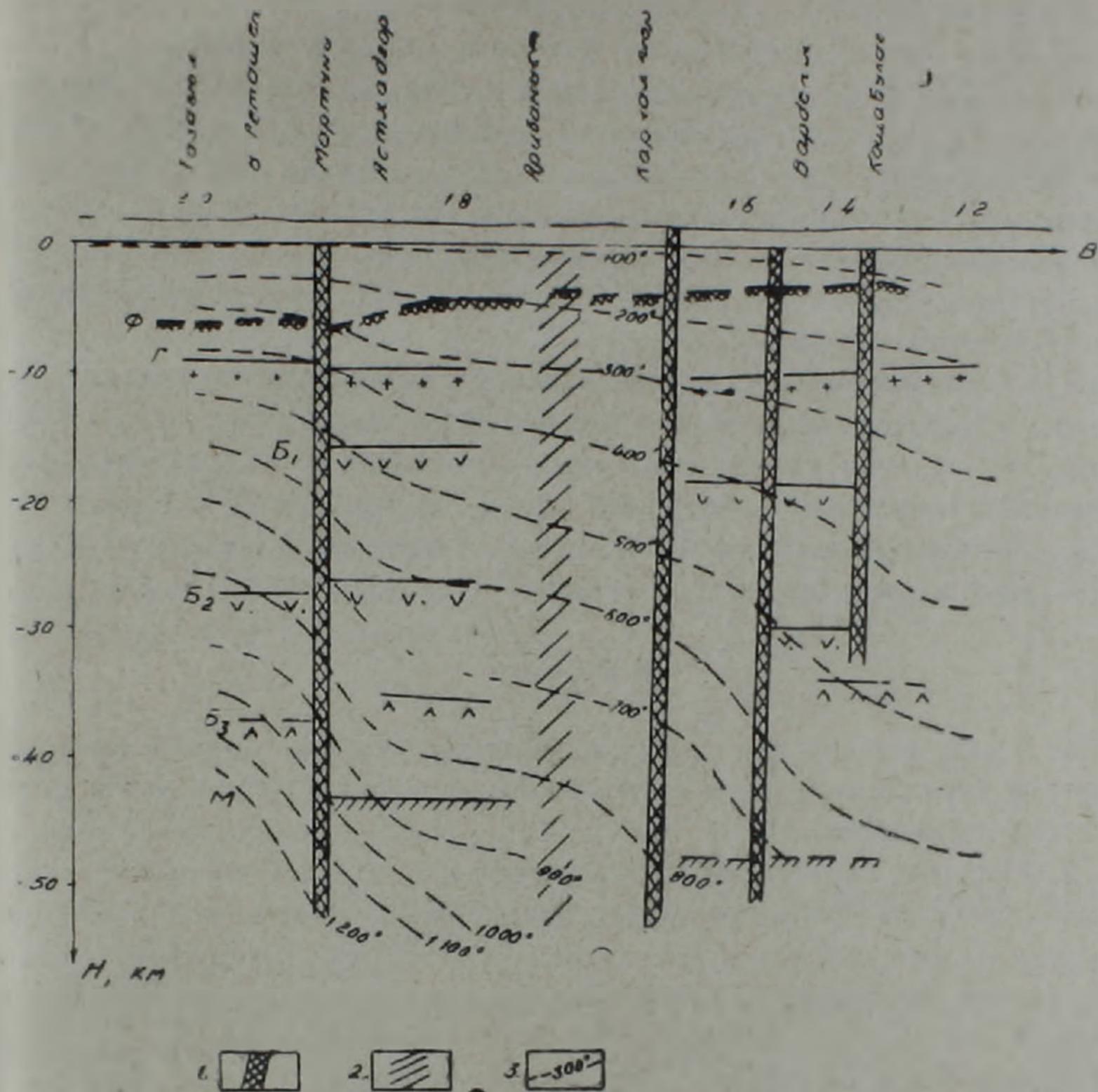


Рис. 2. Сейсмогеотермический разрез по линии Мартуни—Арцванист—Варденис (сейсмогеологический разрез по И. Б. Осиповой).

1—зона тектонических нарушений; 2—зона отсутствия обменных волн; 3—геоизотермы, Ф, Г, Б, Б₂, Б₃, М—глубинные границы по данным станции «Земля».

с разнохарактерным распределением температуры. В западной части разреза, в районе пунктов Мартуни-Тазагюх, входящей в пределы Центральной геотермической аномалии с повышенными значениями геотермического градиента и интенсивной плотности теплового потока, изотерма 400° расположена примерно на глубине 10 км, а у границы «Мохо» температура имеет значение более 1000°. В сторону пос. Варденис происходит быстрое убывание температуры. Одновременно в этом же направлении таким же образом происходит изменение доли мантийной составляющей теплового потока.

Если выбранные модели строения коры, характер теплогенерации и теплопроводность слоев близки к действительности, то верхняя мантия в левой части профиля должна находиться в расплавленном состоянии.

При расчетах во внимание принимался только кондуктивный характер теплопередачи и исключались другие виды теплопереноса. Не учитывалась также возможность наличия в коре локальных источников тепла. Учет вышеперечисленных факторов намного усложнит расчеты и, безусловно, будет влиять на расположение геоизоترم. Решение задачи на таком уровне должно стать предметом особого рассмотрения. Тем более, что по сейсмическим и электромагнитным исследованиям на территории Армении в пределах, в общих чертах совпадающих с региональной геотермической аномалией, обнаружены слои с пониженными скоростями сейсмических волн и с повышенной электропроводностью (И. В. Гаретовская, В. О. Яникян). Весьма вероятно, что эти слои насыщены высокотемпературными, хорошо проводящими водами или представлены породами в частично расплавленном состоянии. Любопытно, что верхняя кромка вышеуказанных слоев по результатам формальной интерпретации находится где-то на глубине 8—13 км—ниже расположения геоизотермы 400° , то есть в интервале температур, когда должна происходить дегидратация пород ($400\text{—}800^{\circ}\text{C}$).

В ы в о д ы

1. Распределение температуры по слоям земной коры в пределах Армении (на примере двух региональных профилей) отличается большой контрастностью.

2. В энергетическом отношении самой насыщенной является земная кора в пределах Центральной региональной геотермической аномалии, в общих чертах совпадающей со сводовой частью Армянского мегантиклинория, где геоизотерма 400°C расположена на глубине 10—16 км, температура на поверхности «Мохо» оценивается в интервале $900\text{—}1200^{\circ}\text{C}$.

3. Расчеты дают основание предполагать увеличение мантийной составляющей теплового потока по мере роста последнего, наблюдаемого в приповерхностных частях.

4. Распределение температуры по глубине в различных тектоноструктурных зонах, определяемой методом ПОРТ, согласуется с предполагаемыми температурными условиями выявленных зон пониженных скоростей сейсмических волн и повышенной электропроводности пород.

Управление геологии Совета Министров
Армянской ССР

Поступила 22.VI.1979.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՈՂ ՏԱՐԱՄՔՈՒՄ ԵՐԿՐԱԿԵՂԵՎԻ ԽՈՐՔԱՅԻՆ ՇԵՐՏԵՐԻ
ՋԵՐՄԱՍՏԻՃԱՆԻ ԿԱՆԵԱՏԵՍՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հիմք ընդունելով մակերեսին մոտ շրջաններում որոշված ջերմային հոսքի բանակը, ասպարներում ռադիոսակտիվ տարրերի տրոհումից արտադրված ջերմությունը և ջերմաֆիզիկական հատկանիշների փոփոխությունը, ինչպես նաև տեղանքի սեյսմաերկրաբանական կտրվածքի առանձնահատկությունների կարելի է կանխատեսել ջերմության աճի բնույթը ըստ խորության տարբեր տեկտոնիկական գոտիներում՝ ընդհուպ մինչև Մոխորովիչիչի մակերևույթը: Ջերմաստիճանի բաշխումը կտրվածքներում խիստ հակադիր է: Ռեգիոնալ պեոթերմիկ անոմալիայի գոտու սահմաններում 400° իզոթերմն անցնում է $10-16$ կմ խորություններով, իսկ Մոխորովիչիչի մակերևույթը գտնվում է $900-1200^\circ$ տակ:

Ստացված ջերմաստիճանային բաշխման պատկերը համահնչուն է սեյսմա—և էլեկտրաչափական մեթոդներով հայտնաբերված տարածման ցածր արագության սեյսմիկ ալիքների և բարձր էլեկտրահաղորդականության ասպարների տեղադրման խորություններին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аветисянц А. А., Макаренко Ф. А., Сергиенко С. И.—Тепловой поток в Закавказье. Доклады АН СССР, том 222, № 3, 1975.
2. Боганик Н. С.—Радиогенное тепло Земной коры Русской платформы и ее складчатого обрамления. «Наука», 1975.
3. Гаретовская И. В. Изучение глубинного строения Армении по близким землетрясениям, регистрируемым станциями «Земля». В кн. «Геофизические поля и сейсмичность», «Наука», 1975.
4. Гордиснко В. В.—Тепловые аномалии геосинклиналей. «Наукова думка», Киев, 1975.
5. Мириджанян Р. Т.—О природе аномально повышенного геотермического поля Центрального района Армянской ССР и вопрос его сейсмичности. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1974.

УДК 550.85

М. П. ВОЛАРОВИЧ, А. Т. ВЕГУНИ, Е. И. БАЮК, Г. Ш. ШАГИНИАН

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ НА СКОРОСТЬ И ПОГЛОЩЕНИЕ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН В АНДЕЗИТОВЫХ ПОРОДАХ АРМЕНИИ ПРИ ДАВЛЕНИИ ДО 15 кбар

Исследование физических характеристик горных пород в условиях высоких термодинамических параметров важно при изучении строения и состава земной коры и верхней мантии. В настоящее время имеются данные об упругих свойствах горных пород при высоких давлениях и комнатной температуре [4,5,8]. Известны немногочисленные сведения о влиянии температуры на скорости упругих волн в горных породах, испытанных при высоких давлениях [1,8,3,9—11, 13]. Литературные данные о поглощении продольных волн в образцах горных пород получены в основном при комнатной температуре и атмосферном давлении. Имеются только несколько работ о влиянии температуры на поглощающие свойства горных пород при атмосферном давлении [2] и влиянии давления до 4 кбар при комнатной температуре на поглощение упругих волн в горных породах [3]. Результатов о поглощении упругих волн при одновременном воздействии высоких давлений и температур не известно. Между тем поглощающие свойства горных пород земной коры изменяются в несколько раз больше, чем скорости упругих волн. В связи с этим важным является комплексное экспериментальное исследование скоростей и поглощения упругих волн в различных горных породах при одновременном воздействии высоких давлений и температур.

Опыты проводились в проблемной лаборатории экспериментальной сейсмологии Ереванского политехнического института на установке, аналогичной той, которая ранее была сконструирована и изготовлена в лаборатории высоких давлений Института физики Земли АН СССР [6]. На рис. 1 показан разрез канала камеры высокого давления. Камера представляет собой цилиндр 1, изготовленный из твердого сплава ВК—8, запрессованный в остальное кольцо с натягом, обеспечивающим эффективную боковую поддержку (на рис. 1 стальное кольцо не показано). Канал камеры с одной стороны запирается подвижным поршнем 2, а с другой—электроводом 3. Внутри камеры помещается составной нагреватель 4. Пьезокварцевые датчики 5 частотой 2 мгц монтируются непосредственно на испытуемом образце 6 диаметром 12 мм, длиной 20 мм. Они позволяют проводить измерения скорости упругих волн до 800°C и выше. Температура образца горной породы измеряется с помощью хромель-алюмелевой термопары 7, за-

щищенной фарфоровыми трубками. Термопара выводится через пазы в нижней опорной плите. Нагреватель и электроввод изолируются от камеры высокого давления пирофиллитовыми цилиндрами 8, служащими электро- и теплоизоляторами, а также средой, передающей давление на образец, и слюдяной прокладкой 9.

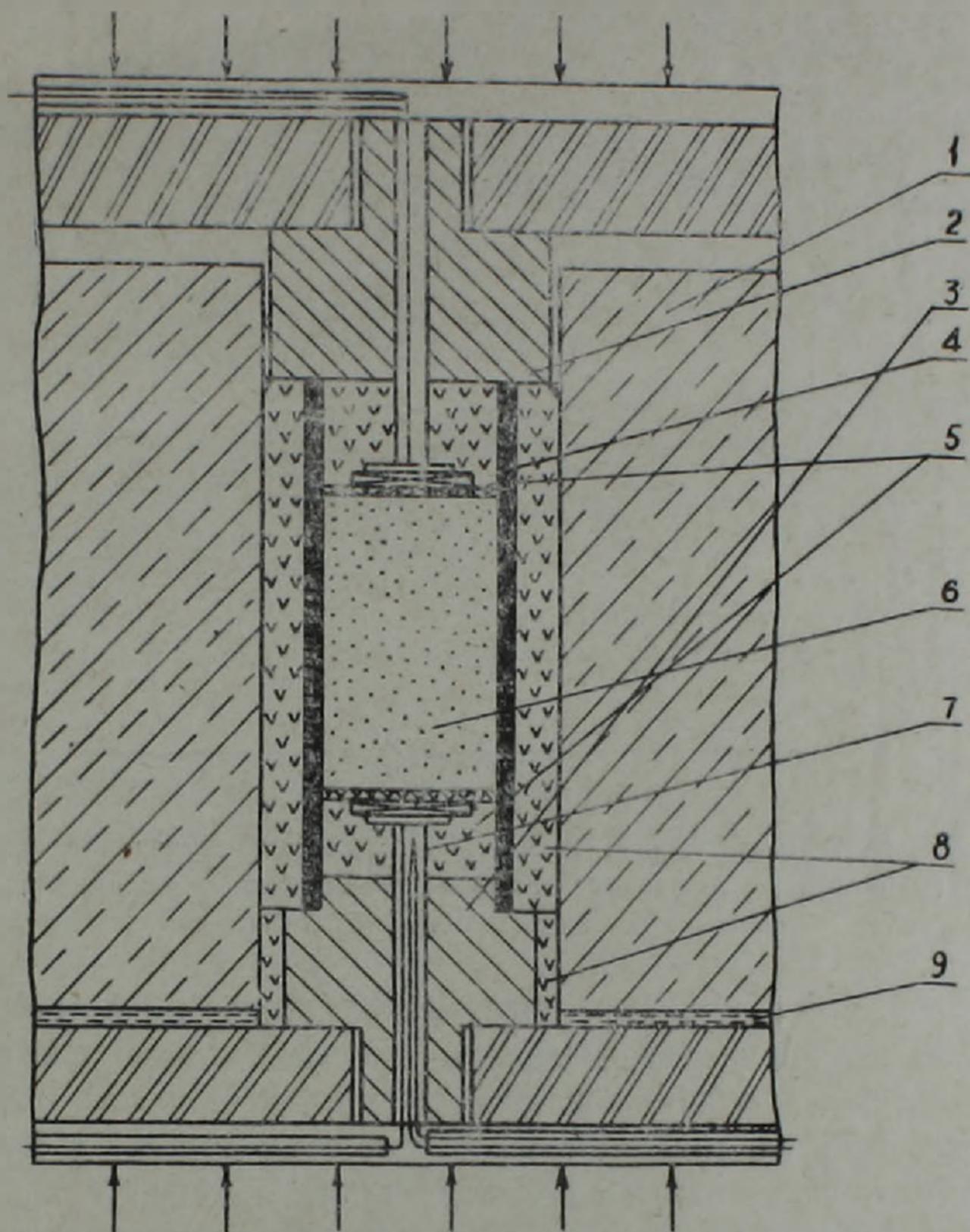


Рис. 1. Установка камеры высокого давления и температуры: 1—камера, 2—поршень, 3—электроввод, 4—нагреватель, 5—пьезодатчик, 6—образец, 7—термопара, 8—пирофиллит, 9—изоляция из слюды.

При изучении температурного поля в камеру вводятся одновременно 2—3 термопары, которые контролируют температуру в центре образца, для чего в ней просверливается отверстие, у торцов и у образующей образца. При 700°C различие температуры между торцовой и центральной частью образца составляет 10°C , а радиальный градиент не превосходит $0,8 \text{ мм град}$. Особое место в методических опытах было уделено вопросу распределения давления в камере высокого давления, так как в качестве среды, передающей давление, использовался пирофиллит. На рис. 2 приведены результаты для скоростей продольных волн, полученные для андезита на двух установках, когда сре-

дой, передающей давление, служит свинец—верхняя кривая и пиррофиллит—нижняя кривая. Из рисунка видно, что данные существенно отличаются друг от друга. Это вызвано тем, что при комнатной температуре и малых давлениях пиррофиллит не обладает пластичностью, и давление в образце породы оказывается в этом случае далеко не гид-

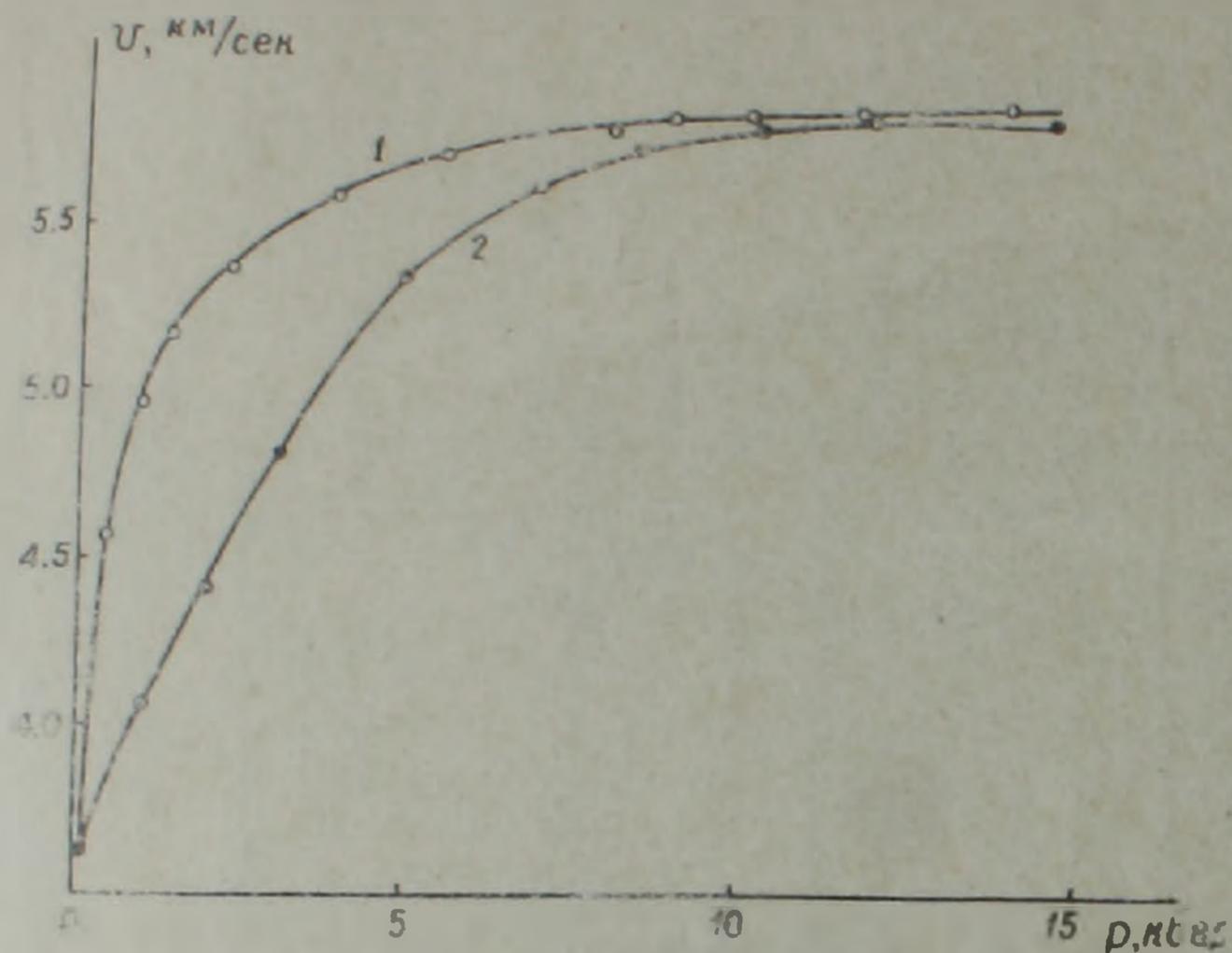


Рис. 2. Зависимость скорости продольных волн от давления, для андезита: 1—образец в свинцовой оболочке, 2—образец в пиррофиллитовой оболочке без предварительного нагрева.

ростатическим. В результате в образце появляются микротрещины, которые в начальном интервале давлений сильно снижают скорость упругих волн. В дальнейших опытах после предварительного обжатия до нескольких кбар пиррофиллитовая оболочка нагревается до 150°C. После двух-трех циклов нагрева пиррофиллит, передающий давление, становится достаточно пластичным, и напряжение в испытуемом образце получается близким к гидростатическому. Результаты опытов, проведенных по этой методике для андезита и минерала данбурита, изображены на рис. 3. Как видно, в этом случае получается хорошее совпадение результатов. Большое внимание было уделено последовательности проведения эксперимента, т. е. температура в камере повышалась не раньше, чем давление достигало 4—5 кбар.

Метод измерения скоростей продольных волн отличается от ранее известных тем, что одновременно используются три пьезодатчика ультразвука вместо двух. Излучатель из пьезокерамики ЦТС располагается в наковальне, вне зоны влияния высокой температуры (на рис. 1 излучатель не показан). Два других из кварца монтируются непосредственно на образце и служат приемниками. Время прохождения ультразвука через образец определяется по разнице между временем пер-

вого вступления в обоих приемниках. Использование такой методики измерения скоростей продольных волн позволяет одновременно на том же образце определить поглощение упругих волн посредством наблюдения за изменением амплитуды первого вступления в двух приемниках.

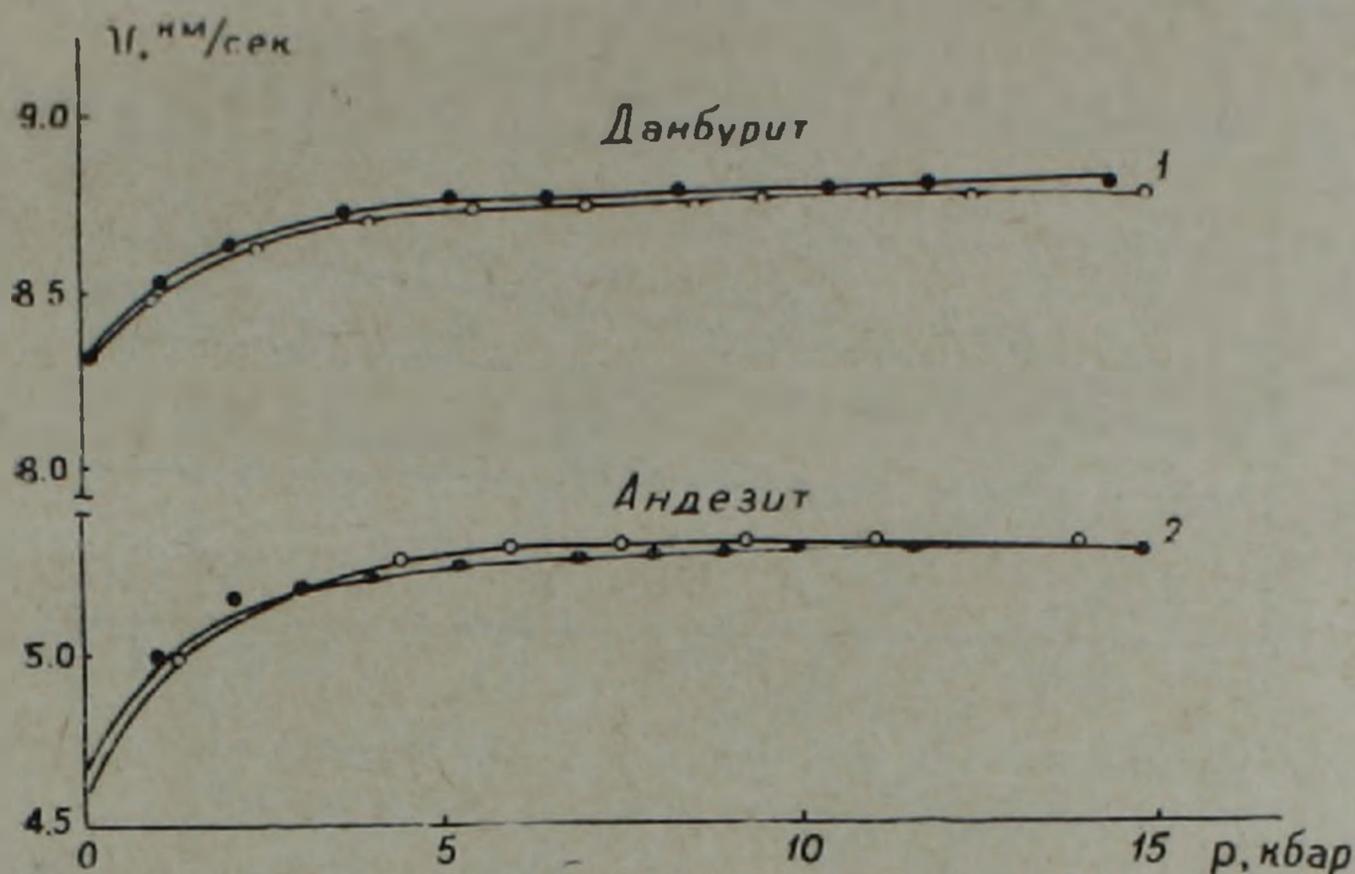


Рис. 3. Зависимость скорости продольных волн от давления для минералов дамбурита (1) и андезита (2), точки—образец в свинцовой оболочке, кружки—образец в пирофиллитовой оболочке с предварительным нагревом.

Влияние температуры на скорость продольных волн при высоких давлениях было изучено для андезитов Армении, которые ранее исследованы в условиях высоких давлений при комнатной температуре [7]. Андезиты относятся к эффузивным породам и, являясь излившимися аналогами кислых пород, характеризуются, как правило, более низкими скоростями продольных волн, чем интрузивные породы и менее резким возрастанием их при высоких давлениях. Это объясняется петрографическими особенностями структуры эффузивных пород: наличием объемной пористости и стекловатого вещества. На рис. 4 показано влияние температуры до 60°C на скорость v при 10 кбар для двух образцов андезита с различным содержанием стеклообразного вещества. Как видно из рис. 4 и таблицы 1, температура почти не влияет на скорость продольных волн в андезитовых породах при высоких давлениях, а в некоторых случаях (образец 4402) даже немного увеличивается с повышением температуры. По-видимому, наличие стеклообразной массы влияет на характер изменения v с температурой, причем в андезите 4402 содержание стеклообразной фазы больше 70%, чем в андезите 4401—50%. Для того, чтобы убедиться, увеличивает ли содержание стеклообразного вещества скорость с возрастанием температуры, была изучена при высоких давлениях и температурах скорость

продольных волн у кварцевого стекла. Оказалось, что действительно давление у него понижает скорость, а с повышением температуры v возрастает от 5,47 км/сек при комнатной температуре до 5,78 км/сек. при 600°C. Степень изменения скорости для него равна 9,5 м/сек. град. Следует отметить, что ранее Хьюзом был получен аналогичный результат на базальтовом стекле при давлении 7 кбар и 300°C (на рис. 4 пунктир-

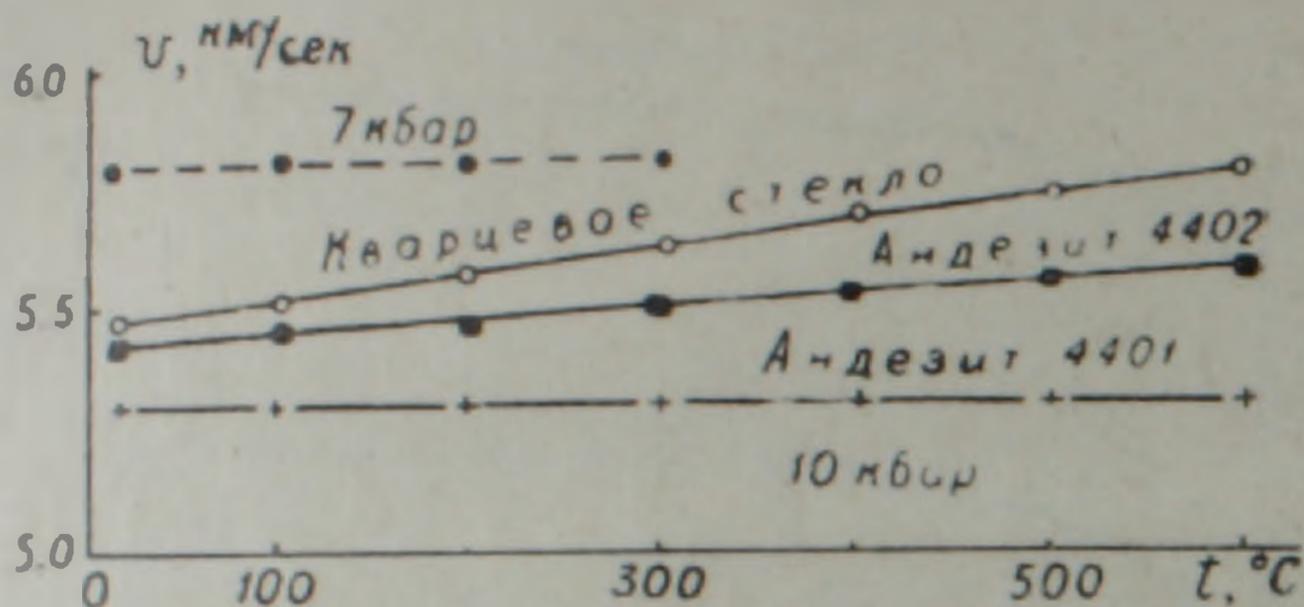


Рис. 4. Изменения скорости продольных волн для кварцевого стекла, андезитов 4401, 4402, пунктирная линия—по данным [13].

Таблица 1

Результаты изучения различных образцов андезитов

№ образца	Наименование породы	$P_{\text{max}} \cdot l_{\text{max}}$ кбар	$\Delta v / \Delta t$ м/сек град	K/v_p 1/град $\times 10^{-6}$	α при 20°C см ⁻¹	α при 500°C см ⁻¹
4401	Андезит (50—60% стекла)	10 600	0	0	0,075	0,281
4404	Андезит (50%)	10 600	0	0	0,067	0,324
4381	Андезит (50%)	10 560	0	0	—	—
4393	Андезит (60%)	10 600	0	0	—	—
4399	Андезит (50—60%)	10 500	0	0	—	—
4403	Андезит (60%)	10 540	-0,083	-1,57	0,165	0,370
4398	Андезит (80%)	10 500	-0,09	-1,54	0,195	0,548
4268	Андезит (80%)	10 600	-0,079	-1,55	—	—
4422	Андезит (70%)	10 600	-0,06	-1,12	—	—
4379	Андезит (80%)	10 600	-0,068	-1,29	—	—
4402	Андезит (70%)	10 600	-0,07	-1,28	0,170	0,387
	Кварцевое стекло	10 600	-0,50	-9,15	0,142	0,208

ная линия), однако автор не мог объяснить такое аномальное явление для базальта [11]. Эксперименты по изучению влияния давления и температуры на скорость v в естественных базальтовых стеклах проводили Б. П. Беликов и Э. А. Тонкова [10]. Полученные авторами результаты хорошо согласуются с нашими данными.

Применение в наших опытах пьезокварцевых преобразователей, установленных непосредственно на образце, позволило наблюдать изменение амплитуды продольных волн после прохождения через образец горной породы, а, следовательно, вычислить коэффициент поглощения α . Определение поглощения упругих волн связано с большими

трудностями, чем скорости, так как при этом требуется учитывать потери за счет расхождения упругой энергии: на преобразование упругой энергии в электрическую и обратно; на излучение в окружающую среду и т. д. Кроме того, коэффициент поглощения, как известно, зависит от частоты. В связи с этим, все эксперименты проводились на частоте 2 мГц, а потери определялись специальными опытами.

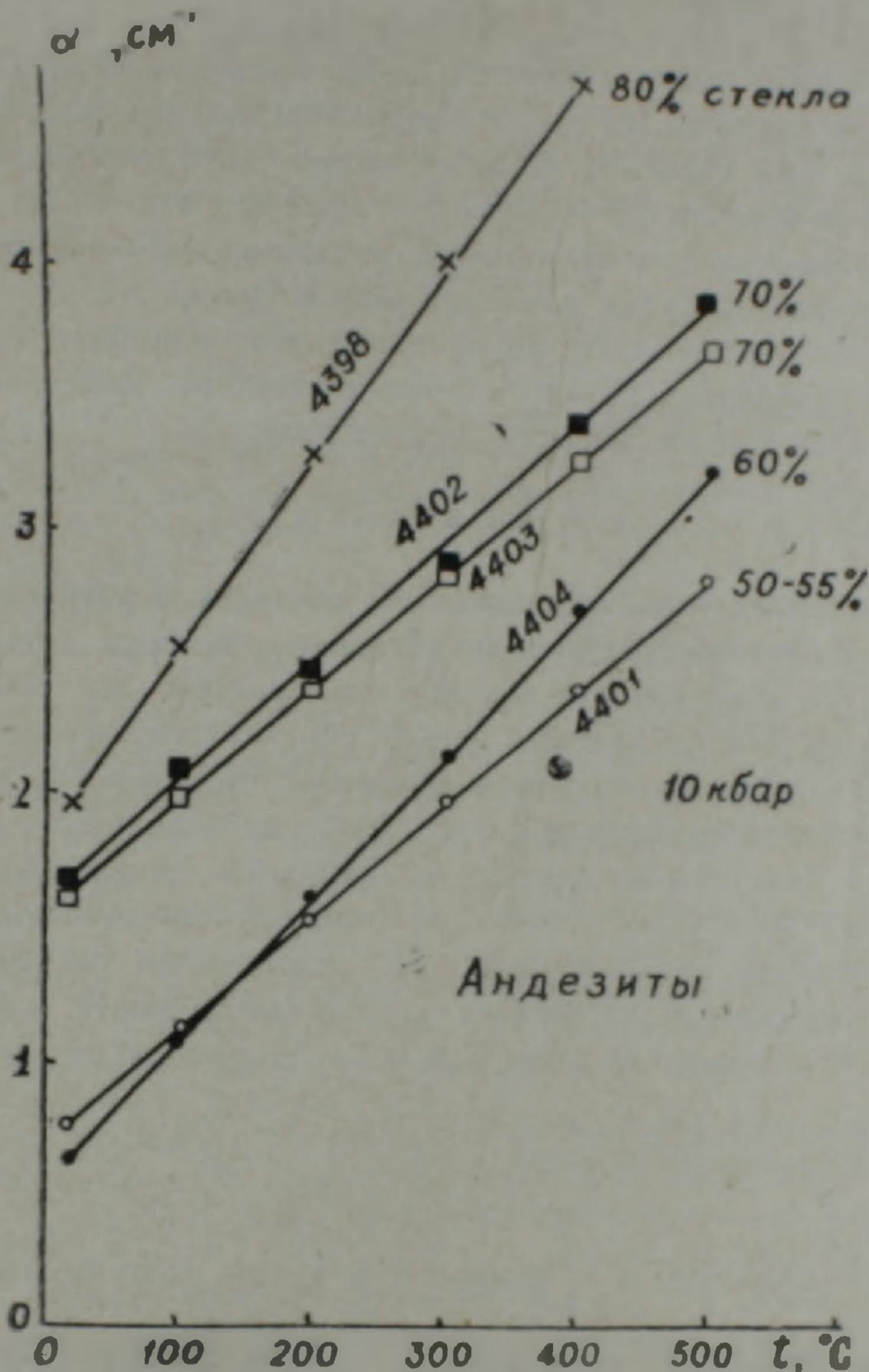


Рис. 5. Изобары коэффициента поглощения для андезитов 4398, 4402, 4403, 4404, 4401 при температурах до 500°C .

Коэффициент поглощения упругих волн в горных породах уменьшается с повышением давления при комнатных температурах, это согласуется с данными А. И. Левыкина [4]. При давлении более 1—2 кбар α изменяется мало, а в интервале 5—15 кбар практически остается постоянным. С повышением температуры от комнатной до $500\text{—}700^{\circ}\text{C}$ в условиях высоких давлений, коэффициент поглощения в андезитовых горных породах увеличивается в несколько раз. Было

изучено влияние стеклофазы на величину коэффициента поглощения в андезитах при высоких давлениях и температурах. Результаты показывают (рис. 5), что при высоком давлении 10 кбар и комнатной температуре, коэффициент поглощения у этих образцов различается почти в 2 раза. В образцах 4401 и 4404 с содержанием стеклообразного вещества 50--60% коэффициенты поглощения соответственно равны 0,075 и 0,067 см⁻¹. А андезиты с большим содержанием стеклообразного вещества (70--80%) характеризуются более высокими значениями коэффициентов поглощения. Из рис. 5 и табл. 1 видно, что под воздействием температуры, при давлении 10 кбар коэффициент поглощения сильно увеличивается и равен 0,3--0,55 см⁻¹ при нагревании до 500°C. Это связано, по-видимому, с наличием в андезитах стеклофазы, которая при высоких температурах начинает размягчаться.

Полученные результаты показывают, что влияние температуры при высоких давлениях на поглощающие свойства андезитовых пород гораздо больше, чем на скорости упругих волн.

Выводы

1. Изготовлена установка высокого давления и разработана методика с тремя пьезоэлектрическими датчиками, которая позволяет при давлении до 15 кбар изучать влияние температуры до 800°C на скорость и поглощение продольных волн в образцах горных пород.

2. Проведенные эксперименты показали, что скорость продольных волн с увеличением температуры при высоких давлениях в эффузивных породах андезитового состава и кварцевом стекле, содержащих стеклообразное вещество, остается постоянной или увеличивается.

3. Поглощение продольных волн с увеличением температуры при высоких давлениях для изученных горных пород почти линейно возрастает, причем гораздо больше, чем скорость продольных волн.

Институт физики Земли АН СССР,
Ереванский политехнический институт

Մ. Պ. ՎԱՍԻՍԻԱՆ, Ա. Թ. ՎԵՂՈՒՆԻ, Ե. Ի. ԲԱՅՈՒԿ, Գ. Շ. ՇԱՀԻՆՅԱՆ

ՋԵՐՄԱՍՏԻՃԱՆԻ ԱԶԴԵՑՈՒԹՅՈՒՆԸ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԱՆԴԵԶԻՏԱՅԻՆ
ԱՊԱՐՆԵՐՈՒՄ ԵՐԿԱՅՆԱԿԻ ԱԼԻՔՆԵՐԻ ԱՐԱԳՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ԿԼԱՆՄԱՆ ՎՐԱ
ՄԻՆՉԵՎ 15 ԿԲԱՐ ՃՆՇՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐՈՒՄ

Ա մ ֆ ո փ ու մ

Ասյարների ֆիզիկական հատկությունների ուսումնասիրությունը բարձր ճնշման և ջերմաստիճանի պայմաններում կարևոր նշանակություն ունի երկրակեղևի և վերին մանտիայի կառուցվածքը և բաղադրությունն ուսումնասիրելիս: Սակայն ներկայումս կան մի քանի աշխատանքներ բարձր ջերմաստիճանի և ճնշման միաժամանակյա ներգործության տակ առաձգական ալիքների

արագության ուսումնասիրման վերաբերյալ ճնշման և ջերմաստիճանի միա-
ժամառակյա ներգործության պայմաններում առաձգական ալիքների կլանման
վերաբերյալ արդյունքներ հայտնի չեն:

Փորձերը դրվել են Երևանի պոլիտեխնիկական ինստիտուտի փորձարարա-
կան սեյսմոտեկտոնիկայի պրորիեմային լաբորատորիայում: Պատրաստված
է բարձր ճնշման սարքավորում և մշակված է մեթոդիկա, որը թույլ է տալիս
ուսումնասիրել մինչև 800°C ջերմաստիճանի ազդեցությունը երկայնակի ա-
լիքների կլանման և արագության վրա լեռնային ապարներում:

Բարձր ճնշման սակ երկայնակի ալիքների արագությունն անդեպիտային
ապարներում ջերմաստիճանի բարձրացումից համարյա չի փոխվում, իսկ
երկայնակի ալիքների կլանումը այս դեպքում խիստ բարձրանում է:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Баюк Е. И., Тедеев Р. В. Скорость продольных волн в образцах горных пород при одновременном воздействии высоких давлений и температуры. Известия АН СССР, Физика Земли, № 8, 1974.
2. Воларович М. П., Гуревич А. С. Исследование динамического модуля упругости горных пород в зависимости от температуры. Известия АН СССР, серия геофизич., № 4, 1957.
3. Воларович М. П., Левыкин А. И., Сизов В. П. Исследование затухания упругих волн в образцах горных пород. Известия АН СССР, серия геофизич., № 3, 1960.
4. Воларович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1964.
5. Воларович М. П., Баюк Е. И., Ефимова Г. А. Упругие свойства минералов при высоких давлениях. М., «Наука», 1975.
6. Воларович М. П., Баюк Е. И., Шагинян Г. Ш. Исследование скорости и поглощения продольных волн в горных породах и минералах при давлениях до 15 кбар и температурах до 600°C. Известия АН СССР, Физика Земли, № 7, 1977.
7. Воларович М. П., Шагинян Г. Ш., Баюк Е. И. Плотность и скоростные характеристики андезитовых пород Армении при высоких давлениях. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 13, 1977.
8. Лебедев Т. С., Корниец Д. В., Шаповал В. И., Корчин В. А. Упругие свойства горных пород при высоких давлениях. «Наукова думка», Киев, 1972.
9. Лебедев Т. С., Корчин В. А., Василяка В. Т. Исследования в гидростатических условиях упругих свойств минерального вещества при высоких термодинамических параметрах. Геофизич. сб., вып. 69, 1976.
10. Тонкови Э. А., Беликов Б. П., Абримова Е. Е. Поведение вулканических стекол в условиях высоких термодинамических параметров. Известия АН СССР, серия геологич., № 5, 1977.
11. Хьюз Д., Моретт К. 1. Скорости упругих волн в гранитах при изменении давления и температуры. 2. Скорости упругих волн в основных изверженных породах при изменении давления и температуры. В кн. «Ультразвук в геофизике», М., «Мир», 1964.
12. Birch F. Elasticity of igneous rocks at high temperatures and pressures. Bul Geol. Soc. Amer., 54, 263, 1943.
13. Matsis'ima S. Compressional wave velocity in olivine nodules at high pressure and temperature. J. Phys. Earth, № 2, 1972.

УДК 550.383(479.25)

С. Р. ОГАНЕСЯН, А. Н. ПУШКОВ, А. Х. БАГРАМЯН, Э. Г. ГЕОДАКЯН

О ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И СЕЙСМИЧНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ВОДОХРАНИЛИЩА «АЗАТ»

На территории искусственного водохранилища «Азат» выявлена локальная магнитная аномалия, которая связана с накоплением механических напряжений, возникающих после нагрузки водой.

В связи с инженерной деятельностью человека изучение проблемы возникновения землетрясения при заполнении крупных водохранилищ стало особенно важным, так как увеличилось число случаев явлений возбужденной сейсмичности данного района [2,3]. Процессы, происходящие на территории водохранилищ, можно изучать в лабораторных и натуральных условиях. Последние дают возможность моделировать подготовку очага землетрясений. При лабораторном моделировании не всегда можно получить истинную картину накопления механических напряжений. Большим недостатком лабораторного моделирования является идеализация условий опыта, что не всегда может соответствовать природным процессам. Поэтому роль натуральных моделирований неопределима. Помимо взрыва существуют еще два варианта натурального моделирования. При первом варианте, производя накачку газа или жидкости в скважину, мы создаем в горных породах дополнительное искусственное давление. Вторым вариантом—создание дополнительного давления на горные породы при накоплении воды в водохранилищах. Если иметь в виду, что намечается строительство 16 водохранилищ на территории Армении, то становится ясным перспектива моделирования магнитных процессов при накоплении упругих напряжений в земной коре на этой территории.

До настоящего времени такие эксперименты производились всего два раза. Первый—эксперимент Стейси и Девиса [4] на водохранилище Толбинго. Во время этого эксперимента получены изменения поля, достигавшие 8 гамм близ глубинной части (120 м) чаши водохранилища. Намагниченность горных пород 10^{-4} — 10^{-3} СГСМ, чувствительность прибора 0,4 гамм и цена деления 1,7 гамм.

Второй опыт проведен в Советском Союзе, на Червакском водохранилище близ города Ташкента. Полученная аномалия за счет дополнительной нагрузки достигала 14 гамм [1].

Авторы этих экспериментов предполагают, что физической основой изменений поля является пьезомагнитный эффект горных пород. Вертикальное давление водяного столба изменяет намагниченность горных пород.

В Армении на реке Азат построено Азатское водохранилище. До начала постройки нами были заложены два маршрута, которые непосредственно пересекают территорию водохранилища (рис. 1).

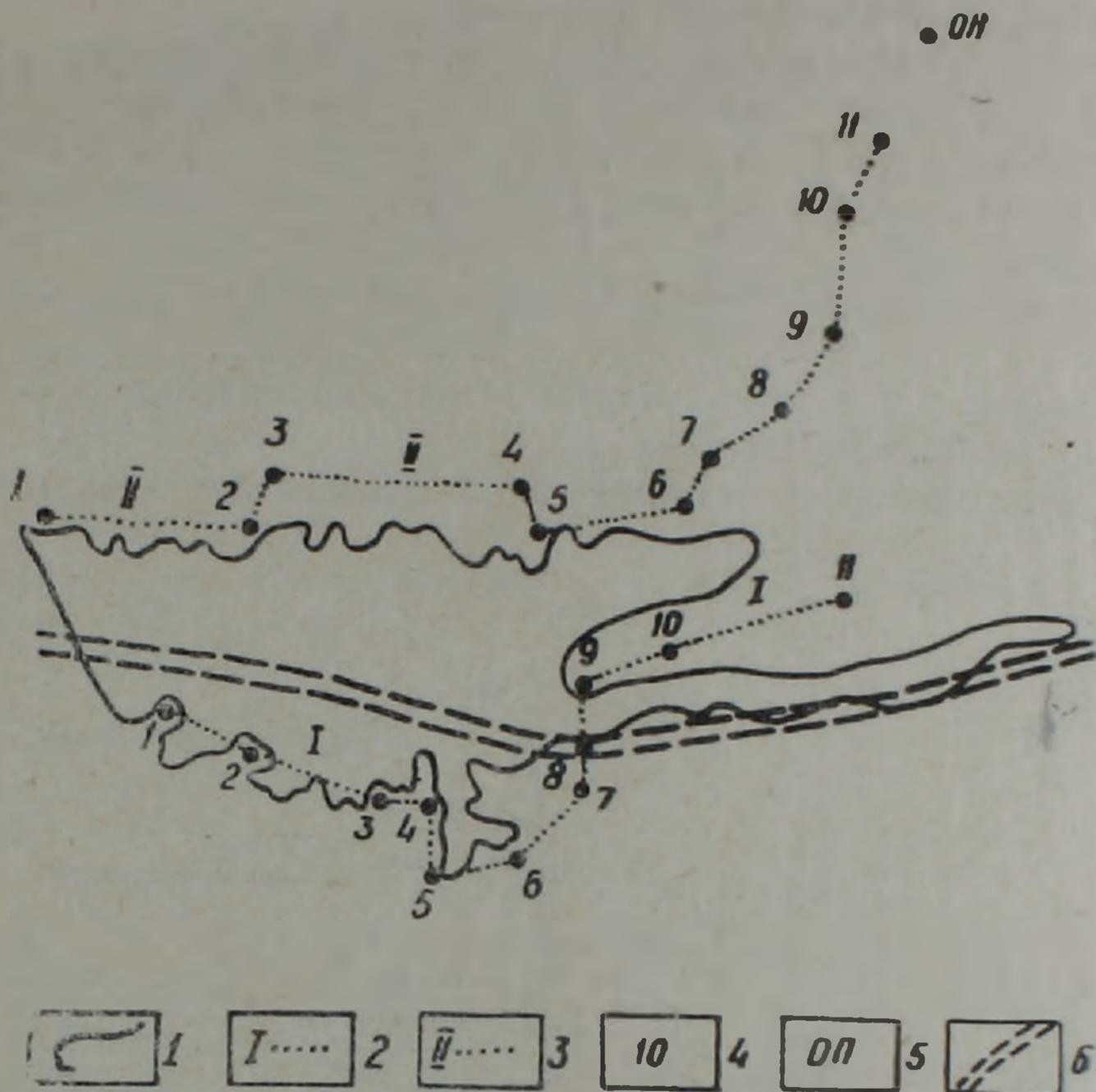


Рис. 1. 1—Контур водохранилища «Азат»; 2 и 3—маршруты магнитных съемок; 4—номера пунктов измерений; 5—опорный пункт полигона, тектоническое нарушение.

Со дна водохранилища были взяты образцы керна с глубин до 20 м. Испытание намагниченности и магнитной восприимчивости этих образцов под давлением до 800 кг/см^2 показали, что изменения намагниченности у песчаников эоценового возраста начинаются от 20 кг/см^2 , у известняков только от 200 кг/см^2 . У этих пород изменения начальной магнитной восприимчивости составляют от 1 до 10 процентов. Это естественно, потому что $J_n = 5 \cdot 10^{-5} \text{ СГСМ}$, а $H_0 = 3 \cdot 10^{-6} \text{ СГСМ}$.

В северо-восточной части водохранилища находится Аждаак-Сарисурбский лавовый поток, который представлен базальтами, андезитобазальтами четвертичного возраста, у которых изменения намагниченности должны быть существенно большими. У этих базальтов $J_n = 5 \cdot 10^{-2} \text{ СГСМ}$. Так как вдоль водохранилища проходит зона глубинного разлома, то предполагалось возможным получить локальную аномалию и за счет активизации разлома после нагрузки.

Первый маршрут начинается у плотины, переходит на правый берег через азатскую свиту (известняки, песчаники), выходит на четвертич-

ные базальты и удаляется от водохранилища на 1,5 км. Второй маршрут начинается у плотины, проходит над породами эоценового возраста (песчаники, глины) и доходит до опорного пункта полигона, который находится на расстоянии 3,5 км от полигона в спокойном малоградиентном поле. Общее число пунктов составляет 22.

Все измерения производились абсолютным магнитометром РМР—2А с точностью единичного отсчета 0,5 гамм. Среднеквадратичная ошибка абсолютных измерений не превышает 0,5—1,0 гамм, за исключением нескольких пунктов, на которых она иногда достигает 1,5—2,0 гамм.

Всего произведено 13 циклов измерений, которые показали следующее.

На графиках первых трех циклов (рис. 2.3) выделяются ложные локальные аномалии в несколько гамм, которые, по всей вероятности, связаны со строительной техникой. После завершения строительства

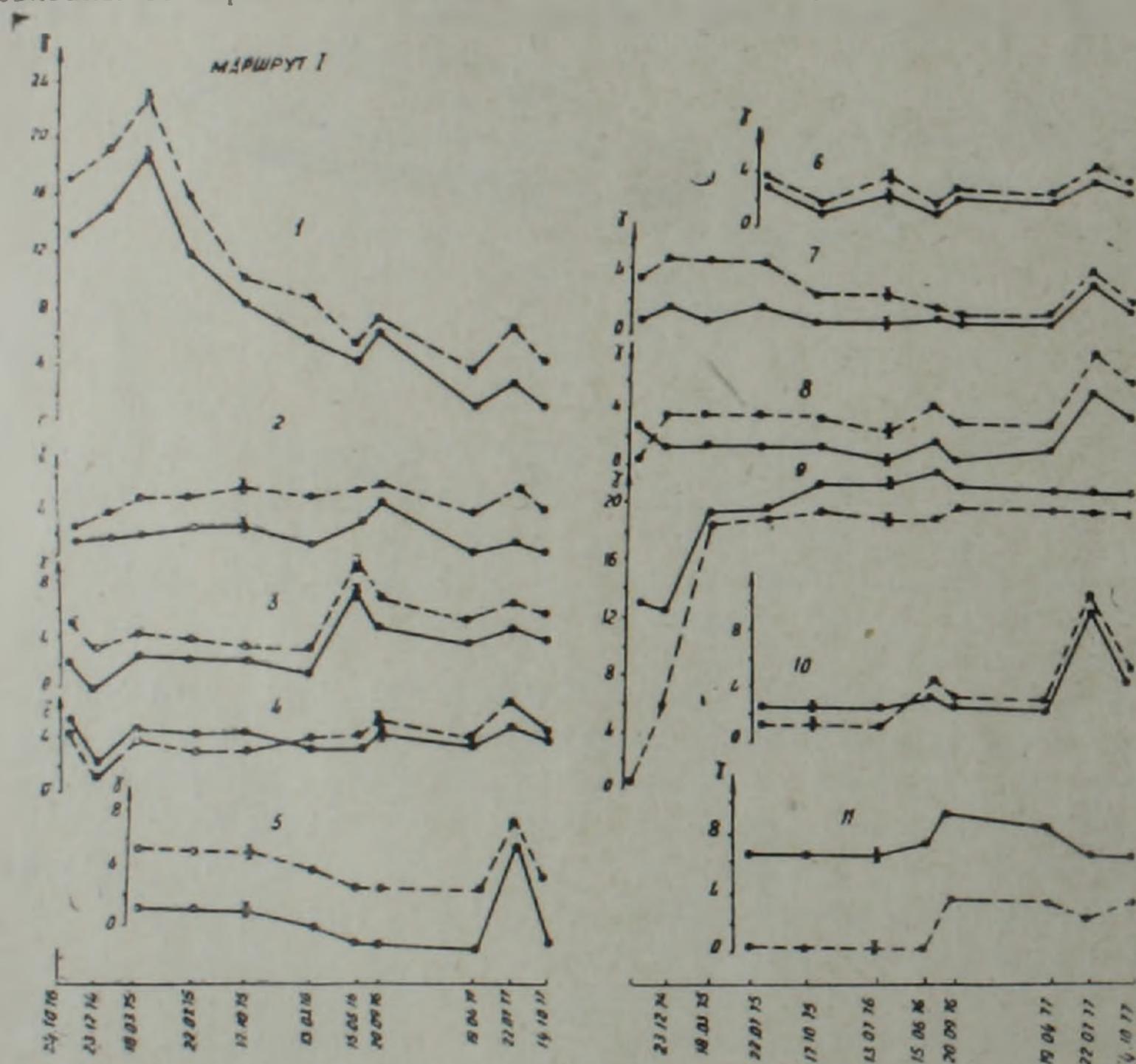


Рис. 2 и 3. Жирная линия—изменения геомагнитного поля на уровне 0,7 м от поверхности Земли. Пунктирная линия—изменения геомагнитного поля на уровне 1,5 м от поверхности Земли.

общий фон поля успокоился и значительный ход в поле не замечается, кроме нормального годового хода в пределах 2—3 гамм. Исключение составляют пункты 1 и 9 на первом маршруте. Возле первого пункта

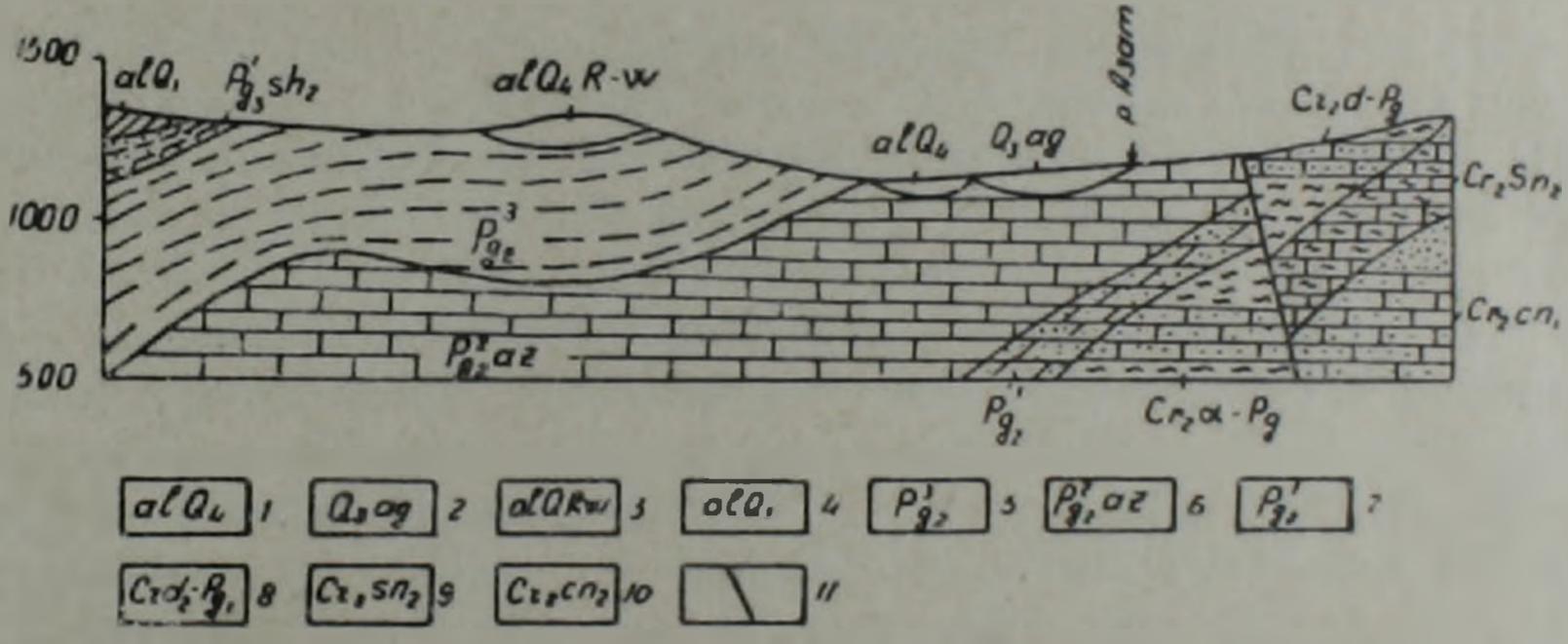
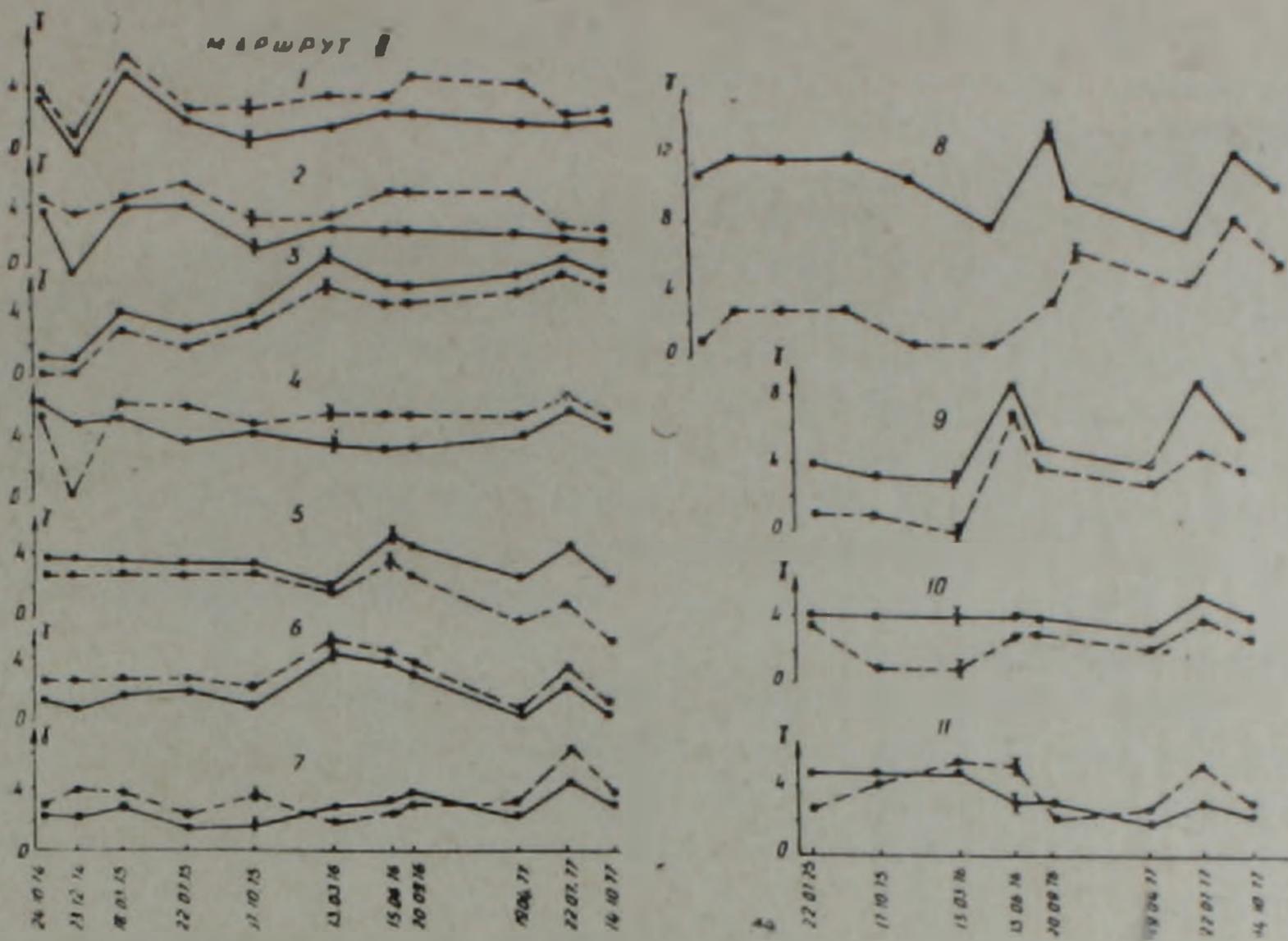


Рис. 4. 1—Современные отложения, аллювиальные галечники, гравии, пески, суглинки и глины; 2—Аждаак-Сарисурбская лавовая толща, базальты, андезито-базальты; 5—Рисс-вюрм. аллювиальные отложения, терраса 110—120 м; 4—Нижнечетвертичные аллювиальные отложения, терраса 140—160 м; 5—Верхний эоцен. Глины, песчаники и туфопесчаники; 6—Азатская свита. Песчаники, известковые песчаники, известняки; 7—Нижний эоцен. Известняки, фациально переходящие в мергели, известковистые песчаники и конгломераты; 8—меловая система, датский ярус—палеоцен. Чередующиеся глины, известняки, песчаники; 9—Сенонский ярус верхняя часть. Известняки, мергели; 10—Коньякский ярус, верхний подъярус. Песчаники, известняки с базальными конгломератами; 11—разрывное нарушение.

построен железобетонный тоннель, а у 9-го пункта неоднократно производили взрывы. Во время этих взрывов были зарегистрированы как обратимый, так и необратимый эффекты в изменениях поля порядка 42,5 гамм.

Водохранилище заполнялось дважды—изменение уровня 30 и 50 м соответственно. Во время первого заполнения локальные изменения с обратимым характером были обнаружены на пунктах 3₁, 5₂—соответственно 6 и 4 гамм. Повторные измерения показали стабильность аномалии на этих пунктах. Максимальные изменения поля наблюдались на пунктах 5, 7, 8, 10 первого маршрута и 7, 8, 9, 10 второго маршрута при вторичном заполнении в 1977 году. Самые большие изменения—7,5 гамм, наблюдались на пункте 101 (рис. 3). После снижения уровня воды наблюдался обратный ход с небольшим остаточным эффектом.

Наблюдавшаяся локальная аномалия такого характера может быть связана: 1) с деформациями верхних слоев земной коры; 2) с электрическими токами, которые могут возникать при фильтрации подземных вод; 3) с разностью вариаций между опорным и текущим пунктами.

Разница вариаций между текущими (МП) и опорными (ОП) пунктами не превышает 1 гаммы, что лежит в пределах ошибки. Расстояние между ОП и текущими пунктами не более 3,5 км.

Фильтрация подземных вод, по данным Института водных проблем, существует у пункта 1₂, где аномальный ход в геомагнитном поле не обнаружен. Этот пункт находится далеко от зоны полученной аномалии. Значит эта аномалия не может быть связана с фильтрациями. По данным вышеуказанного института, в районе плотины наблюдается вертикальное смещение в 1 см при заполнении водохранилища, но на этих пунктах аномальных изменений поля не обнаружено.

Обсуждая результаты эксперимента, необходимо отметить чрезвычайно благоприятные условия—локализация горных пород со значительными магнитными свойствами при полностью немагнитном окружении. Проведенные измерения показали, что аномальные изменения геомагнитного поля с амплитудами 7,5 гамм приурочены именно к этой части водохранилища. Однозначность этого факта подтверждается двукратным повторением и зависимостью амплитуды изменений поля от уровня.

Однако, особо следует подчеркнуть, что в предыдущих аналогичных экспериментах [1,4] изменения поля при увеличении нагрузки имели другой знак. Особенности геологической ситуации (рис. 4) позволяют нам высказать предположение, что мы имеем дело с изгибом базальтовой плиты и действуют не сжимающие напряжения, а растягивающие. В пользу этого говорит проседание при заполнении водохранилища более рыхлых немагнитных окружающих пород, что видно из образования трещин. Таким образом, лавовый поток оказывается как бы закрепленным на одном конце.

Наряду с изучением локальных аномалий геомагнитного поля изучалась сейсмичность района водохранилища, с целью выявления изменений в пространственно-временном распределении сейсмического фона. Под сейсмичностью подразумевалась совокупность слабых зем-

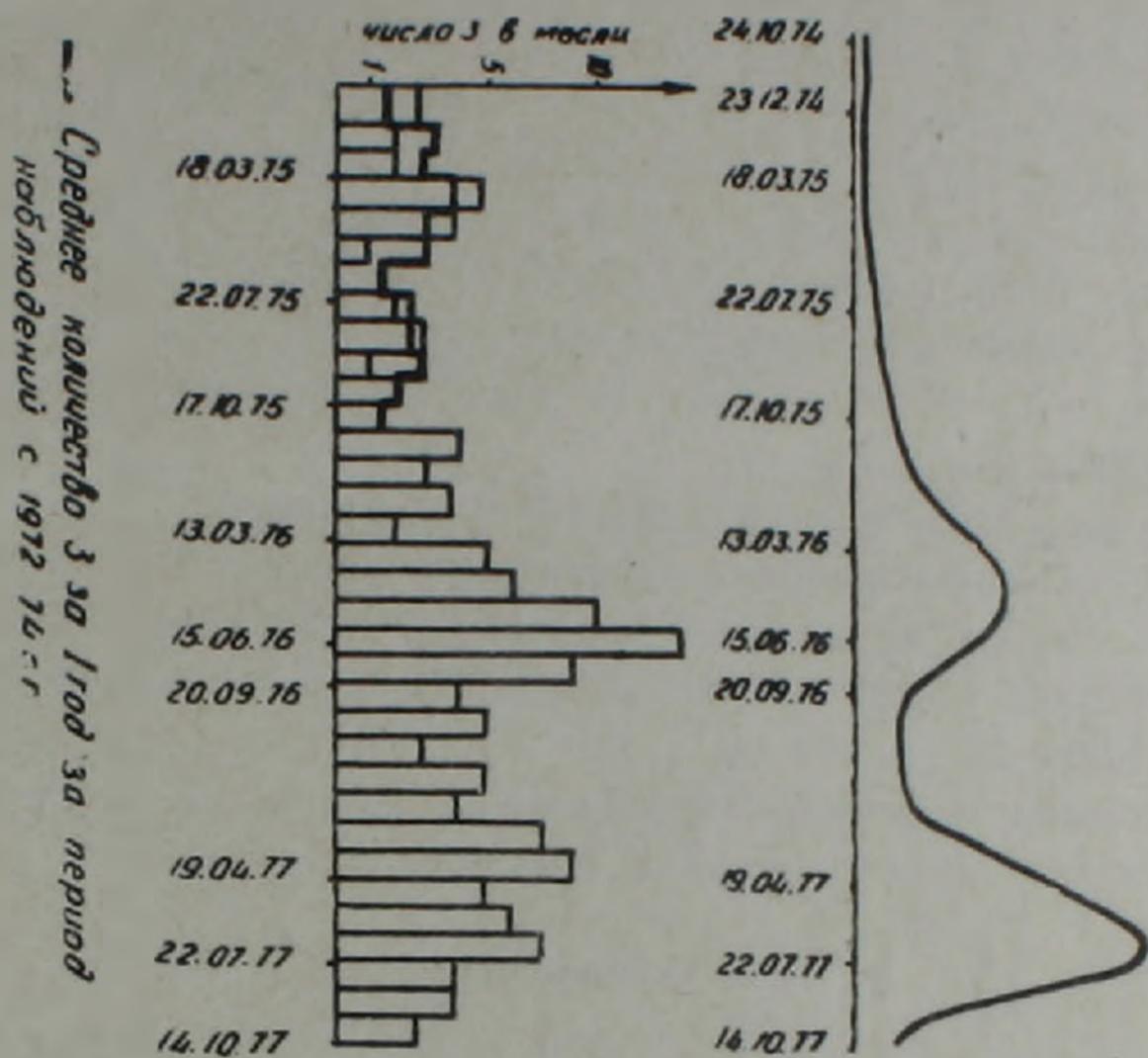


Рис. 5. Жирная линия—график наполнения водохранилища.

летрясений с энергией 10^5 — 10^9 Дж. Расположение действующих стационарных сейсмических станций «Ереван», «Мецамор» и временной станции «Гарни» в районе исследований таково, что не позволяет надежно, с большой точностью, определить эпицентры относительно слабых землетрясений и микроколебаний, возникших в данном районе. В связи с этим основное внимание было уделено временному изменению сейсмичности исследуемого района с целью выявления корреляционной связи между изменением сейсмического фона и заполнением водохранилища.

Для выявления среднего сейсмического фона исследуемого района до заполнения водохранилища была изучена сейсмичность за период наблюдений с 1972 по 1974 годы включительно.

На основании инструментального материала, полученного сетью сейсмических станций Армянской ССР, составлен среднегодовой уровень количества землетрясений с $K=5\div 8$ исследуемого района (рис. 5). Согласно графику количество регистрируемых землетрясений в данной территории доходит до 30 с $K=5\div 8$ в год без особых увеличений количества землетрясений, попадающих на определенные отрезки времени. Необходимо учесть также, что через исследуемый район проходит зона тектонического нарушения. Начиная с периода

1975 по 1977 гг. строились отдельные гистограммы количества регистрируемых землетрясений по месяцам для каждого года в отдельности.

Как видно из гистограммы, количество слабых землетрясений резко возрастает. При этом, начиная с первого накопления водохранилища до уровня 30 метров, количество микроземлетрясений с энергетическим классом $K=5\div 8$ возрастает почти в 2 раза.

Сопоставляя графики накопления водохранилища водой с количеством землетрясений по месяцам четко выделяется корреляционная связь между величинами с некоторым смещением во времени максимальных их значений. Интересно отметить, что локальные изменения геомагнитного поля во времени и увеличение сейсмичности данного района очень четко согласуются.

Некоторые расхождения изменений во времени и количестве землетрясений с максимальными значениями уровня воды в водохранилище объясняются, по нашему мнению, процессом накопления деформаций в данном участке земной коры. Однако во втором накоплении водохранилища до уровня 50 метров наблюдается некоторое опережение наступления максимальных значений количества землетрясений и дальнейшей его стабилизации во времени.

Выводы

1. Наблюдается связь между изменением геомагнитного поля и уровнем воды в водохранилище.

2. Полученная аномалия связана с упругим изгибом слоев земной коры.

3. При наступлении первого максимума наполнения водохранилища увеличивается количество микроземлетрясений с незначительным увеличением количества энергии, выделяемой в данной области. При втором заполнении до уровня 50 метров количество микроземлетрясений сравнительно падает.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР,
Институт земного магнетизма
и распространения радиоволн
АН СССР

Поступила 6.X 1978

Ս. Ի. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Ա. Ն. ՊՈՒՇԿՈՎ, Ս. Խ. ԲԱՂԲԱՄՅԱՆ Է. Գ. ԳՅՈՒԱՔՅԱՆ

«ԱԶՍՏ» ՋՐԱՄԲԱՐԻ ՏԱՐԱՄՔՈՒՄ ԳԵՈՄԱԳՆԻՍԱԿԱՆ ԴՊՇՏԻ ԵՎ
ՍԵՅՍՄԻԿՈՒԹՅԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿԱՅԻՆ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ս. մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածը նվիրված է Ազատ դետի վրա կառուցված ջրամբարի տարած-
քում կատարված մազնիսական դաշտի վիկտորի մեծության և սեյսմիկության

փոփոխությունների կապին ջրամբարում ջրի մակարդակի փոփոխությունների հետ:

Կախվածություն է հայտնաբերված գեոմագնիսական դաշտի և ջրամբարում ջրի մակարդակի տատանումների միջև: Ստացված անոմալիան կապված է երկրակեղևի շերտերի առաձգական ճկման հետ:

Ջրամբարի ջրով լցվելու առաջին մաքսիմումին հասնելու ժամանակ մեծանում է միկրոերկրաշարժերի քանակությունը, ըստ որում, աննշան շափով աճում է տվյալ շրջանում ձերբաղատվող էներգիայի քանակությունը: Ջրի երկրորդ կուտակման ժամանակ մինչև 50 մ մակարդակը, միկրոերկրաշարժերի քանակությունը համեմատաբար նվազում է:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. К. Н. Абдуллабеков, Е. Бердалиев, А. Н. Пушков, В. А. Шапиро. Предварительные результаты экспериментальных исследований на водохранилище Чэрвак. Сб. «Исследование пространственно-временной структуры геомагнитного поля». «Наука», Москва, 1977.
2. Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. Изд. «Наука», 1977.
3. Н. И. Николаев «Водоохранилища и землетрясения». Изв. АН СССР, «Физика Земли», № 8, 1978.
4. Davis P. M.; Stacey F. D. Nature, 1972, 240, № 5380, 348.

УДК 551.432 : 910.1

Ա. Ա. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

«ԼԵՌՆԱՇԽԱՐՀԻ», «ԹԱՐՉՐԱՎԱՆԻԱԿԻ» ԵՎ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՌԵԼԻԵՖԻ ՉԵՎԵՐԻ ՏԵՐՄԻՆԱԲԱՆՈՒԹՅԱՆ ՀԱՐԱԿԻՑ ՀԱՐՑԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Հայիրեն աշխարհագրական և գեոմորֆոլոգիական գրականության մեջ Սրկրի մակերևույթի ձևերի անվանման շուրջ կան զգալի տարաձայնություններ: Դեռևս 1971 թ. կանգ առնելով «Լեռնային ռելիեֆի մի քանի հասկացությունների» պարզաբանման վրա, աշխարհագրագետներ Լ. Ն. Զոհրաբյանը, Գ. Ս. Աբրահամյանը և Ֆ. Ս. Գևորգյանը նշել են, որ «գեոմորֆոլոգիան մեղ մոտ նոր է զարգանում, այդ պատճառով մայրենի լեզվով գիտական տերմիններ դեռևս չեն մշակված» [6]: Հիշեցնենք, որ Հայաստանում աշխարհագրությունը զարգացման բազմադարյան սյատմություն ունի, և բավականին շատ հասկացություններ, այդ թվում նաև ռելիեֆի ձևերին վերաբերվող տերմիններ ստեղծվել են վաղուց, իսկ ավելի մեծ թվով՝ 18 և 19-րդ դարերում, գիտության բուն զարգացմանը զուգընթաց: Իհարկե, շատ բան դեռևս կարոտ է ճշգրտման և հաստատման, ելնելով հայերենի հարուստ հնարավորություններից: Այդ ընդունում են նաև հոգվածի հեղինակները: Նրանք նույնիսկ դժգոհություն են արտահայտում, որ «այսօր մենք շատ ղեպքերում մի կողմ դրած հայերեն բառապաշարում եղած հասկացությունները, աշխատում ենք թարգմանել կամ «ստեղծել» նոր տերմիններ, որոնք մեկի մոտ մի կերպ են հասկացվում, մյուսի մոտ՝ այլ կերպ»:

Ուղեցույց ունենալով «ռելիեֆի մորֆոգրաֆիական բնույթը», հեղինակները խոստանում են «որոշակի պարզություն մտցնել հիշյալ հասկացությունների մեջ և նպաստել ռելիեֆի սրոշ ձևերի վերաբերյալ տերմինների ստանդարտացմանը»: Ափսոսանքով պետք է նշենք, որ տեղնուտեղը մոռանալով այդ խոստումը, հենց իրենք, լուրովի «թարգմանելով» կամ «ստեղծելով» նոր տերմիններ, պարզելու փոխարեն ավելի են խորացել տարակարծությունները, անհուսալիորեն շեղվելով ստանդարտացման նպատակից: Նրանք մեզ ուսուցանում են, որ «այդ (լեռնային ռելիեֆի ձևերի, Ա. Ա.) տիպերն ու համալիրները պետք է համապատասխանեն ռելիեֆի հայերեն սահմանումներին, և ոչ թե բառացիորեն թարգմանվեն ռուսերենից»: Նախ՝ ոչ թե տիպերը պետք է «համապատասխանեն» սահմանումներին, այլ վերջիններս պետք է թխեն ռելիեֆի ձևերի և տիպերի առանձնահատկություններից և, երկրորդ՝ անսլատշաճ կլիներ մտածել, թե ռուսերենում տերմինները չեն արտացոլում այդ առանձնահատկությունները: Հետագա շարադրանքից պարզ է դառնում, որ հոգվածագիրները նպատակ են դրել «բառացի թարգմանությունից հրաժարվելու» անվան տակ՝ ռուսերեն տերմիններին տալ կամայական մեկնաբանություններ, թարգմանել դրանք իրենց պատկերացումներին համասլատասխան, անտեսելով առավել ճշգրիտ և համեմատաբար կայունացած տերմիններն արմատավորելու և ստանդարտացնելու անհրաժեշտությունը:

ված պատվանդանի վրա (ընդգծ. մերն է, Ա. Ա.): Օրինակներ՝ Փ. Ասիայի ներքին մասերը, Հայկական և Իրանական բարձրավանդակները, Տիբեթը» [19, Կ. 17]: Այսպիսով, բարձրավանդակների համար առավել բնորոշ են սարահարթերը, բայց նրանց խորթ չեն նաև լեռնաշղթաներն ու սուանձին զանգվածները, որոնք բարձրանում են սարահարթա-սարավանդային ընդհանուր հիմքի կամ պատվանդանի վրա: Հայաստանը, որի տարածքի (ավելի քան 360,000 քառ. կմ.) բարձրագիտ պատվանդանը վեր է խոյանում Անատոլիական և Իրանական բարձրավանդակների և Ան-Կասպից ծովյան ու Միջագետքի ցածրավայրերի միջև, ներկայանում է իրեն բարձրավանդակ՝ սարահարթերի, սարավանդների, լեռնադաշտերի, լեռնազանգվածների երկիր, շրջապատված եղրային լեռնաշղթաներով, շատ նման Մեքսիկական կամ Իրանի բարձրավանդակներին: Վերջիններս նույնպես լեռներ ունեն՝ թե՛ կենսորոնական մասերում և թե՛ եզրերին:

Սովետական Մեծ Հանրապետարանում գետեղված իր հողվածում («Армянское нагорье») ակադ. Հ. Գ. Մաղաքյանը նույնպես Հայկական բարձրավանդակին վերագրում է նաև եզրային լեռնաշղթաները՝ Պոնտոփոքրկովկասյան և Տավրոսյան աղեղները, ամբողջ համակարգի տերիտորիան ընդունելով 400.000 քառ. կմ. [19]: Այդ եզրային լեռնաշղթաներն են, որ ամեն կողմից սահմանափակելով բարձրագիտ երկիրը ստեղծում են «վանդակի» տեսք, հաղորդելով նրան ամբողջականություն և անհատականություն: Եզրային շղթաները և միջին սարահարթերում հանդիպող զանգվածները հաճախ հասնում են զգալի բարձրության, ինչպես օր. Մ. Մասիսը (5165 մ.) Հայկական բարձրավանդակում: Նրան ավելի քան կես կիլոմետրով գերազանցում է Մեքսիկայի Օրիսաբա հրաբուխը, իսկ Իրանի բարձրավանդակի հյուսիս արևելյան սահմաններում գտնվող Տիրիչմիր գագաթը ավելի քան մեկ ու կես մասիսի բարձրությունն ունի: Եվ, այդուհանդերձ, այդ երկրները կոչվում են բարձրավանդակներ: Հետևապես Մասիսի, Արագածի, Կապուտջուղի և այլ զանգվածների ու բարձր լեռնաշղթաների սովետական շրջանում չպետք է «խանդարի» Հայաստանը ևս համարելու բարձրավանդակ:

Հայկական բարձրավանդակում սարահարթերի ու լեռնադաշտերի մակերեսը համարյա կրկնակի, իսկ ըստ Ս. Պ. Բալյանի [18] ավելի քան եռակի գերազանցում է լեռների գրաված տարածքին: Այլ է պատկերը Սովետական Հայաստանում, որն ընդգրկում է Հայկական բարձրավանդակի մակերեսի հազիվ $\frac{1}{12}$ մասը, այն էլ նրա հյուսիս-արևելյան եզրի մի հատվածը: Այստեղ ճիշտ է, նույնպես կան սարահարթեր (Աշոցքի, Շիրակի, Լոռու, Արարատյան, Ապարանի, Կոտայքի) բայց ավելի տպավորիչ են լեռները, մանավանդ Փ. Կովկասի լեռնաշղթաները: Այդ ծալքավոր-բեկորային կառուցվածքները և մի քանի հրաբխային շղթաներ ու լեռնազանգվածներ լրիվ կամ մասնակիորեն պրավում են հանրապետության 36 վարչատերիտորիալ շրջաններից մոտ 31-ի մակերևույթը: Ուստի բնական է, որ ՀՍՍՀ բնակչի համար նրա տարածքը «լեռնաշխարհ» է: Եվ երբ 1940 թ. Ստ. Լիսիցյանը սկսեց լեռնաշխարհ անվանել նաև ավանդական Հայաստանի ողջ տերիտորիան [9], ապա այդ սոսնձնապես խորթ շթվաց և ընդունվեց նույնիսկ մի շարք գիտնականների կողմից [3, 4, 5, 10]: Քիչ գեր շիաղաց նաև «լեռնաշխարհ» բառի բարեհռչակումը նույնպես ու բանաստեղծական երանգը: Եվ այն տարածվեց, շնայած շատերի համար պարզ էր, թե այդ տերմինը չի արտահայտում ողջ Հայաստանի ֆիզիկա-աշխարհագրական-տեղագրական պատկերը, որի գլխավոր յուրահատկությունը սարահարթերի գերակշռությունն է:

Բնորոշ է, որ Ղ. Ալիշանը, օգտվելով նկարագրություններից և իր ժամանակի լավագույն քարտեզներից նշել է, որ: Հայաստանում «լեռների ժայռածե կոհակները... ուրիշ-ուրիշ երկայտարի ևս առավել վեր ամբառնան, ի հարթակում երեսաց նորուն» [1, էջ 8]: Ավելի քան կես դար անց, շրջելով Հայաստանի մեծ մասը և այն քարտեզագրելով, Հ. Ֆ. Բ. Լինչը, Ալիշանից անկախ, կրկին շեշտել է երկրի գերակշռող հարթ բնույթը, այն նմանեցնելով շախմատի տախտակի, որի վրա, ինչպես խաչաճիգուրներ, ցրված են լեռները, և որի ժայռամասերը եզերված են լեռնաշղթաներով [23, էջ 557]: Ոչ պակաս ընդարձակ մարզեր են ընդգրկել իրենց շրջագայությունների և հետազոտությունների ընթացքում Հ. Աբիխը [16, 17], Ֆ. Օսվալդը [24], Ա. Ղուկասովը [21] և Ֆ. Յու. Լեյնսոն-Լեսսինգը [22], և նրանք բոլորն էլ Հայաստանի հիմնական տարածքը բնութագրել են իբրև բարձրավանդակ: Հարկ կա՞ արդյոք ապացուցելու, որ նրանք այդ տերմինով չէին բնորոշի Ալպերը, Մեծ Կովկասը, Հիմալայները և այլ լեռնային համակարգերը կամ բուն լեռնաշխարհները: Ոչ մի ուսական աղբյուրում այդ սխտեմները «нагорье» չեն կոչվում, շնայած Հ. Ն. Ջոհրաբյանի և մյուսների այն պնդմանը, թե «լեռնաշխարհ հասկացությանը առավել համապատասխանում է ուսական «нагорье» տերմինը» [6]:

Բանաստեղծներն ու վիպագիրները հանուն վանկերի, հանգի կամ բարեհնչունության ազատ են ցանկացած ձևով անվանել ունիեֆի բնառարկաները: Բայց աշխարհագրագետն ու երկրաբանը դրանք պետք է կոչեն գիտության մեջ ընդունված և նրանց բնույթին համապատասխանող առավել ճշգրիտ տերմիններով: Բարխանը, կունստը, լակոլիտը, լեռնամնացուկը (останец), մանրասարերը (мелкопочник), բոլորն էլ բանաստեղծի համար «բլուրներ» կամ «բարձունքներ» են, իսկ աշխարհագրագետը պետք է տեսնի նրանց տարբերությունները, ծագումը և տա համապատասխան անվանում: Մի՞թե կարելի է ամեն լեռնուտ երկիր լեռնաշխարհ անվանել: Կոնկրետ, Հայաստանի վերաբերյալ կարծում ենք, պարզվեց, որ պետք է կիրառել բարձրավանդակ հասկացությունը: Անշուշտ, այդ երկու բնառարկաներն էլ առաջացել են Երկրի ներքին ուժերի շնորհիվ՝ լեռնակազմական պրոցեսների հետևանքով, և վերամշակվել արտաձին գործոնների կողմից: Բայց թե՛ ստեղծող և թե՛ վերափոխող պրոցեսները լեռնաշխարհում և բարձրավանդակում ընթացել են տարբեր ձևերով, ուստի նրանք ձևակազմությամբ միմյանցից տարբեր են և չեն կարող կոչվել միևնույն անվամբ, ինչպես որ նույն անունով չեն կարող կոչվել տափաստանն ու անտառը, Երկրի բուսական ծածկույթի այդ երկու հիմնական տիպերը: Նույնիսկ անտառատափաստանը չի կարող նույնացվել նրանցից որևէ մեկի հետ:

Վերը մենք բերեցինք բարձրավանդակի («нагорье») բնորոշումն ու ցույց տվինք այդ բնառարկայի առանձնահատկությունները: Իսկ ի՞նչ է լեռնային համակարգը (սխտեմը) կամ լեռնաշխարհը: Աշխարհագրական տերմինների հանրագիտական բառարանում [28] նշվում է, որ «լեռնային երկրների ունիեֆը բաղկացած է գլխավորապես լեռնաշղթաներից ու լեռնասեռերից, բաժանված գետային հովիտներով և տեկտոնական իջվածքներով» (էջ 103): Այսպիսով լեռնային երկրի կամ լեռնային սխտեմի («լեռնաշխարհի») մակերևույթի գլխավոր տարրերը համարվում են լեռնաշղթաները: Դուրսի այդ, նրանց ծագման հիմնական առանձնահատկությունը համարվում է տեկտոնական լեռների տիպին պատկանելի [27], մինչդեռ Հայաստանում գերիշխում են

Հրաբխային ձևերը, հատկապես նրա կենտրոնական գլխավոր տարածքում, որտեղ լավաները լայնորեն սփռվելով սարահարթեր են գոյացրել, ինչպես և լեռներ, որոնք մեծ մասամբ ինքնուրույն են, իսկ մի մասն էլ մակադրված է հին քայքայված ու կոտրատված տեկտոնական իարիսիի վրա: Մյուս բարձրավանդակներում կենտրոնական սարահարթերը գոյացել են էրոզիոն-կուտակումային պրոցեսների հետևանքով (Իրան, Տիրեթ), որոշ տեղերում գործել են թևարտածին ուժերը և թե հրաբխականությունը (Մեքսիկական բ.): Եվ, վերջասպես, լեռնային համակարգերի բնորոշ գիծն է նաև՝ նեղ շերտով, ուղիղ կամ աղեղնաձև ձգվածությունը, լեռնաշղթաների ու հովիտների դասավորության յուրահատուկ ձևերի առկայությունը՝ զուգահեռ, փետրածև, ճառագայթաձև: Կծասպատկերները [26, 27] որպիսիք բացակայում են բարձրավանդակներում, Վերջիններս ունեն լայնացած, ձվաձև հատակագիծ՝ կենտրոնական սարահարթերով և եզրային լեռնաշղթաներով, իսկ լեռնահովտային գծասպատկերների առանձին տարրեր կարող են հանդես գալ եզրային ծալքավոր լեռնաշղթաներում: Հրաբխային երիտասարդ լեռնաշղթաներում և սարավանդներում որտեղ մակերեսային ջրերը նվազ են և նրանց աշխատանքը թույլ, մակերևույթի մասնատումն աննշան է և խոշոր լեռնաբազուկները փոքրաթիվ են:

Տիպիկ լեռնային համակարգեր («լեռնաշխարհներ») հանդիսանում են Ալպերը, Կովկասը: Հիմալայները, Պամիրը, Տյան-Շանը, Ուրալը, Կորդիլիերները, Անդերը և այլն (որոնցից մի քանիսին առօրյա կյանքում և գրականության մեջ էրբեմն ընդհանուր կերպով անվանում են «լեռներ»), բայց միանգամայն սխալ՝ «լեռնաշղթաներ», մոռանալով, որ նրանցից յուրաքանչյուրը բաղկացած է բազմաթիվ լեռնաշղթաներից):

Որոշ հեղինակներ, Հայաստանն անվանելով «լեռնաշխարհ» ստիպված են, այնուամենայնիվ, հավաստել, որ նա իրականում բարձրավանդակ է: Այսպես, Լ. Կ. Գաբրիելյանը 1961 թ. հրատարակած հոդվածի (20) հայերեն ամփոփման մեջ գրում է. «Հայկական լեռնաշխարհ... դա Իրանական, Փոքր Ասիական բարձրավանդակների, Անդրկովկասյան և Միջագետքի դաշտավայրերի միջև ընկած լեռնային բարձրավանդակն է»: Ա. Ոսկանյանը վերջերս հրատարակած «Հայկական լեռնաշխարհ» գրքույկում, իր իսկ դրած վերնագրին հակասելով, մի շարք բնորոշումներով հաստատում է Հայաստանի տարածքի բարձրավանդակային կառուցվածքը [15]:

Շատերը, թերևս, Հայաստանի համար «սուպատվաբեր» են համարում լեռնաշխարհից «ցածր» աստիճանակարգը: Արդյոք կարի՞ք կա հիշեցնելու, որ այդ «կոշումը» պատվավոր կերպով կրում են այնպիսի վիթխարի երկրներ, ինչպես Տիրեթը, Իրանը, Բրազիլիայի հարավային բարձրադիր մասը որոնցից յուրաքանչյուրը մի քանի անգամ (նույնիսկ տասնսուպատիկ) մեծ է Հայկական բարձրավանդակից:

Այս ամենից հետևում է, որ արդեն ժամանակն է հրաժարվելու Հայաստանը «լեռնաշխարհ» անվանելուց և նախապատվությունը տալ բարձրավանդակ հասկացությանը, ավելի ճիշտ՝ վերականգնելու այդ հին անվանումն իր իրավունքների մեջ: Խնդիրն իհարկե, ամենևին էլ «հնի» նկատմամբ մեր ակնածանքի և 19-րդ դարի հետազոտողների «սլաշտամունքի» մեջ չէ, և ոչ էլ «նորերի» նկատմամբ տաժած «անվստահության» մեջ: Մենք միայն ցանկանում ենք վերականգնել գիտական ճշմարտությունը: Այդ անել անհրաժեշտ է նաև այն պատճառով, որ Հայկական սովետական հանրազգիտարանի մոսկա-

կա հատորներից մեկում պետք է բառ-հոգված տպագրվի «Հայկական բարձրավանդակ» վերնագրով:

Ցավալի է, որ այսքան պարզ տերմինաբանական հարցի լուծումը բարդացվում և ձգձգվում է: Լեյս ուղղությամբ բերվող առարկությունները մեղթվում են հիմքից զուրկ և հեշտությամբ հերքվում են օբյեկտիվ տվյալներով: Վերջում հիշենք, որ «լեոնաշխարհականների» ամենասիրած փաստարկն է բարձրավանդակ տերմինի «անհամատեղելիությունը» Հայաստանում իբր թի գոյություն ունեցող «երկրորդ կարգի» բարձրավանդակների հետ: Նրանք Գեղամա, Վարդենիսի, Զավախքի և այլ հրաբխային լեոնաշղթաները «վերամկրտել են» բարձրավանդակներ (ահա և «պարզություն մտցնելու» մի նոր նմուշ) և գտնում են, որ եթե ամբողջ Հայաստանի համար էլ նույն տերմինը գործածենք, ապա երկիրը կնմանվի ուսական «Մատրյոշկա» փայտե խաղատիկնիկին՝ իրար մեջ զրված հաջորդաբար փոքրացող տիկնիկներով: Նախ պետք է նշենք, որ հիշյալ վերամկրտումը հիմնավորված չէ, քանի որ այդ լեոնները մորֆոգրաֆիական ոչ մի հատկանիշով «վանդակի» տպավորություն չեն ստեղծում և երկրորդ, պետք է հիշեցնենք, որ նրանք կոչվում էին և այժմ էլ շարունակվում են կոչվել լեոնաշղթաներ՝ «хребты», ինչպես ընդունված է ԵՇԾ-ի հատորներում: Գեղամա լեոնաշղթա [19, Ե. 6, 1971], Վարդենիսի լեոնաշղթա [19, Ե. 4, 1971], Զավախքի լեոնաշղթա [19, Ե. 8, 1972] և այլն: Սա նշանակում է, որ Սովետական մեծ հանրագիտարանի աշխարհագրական խմբագրությունը նպատակահարմար չի գտնում այդ համեմատաբար փոքր և, մանավանդ, միակատար, գծային ձգվածությամբ, դեպի եզրերն անընդհատ ցածրացող բնառարկաները կոչել բարդ ֆիզիկական տիպ ներկայացնող վիթխարի երկրները բնորոշող տերմինով: Հայկական հանրագիտարանի առաջին հատորներում ևս «լեոնաշղթա» տերմինը պահպանել է իր իրավունքները (տես ՀՍՀ 2-րդ հատորում՝ «Գեղամա լեոնաշղթա»):

Հետևապես բարձրավանդակ տերմինը մնում է կիրառելի միայն ընդհանուր՝ խոշոր բնառարկայի, ավանդական Հայաստանի «լեոնային կղզու» տարածքի վերաբերյալ, մանավանդ որ ՀՍՀ 4-րդ հատորում արդեն «Иранское нагорье»-ի համար տրված է «Իրանական բարձրավանդակ» համարժեքը:

ԳԼԱ գիտա-տեխնիկական տերմինաբանության խորհուրդ

Ստացվել է 11. VII. 1978.

1 Ըստ երևույթին ընդունելություն չի գտնում նաև վերոհիշյալ հոգվածագիրների «ստեղծած» տերմին-բառակապակցությունը՝ «լեոնավահանը»: Վերջինս անհարմար է նրանով, որ նախատեսված լինելով մորֆոգրաֆիական տիպն արտահայտելու համար, պետք է կիրառվի միայն հրաբխային գոյացումների, այսինքն որոշակի զենետիկական տիպի նկատմամբ, շխտսելով արդեն այն մասին, որ ուստերենում, կամ որևէ այլ լեզվում նրան համարժեքներ չկան: Բացի այդ «վահան» տերմինը (щит, shield, Schild, bouclier), ինչպես հայտնի է միանգամայն այլ բովանդակություն ունի (սլլատֆորմային մարզերում ննագույն ապարների ելքեր) և լեոնագրական բնառարկայի իմաստ չի արտահայտում, ուստի և մեր երրորդական-չորրորդական լավաններից կազմված լեոնաշղթաները «վահաններ» (թեկուզ և «լեոնա»-ով) կոչվել չեն կարող:

Օ ԹԵՐՄԻՆԱՅ «ԼԵՐՆԱՏՄԱՐ», «ԲԱՐՇՐԱՎԱՆԴԱԿ»
 Ի ՆԵՔՕՐՈՒՅ ԴՐՈՒԳԻՅ ՎՕՓՐՕՏԱՅ ԹԵՐՄԻՆՕԼՈԳԻԻ
 ՐԵԼՅԵՓԼ ԱՐՄԵՆԻԻ

Ր Ե Յ Յ Մ Ե

Յ ատյե Վ ՕՏՈՒՆՈՒՄ ԿՐԻՏԻԿՅՈՒՄ ԵՂՅԱԴՅ ՆԵՔՕՐՈՒՅ ԱՎՏՕՐՈՒՄ, ՔՐԻՄԵՆԱԾՈՒՄ ԹԵՐՄԻՆՕԼՈԳԻԻ ԱՐՄԵՆԻԻ (Վ ՏԻՐՈՒՄ ԵՂՅԱԴՅ—Վ իՏՕՐԻՑԵՍԿԻՅ ԳՐԱՆԻՇԱՅ) ԹԵՐՄԻՆ «ԼԵՐՆԱՏՄԱՐ», Ե. Ե. «ՏՐԱՆԱ ԳՕՐ» ԻԼԻ «ԳՕՐՆԱՅ ՏՐԱՆԱ», ՎՄԵՏՕ ԹՐԱԴԻՇԻՈՒՆՈՒ ՄԱՏՈՒՆՈՒՄ ԹԵՐՄԻՆԱ «ԲԱՐՇՐԱՎԱՆԴԱԿ» (ՆԱԳՕՐՅԵ)։ ՆԱ ՕՏՈՒՄ ԵՂՅԱԿՅՎԱՆԻՄ ՐՅԱԴ ՎՃԱԴՈՒՄՅԱՅ ԻՏՏԵԼՈՒԴԱՅ ԵՂՅԱԴՅՈՒՄՅՈՒՄ (Գ. ԱԼԻՏՈՒՄ, Գ. ԱԲԻՅ, Խ. ԼԻՆՇ, Փ. ՕՏՎԱԼԴ, ԱԲՐ. ԳՍԿԱՏՈՒՄ Ի ԴՐ.) Ի ԱՆԱԼԻՅԱ ԿԱՐՏՕԳՐԱՓԻՑԵՍԿՕՒ ՄԱՏԵՐԻԱԼԱ ՔՕԿԱՅՅԱՅԵՏՅԱ ԵՆՕԲՕՏՈՒՆՈՒՄ ԵՂՅԱՅ ԶԱՄԵՆՅ Ի ԴԵԼԱՏՅԱ ՔՐԵԼՅՈՒՄ, ՇՏՈՒՄ ԵՂՅԱՅ Վ ՏՕՐԵՍՏՅՈՒՄՅՈՒՄ ԱՐՄՅԱՆՏԿՕՒ ՏՕՎԵՏՏԿՕՒ ԵՆԿԻԿԼՕՓԵԴԻԱ ԹՐԱԴԻՇԻՈՒՆՈՒ Մ ԹԵՐՄԻՆ ԵՂՅԱ ՎՕՏԱՆՈՒՄՆ.

Գ Ր Ա Կ Ա Ն Ո Ւ Ք Յ Ո Ւ Ն

1. Ալիշան Գ. Տեղագիր հայոց մեծաց. Վենետիկ, 1856:
2. Ավետիսյան Կ. «Հայկական բարձրավանդակ» և «Արևելյան Հայաստան» հասկացությունների սխալ օգտագործման մասին. ՀՍՍՀ ԳԱ տեղ. հաս. գիտութ. 1950, № 7:
3. Բաղդասարյան Ա. Բ. (Գլխ. խմբ.) Հայկական ՍՍՀ ֆիզիկական աշխարհագրություն. Երևան 1971.
4. Բաղդասարյան Ա. Բ. (Գլխ. խմբ.) Հայկական ՍՍՀ ատլաս. Երևան—Մոսկվա, 1961:
5. Իրեմյան Ս. Տ. Հայ ժողովրդի պատմություն. հ. 1, Երևան, 1963:
6. Զոհրաբյան Լ. Ն., Աբրահամյան Գ. Ս., Վերգուան Ֆ. Ս.—Լեռնային ուղիների մի քանի հասկացությունների մասին, ՀՍՍՀ ԳԱ Տեղ. գիտութ. երկրի մասին. հ. XXIV, № 2, 1971:
7. Առ. Հայոց պատմություն. հ. 1, Երևան, 1966:
8. Առ. Հայ հայրենիքը, Քիֆլիս, 1915.
9. Լիսիցյան Սո. ՀեՍՀ ֆիզիկական աշխարհագրություն. Երևան, 1940.
10. Հակոբյան Թ. Խ. Հայաստանի պատմական աշխարհագրություն, Երևան, 1968:
11. Հովհաննիսյան Հ. Հայաստանի Ս. Խ. Հանրապետության աշխարհագրություն, Երևան, 1927:
12. Հովհաննիսյան Հ. Ֆիզիկական աշխարհագրություն, Երևան, 1932.
13. Մանանդյան Հ. Հայաստանի հին ճանապարհները. Երևան, 1930.
14. Մանանդյան Հ. Քննական տեսություն հայ ժողովրդի պատմության, Երևան 1932:
15. Ոսկանյան Ա. Հայկական լեռնաշխարհ. Երևան, 1976:
16. Աբիլ Գ. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Пятигорск, 1899.
17. Աբիլ Գ. Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Пятигорск, 1902.
18. Бальян С. П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Ереван, 1969.
19. Большая Советская Энциклопедия III—изд. тома за 1971—1974.
20. Габриелян Г. К. О некоорых географических понятиях Армянского нагорья. Изв. АН Арм. ССР, геол.-географич. науки, т. XIV, № 5, 1961.
21. Гукасов Абр. Основные черты строения Армянского нагорья. Зап. КОРГО, кн. XXII, вып. 1, 1901.
22. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье «Природа», № 5, 1923.
23. Линч Х. Ф. Б. Армения, т. 1, Тифлис, 1910.

24. Освальд Ф. К. К истории тектонического развития Армянского нагорья. ЗКОИРГО, кн. XXIX, вып. 2, 1916.
25. Стамп Л. Д. (ред.) Словарь общегеографических терминов, т. 1—2, Москва, 1975—1976.
26. Шукин И. С. Общая морфология суши, т. II, Москва, 1936.
27. Шукин И. С. Горы. БСЭ, т. 7, 1971.
28. Энциклопедический словарь географических терминов. Гл. ред. Калесник С. В., Москва, 1968.
29. Abich H. Geologie des Armenischen Hochlandes I—Westhälfte. Wien, 1882.
30. Abich H. Geologie des Armenischen Hochlandes. II—Osthälfte. Wien, 1887.
31. Lynch H. F. B. Armenia. v. I, London, 1901.
32. Ellseé Reclus. Nouvelle Geographie Uuiverselle, t. VI, Paris, 1881.

УДК 553.3/1(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Р. С. МОВСЕСЯН

УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ
ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В
В АРМАНИССКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

Арманисское рудное поле представляет практический интерес ввиду обнаружения в его пределах медно-свинцово-цинкового месторождения и ряда рудопоявлений, несомненно, заслуживающих внимания и дальнейшего изучения.

Детальное крупномасштабное картирование, проведенное автором в рудном поле, и анализ материала, полученного при этом, позволили выявить общие закономерности распределения оруденения на интересующей площади, вызванные структурными и литолого-магматическими факторами.

В геологическом строении рудного поля участвуют нижнемеловые карбонатные и верхнеэоценовые вулканические породы, приведенные в соприкосновение по крупному Арманисскому разлому глубокого заложения, прослеживающемуся в северо-западном направлении и падающему на юго-запад под углом $40-60^\circ$ (рис. 1). Эоценовые отложения прорваны телами субвулканических и жерловых фаций основного, среднего и кислого составов верхнеэоценового возраста. Здесь же выявлены штоки и дайки более молодых дорудных оливинных базальтов олигоценового (?) возраста. Подробное описание вышеотмеченных образований приведено в отдельной статье [2].

Медно-свинцово-цинковое оруденение развито в палеогеновых породах в виде жил, штокверковых и жильных зон. Ведущими минералами руд являются сфалерит, халькопирит, галенит, пирит и гематит; теллуриды и висмутовые минералы имеют резко подчиненное значение. Пострудные образования представлены долеритовыми базальтами верхнего плиоцена.

Рудное поле характеризуется блоковым строением, обусловленным широким проявлением разрывных нарушений (рис. 1). Границей двух крупных блоков является Арманисский разлом; более мелкие блоки вырисовываются в восточной части рудного поля в пределах развития верхнеэоценовых пород, очерчиваясь скрытыми субширотными разломами глубокого заложения и соскладчатыми разрывными нарушениями. К первым относятся Широтный и Гергерский; представителями крупных соскладчатых разрывов, имеющих северо-за-

падное и близмеридиональное простирание, являются Восточное и близмеридиональное-северо-западное нарушения, проходящие в центральной части рудного поля, а также скрытый северо-западный разрыв. Разрывные нарушения обеих групп были активизированы (субширотные) и заложены (соскладчатые) до внедрения верхнеэоценовых секущих магматических образований—андезитов, дацитов и липаритов, которые трассируют направления разломов почти на всем их протяжении.

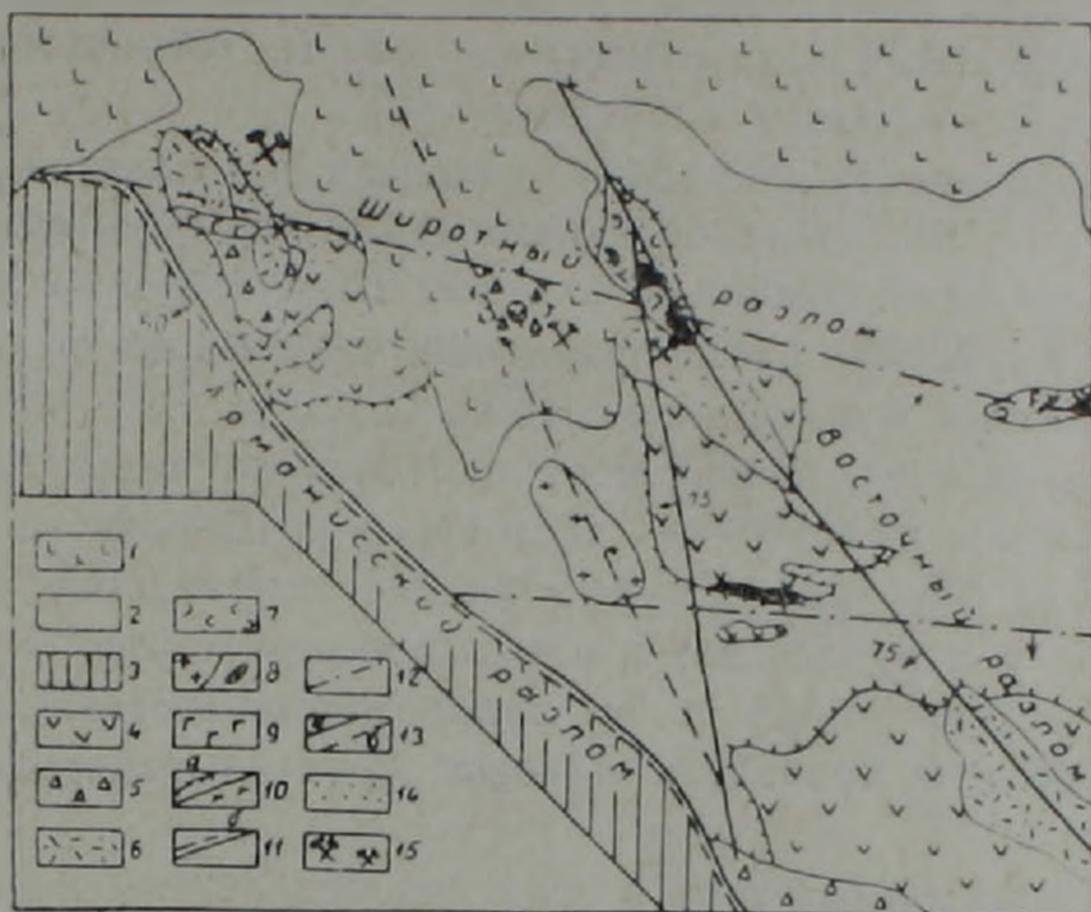


Рис. 1. Геолого-структурная схема Арманисского рудного поля.

1. Верхний плиоцен. Долеритовые базальты. 2. Верхний эоцен. Гналобазальты. Туфы основного, среднего и кислого составов. 3. Нижний мел. Известняки. Верхний эоцен. 4. Андезиты. 5. Лавовые брекчии дацитового состава. 6. Дациты. 7. Туфы липаритового состава. 8. Липариты, липарито-дациты. 9. Олигоцен (?). Оливиновые базальты. 10. Контуры вулканических построек: а—установленные, б—предполагаемые. 11. Разломы глубокого заложения. 12. Скрытые субширотные разломы глубокого заложения. 13. Соскладчатые разрывные нарушения: а—картируемые, б—скрытые. 14. Гидротермально измененные породы. 15. Месторождение и рудопроявления.

Неравномерное распределение оруденения в пределах рудного поля обусловлено его локальным развитием в сложнопостроенных палеовулканических сооружениях. Вне пределов последних, даже при наличии зон метасоматитов, оруденение практически отсутствует.

Установлено, что в узлах пересечения Арманисского разлома и соскладчатых разрывных нарушений со скрытым Широтным размещаются палеовулканические постройки, зоны метасоматитов и участки с проявлением сульфидной минерализации. Это подтверждается строением северо-западного участка рудного поля (на месторождении), центральной его части (под лавами плиоцена), а также восточной окраины с. Арманис (рис. 1).

На указанных участках развиты наиболее интересные из закартированных в пределах рудного поля вулканические сооружения (исключение составляет постройка, развитая на юге площади), в целом обнаруживающие северо-западную направленность и слагающиеся субвулканическими и жерловыми фациями андезитового, дацитового и липаритового составов. Андезитовые тела в пределах построек бывают обычно наиболее крупными и прорываются дацитами и липаритами. Отмеченные породы—андезиты, дациты, липариты, лавовые брекчии дацитового и туфы липаритового составов—оказались наиболее благоприятными (пористыми и хрупкими) по своим физико-механическим свойствам для локализации оруденения [1].

Палеовулканическая постройка, развитая на северо-западе, сложена андезитами, лавовыми брекчиями дацитового состава, дацитами и более поздними оливиновыми базальтами. Штокообразное тело последних вытянуто в субширотном направлении, что говорит об активизации Широтного разлома и в олигоцене (рис. 1).

Несколько иное строение имеет палеовулканическое сооружение, разместившееся на пересечении восточного и Широтного разломов. Оно более четко фиксирует северо-западное направление (южная его часть и широтное направление) и в его строении наряду с андезитами и дацитами участвуют также туфы липаритового состава и липариты. Кроме того, здесь не проявлены лавовые брекчии дацитового состава жерловой фации.

В центральной части рудного поля под базальтами верхнего плиоцена установлена еще одна палеовулканическая постройка, расположенная на участке пересечения Широтного разлома со скрытым северо-западным разрывом [2]. Это сооружение меньшего масштаба и слагается брекчиями и лавобрекчиями дацитового, андезито-дацитового состава жерловой фации, которые секутся неким дацитом.

Наиболее протяженные и заслуживающие внимания участки гидротермально измененных пород и сульфидной минерализации подчинены той же закономерности, что и кратко описанные палеовулканические постройки. В частности, наиболее значительные участки с развитием кварц-серицитовых метасоматитов, предшествующих рудоотложению и развивающихся по кислым породам, выявлены, за редким исключением, в упомянутых узлах пересечения. На этих же участках локализованы как собственно Арманиское месторождение, так и наиболее перспективные рудопроявления медно-свинцово-цинкового оруденения.

Таким образом, в пределах рудного поля обнаруживается закономерная связь в размещении вулканических построек, зон метасоматитов и сульфидной минерализации. Наиболее благоприятными для локализации медно-свинцово-цинкового оруденения оказались узлы пересечения Арманиского и соскладчатых разрывных нарушений с Широтным разломом. Сульфидная минерализация на этих участках развилась в пределах палеовулканических построек, сложенных наиболее

благоприятными по своим физико-механическим свойствам для локализации оруденения субвулканическими и жерловыми фациями среднего и кислого составов. Отмеченные узлы пересечения явились наиболее проницаемыми в пределах рассматриваемой площади участками для внедрения магматических масс, а затем и циркуляции гидротермальных растворов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 12.IX.1979.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Мовсесян Р. С. О физико-механических свойствах пород Арманисского рудного поля. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, № 1, 1979.
2. Мовсесян Р. С., Джрбашян Р. Т. Некоторые особенности верхнеэоценового вулканизма в пределах Арманисского рудного поля. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1979.

УДК 550.848

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Э. И. САРАТКЯН

ВОПРОСЫ РУДОНОСНОСТИ ПО ДАННЫМ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ПЛОЩАДНОЙ СЪЕМКИ

В настоящее время при проведении поисково-разведочных работ, особенно при поисках скрытого оруденения и изучении перспектив флангов и глубоких горизонтов известных месторождений, успешно применяются геохимические методы поисков по первичным и вторичным ореолам ртути, серебра, свинца, меди и других элементов-индикаторов оруденения [2]. Успешное ведение поисков скрытого оруденения по геохимическим методам создали предпосылки для проведения мелкомасштабных поисково-геохимических исследований, направленных на прогнозирование оруденения и изучение рудоносности выявленных перспективных участков. С этой целью нами была проведена геохимическая съемка, масштаба 1:25000, в пределах Севано-Карабахской гипербазитовой зоны на юго-западных склонах Арегунийского хребта на площади около 60 кв. км. Обоснованием для постановки этой работы явились достоверно установленные данные о повышенных содержаниях ртути и некоторых других химических элементов в породах и первичных геохимических ореолах вокруг рудных месторождений, а также наличие высокочувствительных приборов для их аналитического определения [3,4].

Выбор района для проведения мелкомасштабной геохимической съемки определялся наличием благоприятных геологических и ландшафтно-геохимических условий: исследуемая территория расположена в пределах Севано-Карабахской гипербазитовой зоны, где известны различные рудные месторождения и рудопроявления; район отличается хорошей обгаженностью и доступностью для опробования, что позволяет собрать представительную информацию о распределении химических элементов в коренных породах и увязать результаты геохимического опробования с геологическими данными.

Геологическое строение района освещено в трудах А. Т. Асляняна, С. Б. Абовяна, Г. И. Акопяна, Т. А. Аревшатян, И. В. Баранова, Н. П. Батуряна, И. Л. Епремяна, Л. С. Меликяна, К. И. Паффенгольца, С. А. Паланджяна, Т. Ш. Татевосяна и др. В соответствии с тектонической схемой А. Т. Асляняна [1] исследованная территория входит в Севанский оротектонический пояс, охватывая часть крупного антиклинория, и сложена тремя крупными антиклинальными структурами северо-

западного и близширотного простираний. Стратиграфический разрез района представляется в следующем виде: наиболее древние породы представлены вулканогенно-обломочными образованиями нижнего сенона, перекрытыми известняками и мергелями верхнего сенона, что является свидетельством трансгрессии моря с интенсивным осадконакоплением, сопровождавшимся вулканической деятельностью, которая к концу отмеченного времени сменилась глубоководным осадконакоплением. Интенсивные тектонические движения на Малом Кавказе в конце верхнего мела способствовали региональным поднятиям и регрессии моря, обусловившим прерыв в осадконакоплением. В нижнем-среднем эоцене начинается быстрое опускание дна бассейна, что вызывает интенсивное осадконакопление, сопровождающееся активной вулканической деятельностью. После среднего эоцена происходили тектонические процессы, благодаря которым территория Северной Армении приподнялась и в предгорных областях, где сохранились прогибы, образовались неглубоководные отложения и верхнеэоценовые вулканогенно-осадочные образования, налегающие трансгрессивно на среднеэоценовые породы.

В пределах Севано-Карабахской офиолитовой зоны, в весьма разнообразных геолого-структурных условиях, развита ртутная минерализация с различной интенсивностью, характеризующаяся удаленностью от магматических очагов и низкими температурами рудообразующих гидротермальных растворов. Изучение данных по ртутоносности показывает, что ртутная минерализация свойственна почти всем металлогеническим зонам, которые специализированы на определенном наборе полезных ископаемых, а в пределах этих зон выделяются профилирующие ассоциации эндогенных руд: медно-молибденовая, колчеданная, золото-полиметаллическая и др.

Такое региональное развитие ртутной минерализации обусловлено, по-видимому, крупными глубинными разломами, морфологически представленными надвигами, взбросо-надвигами, взбросами; перспективным для оруденения является лежащее их крыло. Такое явление обусловлено, очевидно, тектонической подготовленностью поднадвиговых зон — большой раздробленностью пород с образованием многочисленных разрывов, перисто сочленяющихся с основным нарушением.

Анализ имеющихся данных по распространению ртутной минерализации позволяет прийти к выводу, что главными факторами для ее формирования в районе следует считать структурный (пути циркуляции рудоносных растворов) и литологический — благоприятные для рудоотложения вмещающие породы, наличие разрывных и складчатых структур и экранирующих контактов. Локализация ртутного оруденения, по-видимому, происходит преимущественно путем заполнения открытых трещин, межпластовых полостей. В значительной мере этому способствует наличие флексурных изгибов, зон повышенного расслаивания, брекчирования, трещиноватости и пористости пород.

Рудовмещающими обычно являются различные структурно-лито-

логические ловушки, обеспечивающие необходимый фильтрационный эффект и оптимальную замкнутость рудообразующей системы. К ним относятся зоны интенсивной трещиноватости и брекчирования, изгибы плоскостей рудоконтролирующих нарушений, участки тектонических пережимов рудовмещающих пород, серии кулисообразных трещин отрыва и т. д. Можно считать, что характер распределения оруденения и морфология рудных тел обусловлены формами ловушек, а их отсутствие приводит к рассеиванию рудного-вещества в пространстве.

При проведении настоящей работы, принимая во внимание хорошую обнаженность района, был выбран метод оценки перспектив рудоносности по особенностям распределения элементов-индикаторов оруденения в первичных геохимических ореолах. Геохимические пробы после дробления, квартования и истирания были подвергнуты спектральному приближенно-количественному анализу на приборе ДФС-13 на широкий комплекс элементов: свинец, цинк, барий, серебро, мышьяк, сурьму, медь, олово, висмут, кобальт, молибден и др. Для определения содержания ртути из-за недостаточной чувствительности спектрального анализа ($1 \cdot 10^{-3} \%$) применялся атомно-абсорбционный фотометр (РАФ-1). Все анализы проводились в Бронницкой лаборатории физико-химических методов анализа ИМГРЭ (Москва). При интерпретации аналитических данных использовались математические методы, в частности, для определения величин фоновых и минимально-аномальных содержаний элементов-индикаторов оруденения, а также расчета линейных продуктивностей и их отношений.

Сравнительно редкая сеть опробования (250×50 кв. м) не всегда позволяет удовлетворительно увязать соседние профили в пределах выявленных участков с целью прослеживания рудовмещающих структур. Другое затруднение здесь обусловлено наличием отдельных точечных аномалий, фиксируемых единичными пробами, однозначная геохимическая интерпретация которых трудна, ввиду сложности отличия подобных рудогенных аномалий от ложных, вызванных случайными ошибками (при обработке, анализе проб и др.). Выявленные геохимические аномалии ртути, меди, серебра, цинка, свинца, молибдена, никеля, кобальта отличаются значительными размерами, нередко высокой контрастностью и пространственно удовлетворительно увязываются между собой, подтверждая этим свое генетическое родство и закономерность формирования. Другие элементы, образующие точечные аномалии, здесь не рассматриваются, ввиду невозможности их однозначной интерпретации.

На участке № 1 (размерами $2,5 \times 1,5$ кв. км) выявлены ореолы ртути, меди, свинца, серебра, цинка (рис 1). Аномалии ртути выражены в виде разрозненных небольших по размерам участков, которые отличаются высокими содержаниями ртути. Обращает внимание высокая контрастность этих аномалий ($C_A = 3 \cdot 10^{-3} \%$) при чрезвычайно низком геохимическом фоне вмещающих пород ($3 \cdot 10^{-3} \%$). Ввиду мел-

кого масштаба проведенной съемки не представилось возможным увязать соседние профили по содержаниям ртути для надежной геохимической оценки аномалии. Ореолы меди, оконтуренные по минимально-аномальным содержаниям ($5 \cdot 10^{-3} \%$) распространены на большой площади, обнаруживая заметную приуроченность к породам ширакской свиты—фельзитовым туфам и туфопесчаникам эоцена. Для

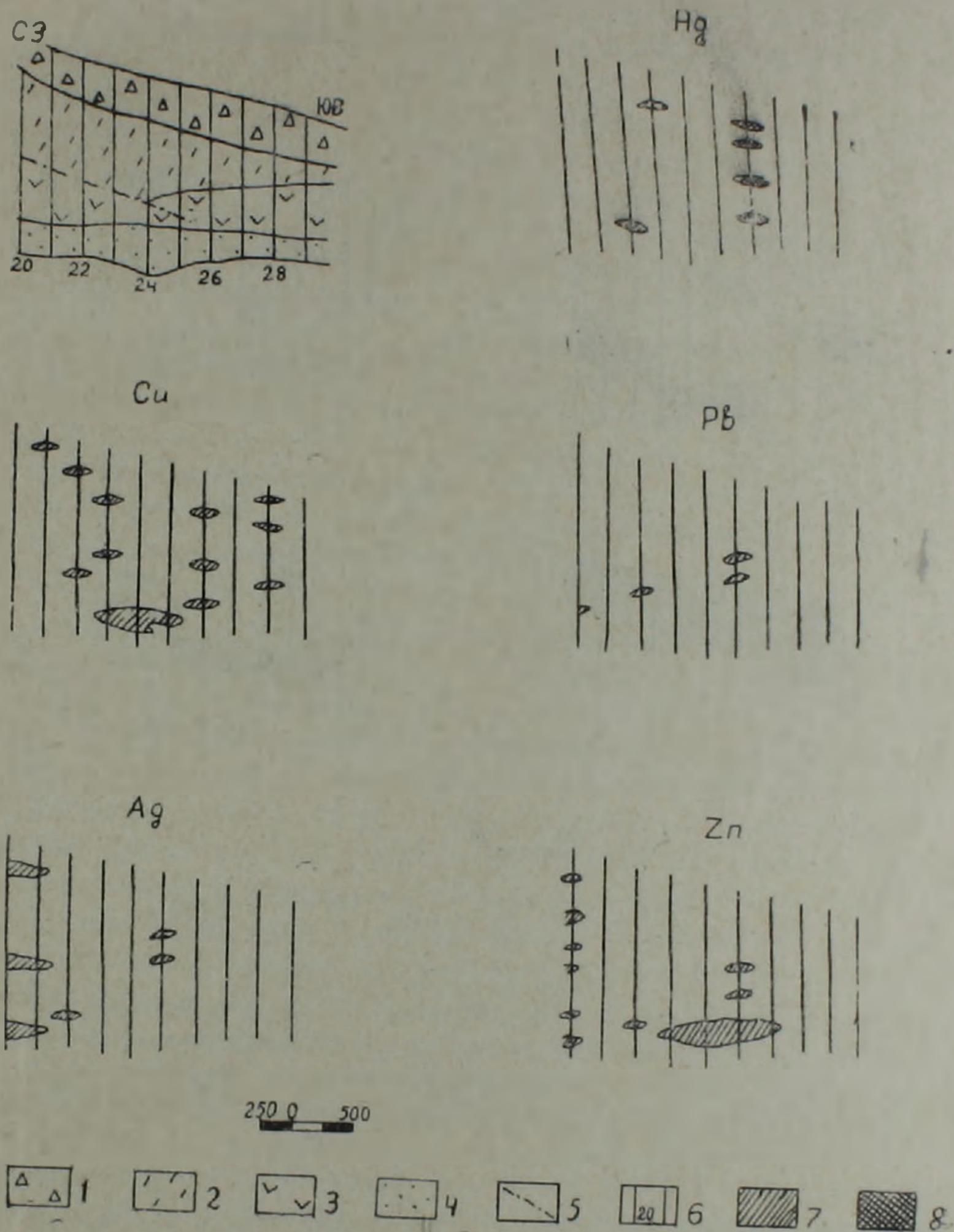


Рис. 1. Первичные ореолы на участке № 1.

1—кератофиры, их туфы, туфобрекчии; 2—порфириты, туфобрекчии, туфопесчаники; 3—фельзитовые туфы, туфопесчаники, туффиты; 4—элювиально-делювиальные отложения; 5—тектоническое нарушение; 6—профили опробования; 7—8 содержание элементов в процентах; 7—ртуть $7 \cdot 10^{-5}$ — $2 \cdot 10^{-4}$; медь—более $5 \cdot 10^{-3}$; свинец— $5 \cdot 10^{-3}$; серебро— $5 \cdot 10^{-6}$; цинк— $1 \cdot 10^{-2}$; 8—ртуть более $2 \cdot 10^{-4}$.

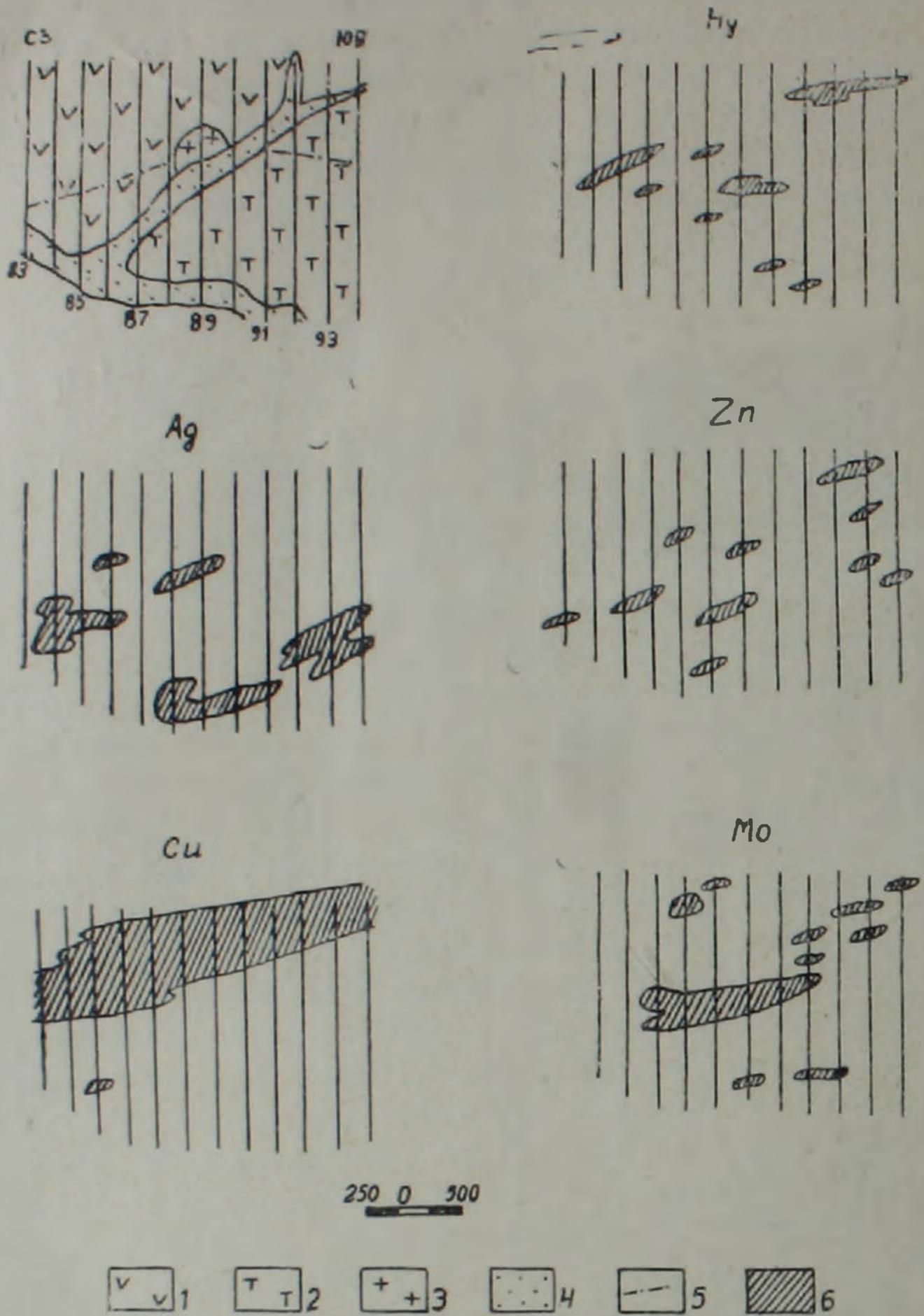


Рис. 2. Первичные ореолы на участке № 2.

1—фельзитовые туфы, туфопесчаники, туффиты; 2—пироксен-плагноклазовые порфи-
риты и их туфы; 3—граниты, гранодиориты; 4—элювиально-делювиальные отложения;
5—тектонические нарушения; 6—содержание элементов в процентах; ртуть—более
 $7 \cdot 10^{-5}$; серебро— $5 \cdot 10^{-6}$; цинк— $1 \cdot 10^{-2}$; медь— $5 \cdot 10^{-3}$; молибден $2,5 \cdot 10^{-3}$.

ореолов серебра характерна низкая контрастность и значительные по
размерам площади развития. Аномалии свинца и цинка простран-
ственно увязываются между собой и выступают в виде небольших уча-
стков за исключением расположенного в центре рассматриваемой
территории сравнительно большой аномалии цинка (более 750 м
длину). Наличие на участке интенсивных аномалий надрудных и по-

рудных элементов может рассматриваться как свидетельство присутствия слабоэродированного медно-полиметаллического оруденения или же зоны рассеянной минерализации, распознавание которой возможно лишь при проведении детальных исследований.

На участке № 2 выявлены ореолы ртути, меди, цинка, серебра, молибдена (рис. 2). Ореолы ртути здесь менее контрастны, чем на предыдущем участке, однако по своим размерам значительно превосходят их. Содержание ртути в ореоле колеблется в пределах $n \cdot 10^{-6}$ — $n \cdot 10^{-3}$ ‰.

Особого внимания заслуживает крупная аномалия ртути на севере участка, отличающаяся значительными размерами (более 750 м в длину) и высоким содержанием ртути.

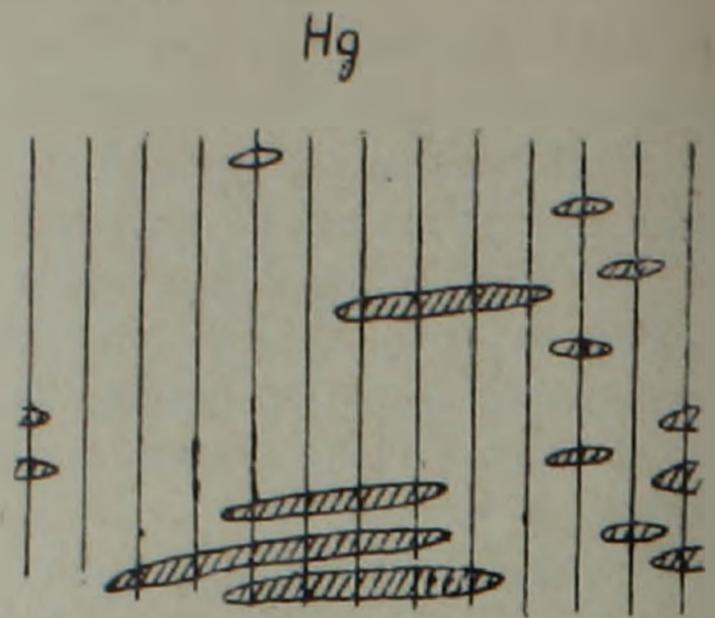
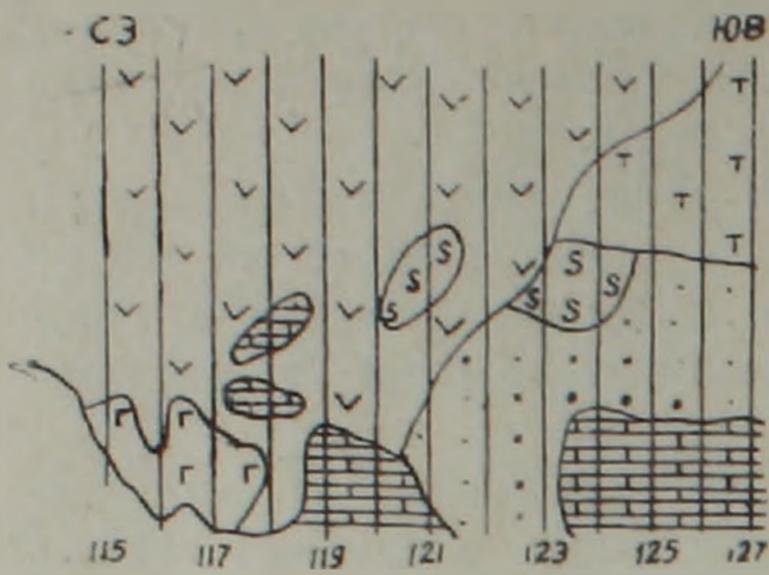
Ореолы серебра представлены тремя значительными по размерам полями повышенных содержаний, оконтуренными по минимально-аномальному содержанию серебра— $5 \cdot 10^{-6}$ ‰. Цинк образует небольшие по размерам разрозненные аномалии, оконтуренные по минимально-аномальному содержанию $1 \cdot 10^{-2}$ ‰. На участке обнаружена крупная аномалия меди (более $5 \cdot 10^{-3}$ ‰). Обращает внимание то, что ореолы меди пространственно совмещаются с ореолами ртути, занимая наиболее высокий гипсометрический уровень. Молибден образует крупную аномалию (более 1000 м в длину) в центральной части участка, отличающуюся высоким содержанием молибдена ($C_{\text{max}} > 0,025\%$).

На участке № 3 выявлены ореолы ртути, меди, кобальта, никеля, цинка (рис. 3). Ореолы ртути представлены несколькими полями повышенных содержаний, которые отличаются значительным площадным распространением (достигающим более 1 км в длину) и ориентированы согласно с основными геологическими структурами. Аномалии цинка не отличаются высокой контрастностью и распространенностью. Для аномалий меди, кобальта, никеля характерна приуроченность их к массивам серпентинитов и габбро-перидотитов. Они образуют ряд полей повышенных содержаний, которые отличаются общностью пространственного развития и морфологических признаков. Аномалии никеля при этом обладают высокой контрастностью: аномалия в районе Шоржинского гипербазитового массива содержит до 1% никеля. Эти данные иллюстрируют геохимическую специализацию названных пород и демонстрируют возможность применения повышенных содержаний химических элементов при проведении геологического картирования и уточнении контуров распространения литологических комплексов пород.

Изложенные данные позволяют рекомендовать рассмотренные участки для постановки детальных геологоразведочных работ, которые целесообразно проводить в следующей последовательности:

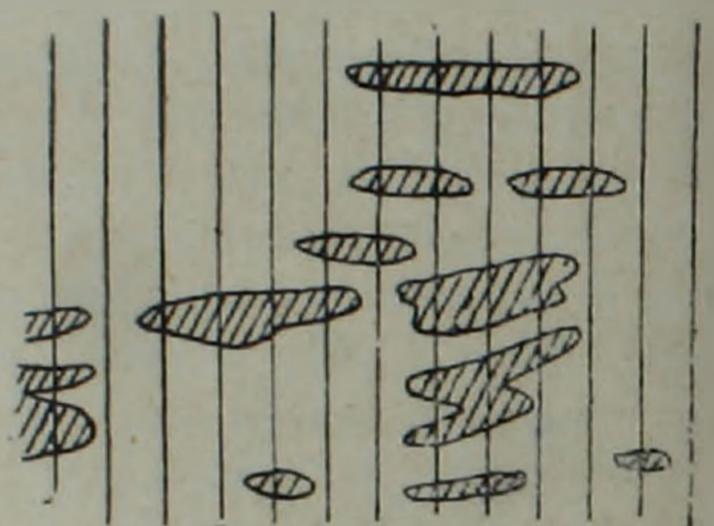
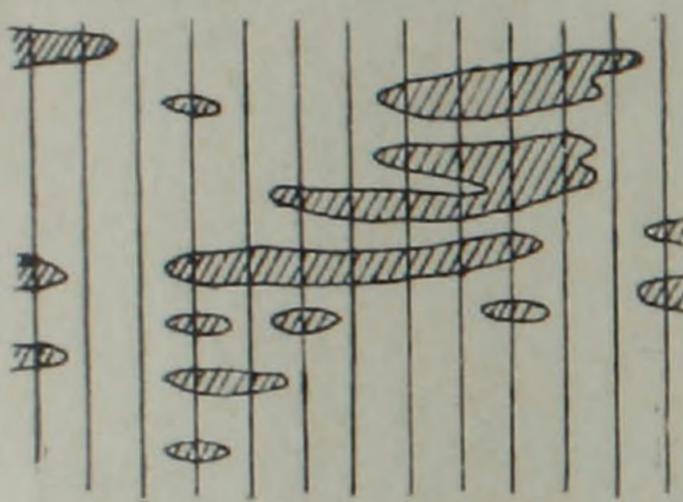
а) детальная геохимическая съемка на поверхности аномальных участков с составлением крупномасштабной структурно-литологической карты;

б) бороздовое опробование участков, где установлены высокие



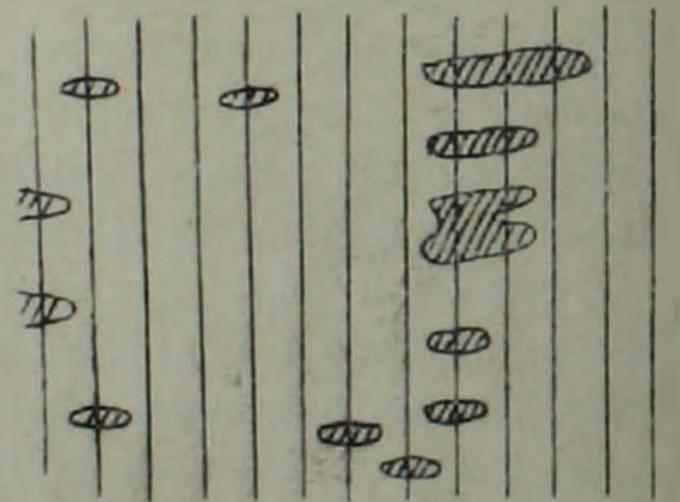
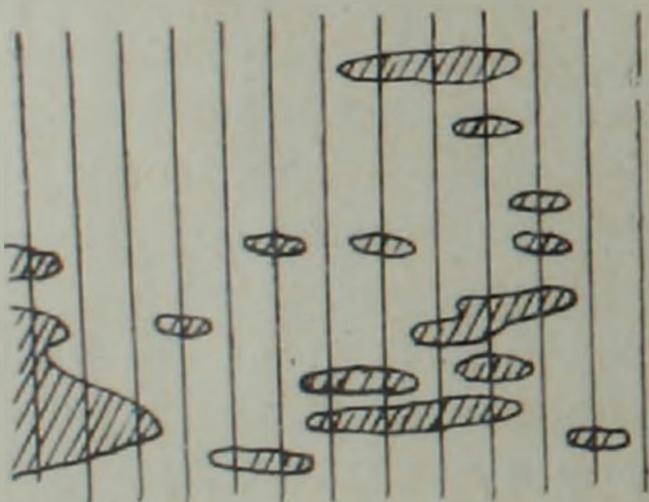
Cu

Co



Ni

Zn



0 250 500

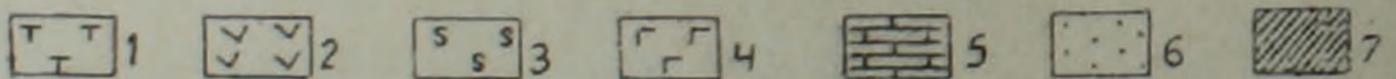


Рис. 3. Первичные ореолы на участке № 3
 1—порфириты, туфобрекчии, туфопесчаники; 2—фельзитовые туфы, туфопесчаники, туффиты; 3—серпентинизированные ультрабазиты; 4—габбро; 5—известняки и мергели; 6—элювиально-делювиальные отложения; 7—содержание элементов в процентах: ртуть—более $7 \cdot 10^{-5}$; медь— $5 \cdot 10^{-3}$; кобальт— $2,5 \cdot 10^{-3}$; никель— $5 \cdot 10^{-3}$; цинк— $1 \cdot 10^{-2}$.

содержания ртути и других элементов с целью обнаружения возможных выходов рудных тел;

в) вскрытие канавами и скважинами высококонтрастных аномалий, выявленных по данным опробования рыхлых отложений с целью прослеживания рудовмещающих структур и обнаружения первичных ореолов;

г) применение специальных методик анализа на мышьяк и сурьму, ранее не определенных в пробах ввиду низкой чувствительности примененного приближенно-количественного спектрального анализа;

д) определение в пробах форм нахождения ртути с целью геохимической оценки выявленных аномалий и определения уровня их эрозионного среза.

Ереванский политехнический институт им. К. Маркса

Поступила 6.VI.1978.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
2. Григорян С. В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке гидротермальных месторождений. Сов. геология, Изд. «Недра», 1973.
3. Сауков А. А., Айдинян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. Изд. «Наука», М., 1972.
4. Соловов А. П. Параметры первичного ореола эндогенного месторождения. «Геология рудных месторождений», № 3, 1966.

