

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԳՐԱ

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ
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.

АЭЖ 409

СОДЕРЖАНИЕ

Андраник Бахшневич Багдасарян (к 60-летию со дня рождения) 3

А. Т. Асланян, Г. П. Багдасарян, К. Г. Ширинян. Об одном ключевом разрезе для понимания взаимоотношений третичных вулканогенных толщ Армянского нагорья 7

Р. А. Мандилян. Эффузивно-гялокластитовая ассоциация в верхнеюрском-нижнемеловом вулканогенно-осадочном комплексе Армянской ССР 22

А. В. Вардамян. Разломно-блоковая тектоника Урц-Вайоцдзора 35

Н. И. Магакян. Золотоносные рудные формации Армянской ССР 45

Р. Б. Ядоян. Некоторые вопросы современного состояния учения о месторождениях минеральных вод 52

А. Т. Асланян, А. В. Арутюнян. Исследование упругих свойств плотности и сжимаемости ультрамафитов офиолитовых поясов Армении 58

С. А. Пирузян, А. Г. Бабаджанян, А. Т. Донабедов, Л. Б. Оганесян. Блоковое строение территории Армянской АЭС и сопредельных районов в связи с сейсмическим районированием 69

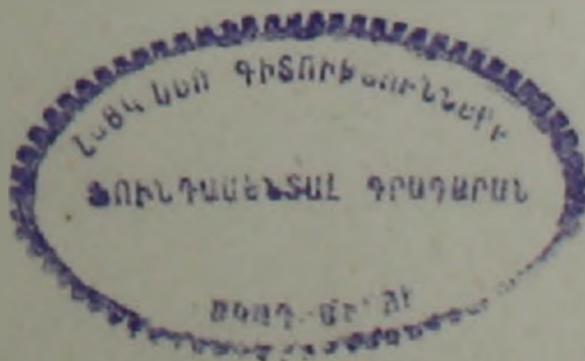
Краткие сообщения

В. С. Аракелян. О диффузии в геохимических системах: одновременное исследование диффузии и изоморфизма (на примере сурьмы в галите) 79

А. А. Тамразян. О геометрических условиях при рентгенорадиометрическом анализе гомогенных сред 85

Потери науки

Рафаел Аветисович Аракелян 90



Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Անդրանիկ Բախչիի Բաղդասարյան (ծննդյան 60-ամյակի առթիվ)	3
Ա. Տ. Ասլանյան, Կ. Պ. Բաղդասարյան, Կ. Կ. Շիրինյան Հայկական բարձրագույն կրթության հարթաձևի հաստիքների փոխարարությունների ըմբռնման մեկ հենակետային կտրվածքի մասին	7
Ռ. Ա. Մանուսյան. էֆուզիվ հիալոկլաստիտային ասոցիացիան Հայկական ՍՍՀ վերին յուրայի-ստորին կավճի հարթաձև-նստվածքային կոմպլեքսում	22
Ա. Վ. Վարդանյան. Ուրց-Վայոցձորի խզումնա-բեկորային տեկտոնիկան	35
Ն. Հ. Մաղաֆյան. Հայկական ՍՍՀ ոսկերի հանքային ֆորմացիաները	45
Ռ. Բ. Յաղոյան. Հանքային ջրերի հանքավայրերի մասին ուսմունքի արդի վիճակի մի քանի հարցերը	52
Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Վ. Հաբուրյունյան. Հայաստանի օֆիոլիտային գոտիների ուլտրամաֆիտների առաձգական հատկությունների, խտության և սեղմելիության ուսումնասիրությունը	58
Ս. Ա. Փիրուզյան, Հ. Գ. Խարաթանյան, Հ. Տ. Իոնարեղով, Լ. Ք. Հովհաննիսյան. Հայկական ատոմային էլեկտրակայանի (ՀԱԷԿ) տարածքի և հարակից շրջանների բլոկային կառուցվածքը կապված սեյսմիկ շրջանացման հետ	69

Համառոտ հաղորդումներ

Վ. Ս. Առաքելյան. 'Ինֆուզիայի մասին գեոքիմիական սխտեմներում' դիֆուզիայի և իզոմորֆիզմի միաժամանակյա ուսումնասիրությունը (հալիտում ծարիրի օրինակով)	79
Ա. Ա. Բամբազյան. Հոմոգեն միջավայրի ունեցնող առադիոմետրական անալիզի մասնակ չափումների երկրաչափական պայմանների մասին	85

Գիտության կորուստները

Ռաֆայել Ավետիսի Առաքելյան	90
---------------------------	----

АНДРАНИК БАХШИЕВИЧ БАГДАСАРЯН

(к 60-летию со дня рождения)

В ноябре 1978 года исполнилось 60 лет со дня рождения и 40 лет педагогической и научной деятельности члена-корреспондента АН Арм. ССР Андраника Бахшиевича Багдасаряна—одного из ведущих географов—климатологов Советского Союза.

А. Б. Багдасарян родился в Горисе в семье рабочего. После окончания педагогического техникума 2 года (1935—1937) учительствовал в с. Дарбас Сиснанского района Армянской ССР. В 1937 г. поступает



на геолого-географический факультет Ереванского государственного университета, который с отличием оканчивает в 1942 г. и в том же году зачисляется в аспирантуру. Свою учебу в аспирантуре он совмещает с работой в системе Армянского Управления гидрометслужбы Закавказского военного округа в качестве аэролога, а затем синоптика.

В 1946 г., после защиты диссертации, А. Б. Багдасаряну была присуждена ученая степень кандидата географических наук. В 1949 г. он направляется в докторантуру Института географии АН СССР, где в 1952 г. защищает диссертацию и получает степень доктора географических наук.

Будучи молодым доктором, Багдасарян А. Б. внес определенный вклад в развитие советской климатологии. Он впервые, на основе соче-

тания преимуществ основных методов климатологического анализа, разработал рациональную систему оценки климата, нашедшую широкое применение в климатологии, а также схему типизации и районирования климата горных стран.

Многогранная научная деятельность А. Б. Багдасаряна начинается в Институте экономики АН Арм. ССР, где он занимался всесторонним изучением природных условий и естественных ресурсов республики, курортологии, медицинской географии, картографии и др. А. Б. Багдасарян принимал деятельное участие в оценке природных условий для целей рационального размещения производительных сил родного края и т. п. Он в соавторстве с другими участвовал в разработке сельскохозяйственных зон Армянской ССР, которые легли в основу планирования этой отрасли народного хозяйства.

За период с 1952 по 1958 гг. были опубликованы работы А. Б. Багдасаряна, посвященные вопросам использования возобновляемых источников энергии (солнца и ветра). При его непосредственном участии Институтом географии АН СССР была издана первая экономо-географическая монография Армянской ССР. Большие заслуги имеет А. Б. Багдасарян в создании учебников по географии и серии карт для средних школ республики.

Результатом большой научной и организаторской деятельности юбиляра явилось создание в 1958 г. отдела географии в Институте геологических наук—первого академического научного центра в республике по географии. Руководителем этого научного очага со дня его организации и по сей день является А. Б. Багдасарян.

С организацией отдела начинается новый этап научной деятельности А. Б. Багдасаряна. Под его руководством и при непосредственном участии развернулись работы по комплексной характеристике природных условий, ландшафтоведению, рекреационной географии и т. д. Особое место в исследованиях А. Б. Багдасаряна занимают экологические проблемы среды и вопросы охраны природы.

Результаты работ, выполненных в отделе под руководством и непосредственном участии А. Б. Багдасаряна, были обобщены в ряде монографий, к главным из которых относятся: «Климат Армянской ССР», первый том многотомного издания «Геология Армянской ССР» «Геоморфология», «Физическая география Армянской ССР», «Гидрография и водные ресурсы Армянской ССР», том «Армения» из серии многотомного издания «Советский Союз», членом редакционной коллегии которого он являлся. Этот том был переведен на армянский, французский и английский языки. А. Б. Багдасарян принимает деятельное участие также в изучении богатого географического наследия армянского народа.

Особо следует отметить работы руководимого А. Б. Багдасаряном отдела по тематическому картированию. Национальный атлас Армянской ССР, в создании и издании которого его роль трудно переоценить, завоевал широкое признание научной общественности как у нас в стране, так и далеко за ее пределами. К числу крупных картографических

работ относится «Атлас природных условий и естественных ресурсов Армянской ССР», том «Климат», завершается другой том, посвященный гидрологии и водным ресурсам республики. Под редакцией А. Б. Багдасаряна и в соавторстве вышел в свет и учебный географический атлас Армянской ССР. Он принимал участие в составлении сопряженных карт и атласа Закавказского экономического района.

Признанием заслуг проф. А. Б. Багдасаряна в области тематической картографии явилось его избрание на XX, XXI и XXII международных географических конгрессах членом-корреспондентом Комиссии Национальных атласов Международного Географического Союза, в котором он руководил группой по унификации и стандартизации карт водных ресурсов комплексных и региональных атласов. Учитывая большую научную и организаторскую деятельность А. Б. Багдасаряна, Международный Географический Союз поручил ему созыв в Ереване симпозиумов по национальным атласам и тематическому картированию в целях охраны природы и рационального использования естественных ресурсов XXIII-го Международного Географического конгресса (1976). На этом конгрессе по его инициативе была создана рабочая группа по картированию окружающей среды и ее динамики, действительным членом которой он был избран.

Признанием больших заслуг А. Б. Багдасаряна в развитии географических наук в Армении явилось его избрание членом-корреспондентом АН Армянской ССР в 1971 г.

Много сделано А. Б. Багдасаряном и в области подготовки кадров-географов высшей квалификации. Он в течение многих лет ведет курс лекций по специальным дисциплинам в ВУЗ-ах республики, был заведующим кафедрой и т. д. Под его руководством были подготовлены и успешно завершены диссертационные работы многих соискателей—кандидатов и докторов наук.

Перу А. Б. Багдасаряна принадлежит более 320 книг, брошюр, статей и карт, изданных на армянском, русском и иностранных языках, посвященных самым различным проблемам географической науки.

Член-корреспондент АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян свою кипучую научную деятельность сочетает с огромной общественной работой. Он является заместителем академика-секретаря Отделения Наук о Земле АН Армянской ССР, председателем созданного по его инициативе Научного совета по изучению курортных и туристических ресурсов, членом президиума республиканского общества Охраны природы; руководит работой научно-отраслевой редакции «География» Армянской Советской энциклопедии, научно-методическим Советом «География» Министерства высшего образования. В течение более 20 лет он был председателем Армянского географического общества; научно-методического совета «Наук о Земле» и членом президиума республиканского общества «Знание». Он был одним из инициаторов создания Научного Совета по биосфере АН Арм. ССР, заместителем председателя которого был долгие годы.

А. Б. Багдасарян является членом многих ученых советов вузов и институтов, является членом редколлегии ряда научных периодических изданий. Он принимает активное участие в работах международных, союзных и республиканских конгрессов, конференций и симпозиумов.

А. Б. Багдасарян встречает свой юбилей в расцвете творческих сил. Искренне поздравляя юбиляра, географическая общественность республики желает ему крепкого здоровья, сюнникского долголетия и новых творческих успехов.

Отделение Наук о Земле АН Армянской
ССР, Институт геологических наук,
Отдел географии

УДК 551.782+552.313.1:550.93(479.25)

А. Т. АСЛАНЯН, Г. П. БАГДАСАРЯН, К. Г. ШИРИНЯН

ОБ ОДНОМ КЛЮЧЕВОМ РАЗРЕЗЕ ДЛЯ ПОНИМАНИЯ ВЗАИМООТНОШЕНИИ ТРЕТИЧНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

В пределах Закавказья—на Ахалкалакском, Лорийском и Котайкском плато, в бассейнах оз. Севан, р.р. Ахурян, Машавера, Храми, Алгети, Дебед и в пределах Малой Азии—в бассейнах Тигра и Евфрата и далее на Аравийском полуострове и на северо-востоке Африки широко развиты покровные долеритовые базальты, которые в новейшей литературе относятся обычно к плиоцену (акчагылу, раннему виллафранку). В областях, прилегающих к Средиземному морю, такие долеритовые базальты развиты также в зоне меридионального линейамента, контролирующего плиоплейстоценовый вулканизм Центрального плато Франции.

Указанные базальты обратно намагничены, имеют возраст в Закавказье и Франции 3.5 в среднем млн. лет (К-Аг датировка) и рассматриваются обычно как продукт мантийных расплавов.

В бассейне Среднего Аракса и ее левых притоков покровы долеритовых базальтов залегают на эрозионно-расчлененной поверхности складчатых отложений миоцена, обнажающихся в ущельях р.р. Раздан, Қасах, Ахурян, Аракс, Нахичевань, а также вскрытых в ряде буровых скважин.

В составе миоценовых отложений Среднего Аракса выделены: аквитаний-бурдигал с *Trilophodon ex. gr. cooperi* Osb. (архаичная форма мастодонтов по А. А. Габриеляну и Л. К. Габуния), гельветский ярус с спорово-пыльцевым комплексом караганского горизонта (верхи гипсоносно-соленосной толщи Ереванского бассейна), с *Iliocipris brady*, тортонский ярус с *Congerina*, сарматский ярус с *Hipparion mediterraneum*, *Ciprideis sarmatica*, *Quinqueloculina gracilis*, *Strubulus boccarii*, *Macira cf. caspia*, *M. cf. sinzovi*, *Hidrobia elongata*, *H. kolesnikovi* и др. [3, 6, 7].

В треугольнике Джрвеж-Дзорахбюр-Вохчаберд между собственно вохчабердской вулканогенной толщей и олигоцен-среднемиоценовыми отложениями выделяется, так называемая, белесоватая вулканогенно-осадочная свита мощностью около 100 м. Сложена она многократно чередующимися кислыми пемзово-пепловыми образованиями типа сионрита (с обломками обсидианов), андезитовыми и андезито-дацитовыми туфобрекчиями, туфопесчаниками, суббентонитами и прослаивается зелеными глинами зангинского типа, включающими, по данным Л. М. Радопуло [10], сарматскую мактровую фауну. По наблюдениям А. Т. Асланяна [3], белесоватая свита в северном направлении фациально пе-

реходит в отложения зангинской свиты (сармат), обнажающиеся у с. Мангюс. В южном направлении в основании белесоватой свиты проявляются базальные конгломераты, залегающие у с. Вохчаберд и с. Гехадир на нижнеолигоценовых отложениях. Отчетливое переслаивание белесоватой свиты и отложений зангинской свиты установлены в скважинах, расположенных между с.с. Мангюс и Дзорахбюр.

К районам распространения рассматриваемых долеритовых базальтов тяготеют существенно пирокластические отложения, известные под названием вохчабердской толщи, годерзской толщи, кесарийской толщи и др., которые представлены различными агломератами, туфобрекчиями, туфами и в меньшей мере лавами андезито-базальтового, андезитового, андезито-дацитового и дацитового состава суммарной мощностью сотни или иногда тысячи метров.

Вохчабердская толща к СВ и В от гор. Еревана последовательно, с большим угловым несогласием перекрывает отложения сармата, нижнего миоцена, среднего и верхнего олигоцена (с *Pectunculus obovatus*, *Pecten arcuatus*, *Nummulites intermedius*, *N. vascus* и др.), верхнего эоцена (с *Varamussium fallax* и др.), среднего эоцена, верхнего мела и др., причем восточнее сел. Гехадир вохчабердская толща последовательно срезает значительно сильно дислоцированные отложения белесоватой свиты сармата (с хорошо отсортированным базальным конгломератом в основании), среднего олигоцена и нижнего олигоцена. Еще юго-восточнее вохчабердская толща с конгломератами в основании (севернее сел. Элпин) залегает на разных горизонтах сложного многоярусного комплекса, относимого, сверху-вниз, последовательно к нижнему миоцену—верхнему олигоцену (?), среднему-нижнему олигоцену и верхнему эоцену (в окрестностях сел. Ринд), охарактеризованным руководящими формами нуммулитовой фауны. Южнее сел. Камарис (Гямрез), у развалин сел. Мангюс, вохчабердская толща (туфокогломераты) залегает непосредственно на песчано-глинистой свите сармата.

Вохчабердской же толщей вулканических агломератов сложен левый склон ущелья реки ю.-з. сел. Камарис; над ней в виде карниза протягивается с.-в. край покрова долеритовых базальтов. Средневековая часовня и старое кладбище сел. Камарис расположены на туфобрекчиях вохчабердской толщи, а ю.-в. села, где река пересекает вохчабердскую толщу, в нее по тальвегу реки вложен поток долеритовых базальтов. Здесь на левом берегу реки выше села из-под долеритовых базальтов выходит мощный родник, снабжающий селение питьевой водой, а на правом берегу горизонтальный поток долеритовых базальтов и силловая залежь (лавовый поток?) андезитов в вохчабердской толще (падение на СЗ 320° , $\downarrow 25^\circ$) образуют структуру типа «ножниц».

На геологических картах 1940—1945 гг. контуры покрова долеритовых базальтов доведены по полосе Джрвеж-Дзорахбюр-Камарис до края левобережного плато р. Камарис, однако, по совершенно непонятным причинам, завуалирован факт налегания этих базальтов на вохчабердскую толщу непосредственно ю.-з. сел. Камарис. Укажем, что в работе

[9] долеритовые базальты отнесены к нижнему олигоцену, а вохчабердская толща—к среднему-верхнему олигоцену.

Стратиграфически выше вохчабердской толщи располагается Цахкадзорская серия андезитовых лав и их пирокластических разновидностей, нивелирующая глубоко расчлененный рельеф, выработанный в вохчабердской толще, в сарматских, тортонских, эоценовых и более древних отложениях. Характерно широкое развитие в аналогах верхних горизонтов вохчабердской толщи, развитых на Цахкункском хребте (верховья бассейнов р.р. Касах и Раздан) полосчатых риолитов, обсидианов-перлитов, отсутствующих в более молодой цахкадзорской свите. Калий-аргоновый возраст последней по результатам 46 серий определений на 20 характерных образцах, выполненных в лаборатории геохронологии и изотопных исследований ИГН АН Арм. ССР, составляет в среднем 5,5 млн. лет [4, 5].

Хотя все приведенные данные не оставляют сомнения в правильности определения плиоценового возраста указанных вулканогенных отложений, отдельные исследователи относят их к палеогену в предположении, что вохчабердская толща якобы не обособлена, а входит в состав олигоцен-эоценовой вулканогенной толщи бассейна р. Арпа, а покровные долеритовые базальты Котайкского плато будто уходят в южном направлении под вохчабердскую толщу [9]. В этой же связи упомянутые миоценовые отложения с характерной фауной сармата, тортона, гельветы, бурдигала произвольно объявляются верхнеэоценовыми, так же, как и олигоценовые отложения приереванского района с богатой характерной фауной (нуммулиты, гастроподы, пелециподы, кораллы, остракоды и др.) причисляются ими к среднему эоцену. Подобное искажение стратиграфии Ереванского третичного бассейна приводило к искажению геологии третичных отложений всего Горного Закавказья, причем в основу такого представления была положена догадка, будто покров долеритовых базальтов в восточной части гор. Еревана, у сел. Джрвеж сливается с морфологически сходно выраженной силловой залежью мандельштейновых базальтов, находящейся под вохчабердской вулканогенной толщей, относимой также произвольно к олигоцену (здесь же у сел. сел. Вохчаберд и Гехадир вохчабердская толща с резким угловым несогласием и с конгломератами в основании залегает на средне- и нижнеолигоценовых отложениях с *Pecten arcuatus*, *Pectunculus obovatus*, *Nummulites intermedius*, *N. vascus*).

В 1976 г. А. Т. Асланяну удалось выявить на Котайкском плато (рис. 1) в окрестностях сел. Камарис великолепно обнаженный узел, где однозначно определяются взаимоотношения покрова долеритовых базальтов и вохчабердской толщи и кроме того представляется возможным определить их отношение к сарматским отложениям, вскрытым недалеко от сел. Камарис, в сел. Арамус в опорно-параметрической буровой скважине на глубинах 400 м и более.

Один из крупных выходов сарматских отложений располагается на пространстве между сел. сел. Дзорахбюр и Маяковский, где они обна-

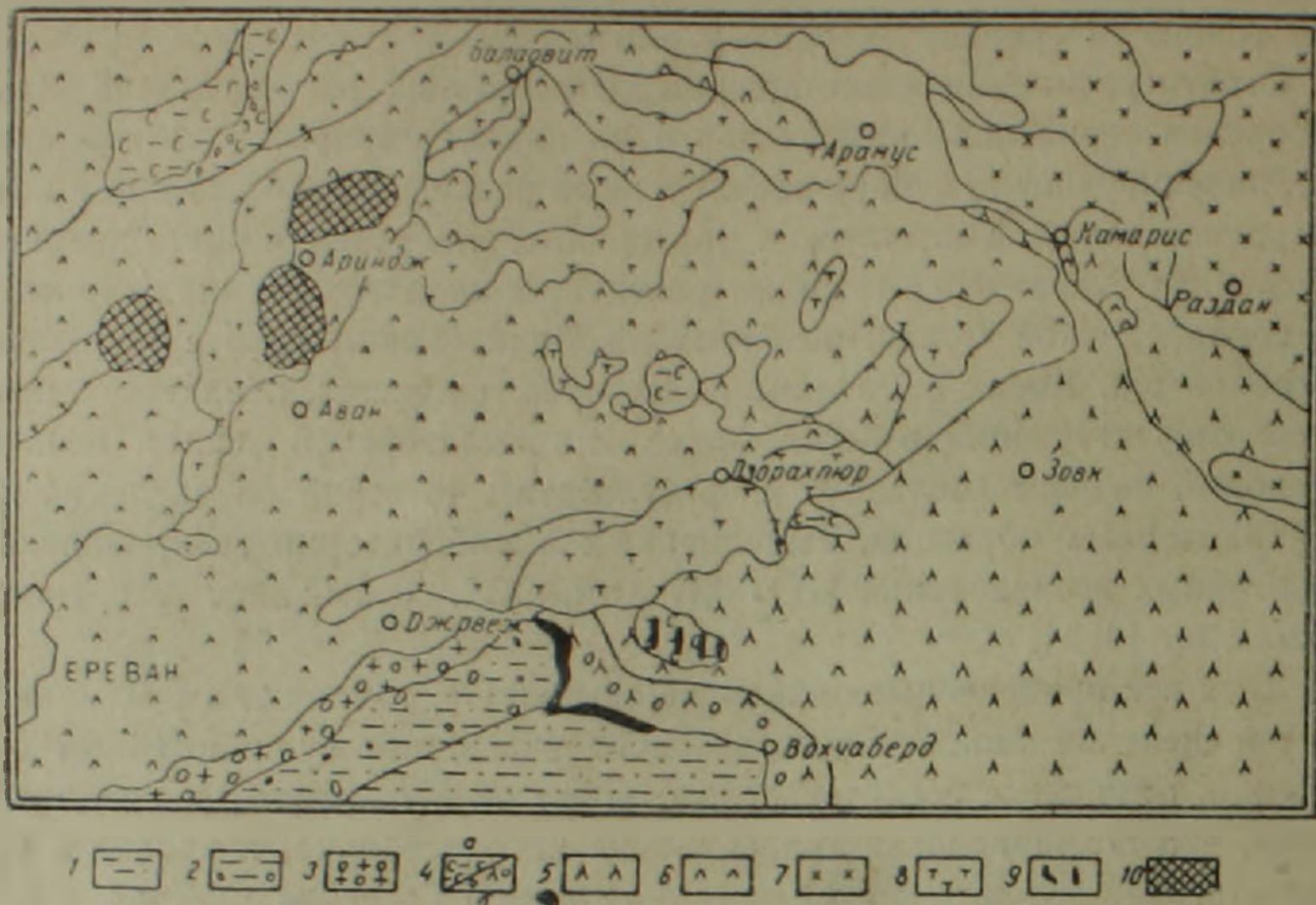


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Котайкского вулканического плато (составлена по фондовым материалам и новым полевым наблюдениям авторов). 1. Нижний-средний олигоцен. 2. Нижний миоцен (пестроцветная толща). 3. Средний миоцен (гипсоносно-соленосная свита). 4. Сармат: а) зангинская свита; б) белесоватая свита. 5. Нижний-средний плиоцен (вохчабердская вулканогенная толща). 6) Верхний плиоцен; долеритовые базальты. 7. Антропоген; андезито-базальтовые лавы. 8. Антропоген; туфы. 9. Силлы и дайки базальтов. 10. Центры извержений антропогеновых лав.

жаются из-под покрова долеритовых базальтов, слагающих склоны крупного куполовидного массива. Падение пластов (тонкие листоватые глины, тонкозернистые песчаники и залегающие среди них андезитовые туффиты) ЮЗ 220° , $\angle 15^\circ$. Представляется вполне вероятным, что эта куполовидная структура обусловлена поднятием каменной соли среднего миоцена и аналогична поднятиям Ераблур в западной части гор. Еревана, где наличие штоков каменной соли под щитовидными поднятиями долеритовых базальтов установлено бурением скважин (у здания гостиницы «Парос» и др.).

Петрографо-геохронологические данные

Вслед за наблюдениями А. Т. Асланяна в рассматриваемом районе проводились более детальные геолого-петрографические исследования совместно с А. Т. Асланяном, Г. П. Багдасаряном и К. Г. Шириняном в 1977—78 гг., с отбором наиболее представительных образцов новейших вулканитов.

Образцы отобраны: а) из отмеченного потока андезитовой лавы, вохчабердской толщи и хорошо обнаженного каменоломнями (ныне заброшенными) на правом борту крупного оврага в ю.-в. части с. Кама-

рис (рис. 2,3); б) из перекрывающих эту толщу долеритовых базальтов (рис. 4,5); г) из обломков вулканитов, слагающих вохчабердскую толщу (рис. 6).



Рис. 2. Верхняя часть разреза вохчабердской толщи (с полосчатыми риолитами и обсидианами).



Рис. 3. Андезитовый поток (силловая залежь) в вохчабердской толще.

Взятые образцы наряду с микроскопическим описанием подверглись радиолого-геохронологической датировке K/Ar методом в Лаборатории геохронологии и изотопных исследований ИГиН АН Арм. ССР. Из этих проб был выделен аргон на установках Хлопина-Герлинга (двумя-тремя сериями параллельно взаимоконтролирующими определениями).



Рис. 4. Поток долеритовых базальтов (а); отложения вохчабердской толщи (б).



Рис. 5. В верхней части склона покров долеритовых базальтов; в нижней части—подстилающие породы вохчабердской толщи.



Рис. 6. Обломки лав в вохчабердской вулканогенной толще.

разными операторами, независимо друг от друга с последующим изотопным анализом аргона на масс-спектрометре МИ-1301.

По данным геолого-петрографических исследований и результатам радиометрических возрастных датировок, в вулканических образованиях района с. Камарис нами выделяются на данной стадии их изученности три группы пород.

Группа 1. *Андезиты силловой залежи (лавового потока?), залегающие в вохчабердской толще.* Это—светло-серые мелкопористые породы, сравнительно легко обрабатывающиеся как строительный камень. Под микроскопом структура породы микропорфировая, основная масса микролитовая. Микровкрапленники, составляющие около 12% объема породы, состоят из плагиоклаза (до 3%), моноклинного пироксена (до 5%) и гиперстена (до 4%). Плагиоклаз андезинового ряда присутствует в виде лейстовидных, реже таблитчатых оплавленных кристаллов, содержащих иногда включения стекла. Моноклинный пироксен хорошо огранен, часто с вростками рудного минерала; местами с гиперстеном образует гломеропорфировые выделения. Гиперстен выражен удлиненными кристаллами с ясно проявленным плеохроизмом по общей схеме. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, моноклинного пироксена, рудной сыпи и мутного стекла. Изредка встречаются микровкрапленники нацело идиингситированного оливина (обр. №№ 5869 д, 6095, 6130, 792, 6174).

Химический состав породы приведен в табл. 1 под №№ 792, 6095, 6174¹. Пересчет данных химических анализов по методу А. Н. Заварицкого как этой, так и других групп пород сведены в табл. 1а под соответ-

¹ Образцы 792, 6095, 6174 отобраны из трех соседних друг с другом выходов (карьеров) одного и того же потока.

Таблица 1

Химический состав некоторых образцов вулканитов района с. Камарис

№№ проб	792	6095	6174	795	6096	6147	6152 (786)	Наименование образцов
	(группа I)			(группа II)			(гр. III)	
<i>SiO₂</i>	56,80	56,84	56,64	49,50	48,07	50,01	62,09	792, 6174 6095 795, 6096 6147 6152 (786) андезит из потока лавы (силловой залежи) в вохчабердской толще долеритовые базальты из потоков восточной окр. с. Камарис долеритовые интрузивные базальты андезито-дацит, биотитсодержащий обломок в вохчабердской толще. Окраина с. Камарис
<i>TiO₂</i>	0,54	0,82	1,10	1,58	1,84	1,15	0,55	
<i>Al₂O₃</i>	16,10	16,97	17,54	18,68	17,96	13,79	17,21	
<i>Fe₂O₃</i>	4,22	4,15	4,86	4,23	4,60	3,92	2,16	
<i>FeO</i>	1,68	2,51	1,07	6,24	6,53	4,54	1,42	
<i>MnO</i>	0,13	0,04	0,08	0,18	0,21	0,22	0,09	
<i>CaO</i>	9,00	7,41	7,24	9,52	8,89	10,29	4,83	
<i>MgO</i>	4,53	5,12	5,28	6,42	6,48	11,08	2,59	
<i>H₂O⁻</i>	0,60	0,12	0,12	0,08	0,30	0,21	0,17	
П.п.п.	0,50	0,42	0,42	не обн.	не обн.	не обн.	1,90	
<i>P₂O₅</i>	0,30	0,31	0,36	0,29	0,18	0,59	0,48	
<i>Na₂O</i>	4,00	4,00	4,00	3,20	3,50	3,10	3,30	
<i>K₂O</i>	2,20	2,10	2,10	0,70	1,00	1,80	2,50	
Σ	100,30	100,81	100,81	100,62	100,56	100,70	99,29	

Таблица 1а

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ обр.	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>t</i>	<i>φ</i>	<i>Q</i>
792	11,91	4,74	18,94	64,41	—	27,50	40,00	32,50	73,86	0,63	18,57	0,26
6095	11,80	5,42	17,90	64,88	—	32,20	48,11	19,70	74,71	1,05	19,70	0,74
6174	11,85	5,85	17,10	62,20	—	30,28	52,59	17,13	74,71	1,46	23,90	0,82
795	8,24	8,66	24,12	58,98	—	40,87	46,09	13,04	88,13	2,37	15,07	-7,18
6096	9,27	7,61	24,96	58,16	—	41,83	44,60	13,57	83,58	2,73	16,06	-9,83
6147	8,85	4,23	32,52	54,40	—	22,48	54,24	23,28	72,46	1,77	9,47	
6152 (786)	11,38	6,12	8,46	74,04	5,04	40,34	54,62	—	66,25	0,67	23,53	19,20

А. Т. Асланян и др.

ствующими номерами образцов. Радиометрический возраст этих андезитов по 5 сериям определений на 3-х образцах дает среднее значение в $4 \pm 0,3$ млн. лет (табл. 2 а).

Группа II. Долеритовые базальты отчетливо перекрывают вохчабердскую толщу; широко развиты на обоих бортах Камарисского оврага, протягиваясь на ЮЮВ от одноименного села (обр. №№ 6096, 6097, 6131, 6132, 795). Это—серые, до темно-серого, часто пористые породы, нередко плотного сложения с характерным слабым блеском в свежем изломе. В отличие от пород первой группы, эти породы значительно труднее поддаются обработке. Под микроскопом структура слабо порфировая, основная масса микродолеритовая. Вкрапленники представлены плагиоклазом и оливином, занимающими около 15% объема породы. Плагиоклаз (57—60% Ап.) образует таблитчатые и чаще лейстовидные кристаллы до 1,7 мм; в обр. 6096 сериально переходит в микролиты. Кристаллы слегка оплавлены, иногда зональны (до 5—6 зон), содержат редкие включения стекла, мельчайших зерен пироксена и рудную сыпь. Оливин количественно несколько уступает плагиоклазу, обнаруживает слегка округлые очертания при длине зерен до 0,5 мм; подавляющее большинство зерен оливина нацело идиингситировано. Основная масса породы состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, рудного минерала. Стекло отсутствует.

Химический состав породы приведен в табл. 1 под №№ 6096, 795.

Радиометрический возраст долеритовых базальтов по 7 сериям определений на 3-х образцах (6096, 6131, 6132) дает среднее значение в $3,5 \pm 0,3$ млн. лет (табл. 2 б).

По данным исследований покойного проф. Ц. Г. Акопяна, долеритовые лавы рассматриваемого района в отличие от других лав неогена и антропогена обладают обратной намагниченностью [1].

Следует отметить, что в рассматриваемом районе между с.с. Дзор-ахбюр, Вохчаберд и Джрвеж известны штоки, силловые залежи и дайкообразные тела зеленовато-темно-серых интрузивных базальтов (ущелье Шорджри-дзор и др.), которые обладают в основной массе долеритовой структурой, но в отличие от описанных выше покровных долеритовых базальтов макроскопически обнаруживают порфировое строение (обр. 6147, 6148). Структура породы порфировая, полнокристаллическая, основная масса типично долеритовая. Плагиоклаз сериально порфировый, представлен вытянутыми лейстовидными кристаллами до 2,5 мм длиной. Минерал чист и прозрачен, изредка содержит вростки рудного минерала и стекла. Оливин образует хорошо ограниченные, едва закругленные кристаллы от крупных порфировых до мелких вкрапленников, размерами 4,5—0,2 мм. Минерал свеж и прозрачен; трещиноватость характерна для наиболее крупных выделений. Моноклинный пироксен представлен менее крупными по отношению к оливину порфировыми вкрапленниками. Размер их изменяется в пределах 2,3—0,1 мм. Крупные кристаллы более идиоморфны. Минерал часто образует гломеро-

Таблица 2

Радиометрические возрастные значения вулканических пород района с. Камарис

Номера образцов	Название минерала или горной породы и место взятия	Содержание калия в %	K^{40} z/z 10^{-6}	% радиогенн Ar^{40}	Ar^{40} с.м ³ , z 10^{-6}	Ar^{40} z/z 10^{-9}	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$ 10^{-3}	Возраст в млн. лет	Среднее значение возраста в млн. лет
Породы группы I									
<i>Т а б л и ц а 2а</i>									
5869д	Андезиты силловой залежи (лавового потока (?)), вскрытой старыми заброшенными каменоломнями в вохчабердской толще на южной окраине с. Камарис, на правом борту оврага	1,70	2,07	—	0,28	0,49	0,24	4,3	<u>4</u> ±0,3
6095		1,70	2,07	—	0,264	0,472	0,23	4,1	
6130		1,65	2,01	—	0,164	0,471	0,23	4,1	
		1,65	2,01	—	0,248	0,442	0,22	4,0	
		1,72	2,1	—	0,170	0,30	0,14	3,4	
Породы группы II									
<i>Т а б л и ц а 2б</i>									
6096	Долеритовые базальты, перекрывающие вохчабердскую толщу по обоим бортам крупного оврага непосредственно к югу от с. Камарис	0,82	1,00	—	0,104	0,186	0,19	3,4	<u>3,5</u> ±0,3
6132		0,795	0,97	—	0,122	0,218	0,22	4,0	
6131		0,795	0,97	—	0,101	0,180	0,19	3,4	
		0,795	0,97	—	0,087	0,155	0,26	3,6	
		0,645	0,787	—	0,087	0,155	0,26	3,6	
		0,645	0,787	—	0,098	0,175	0,22	4,0	
		0,645	0,787	—	0,65	0,116	0,15	2,7	
<i>Т а б л и ц а 2в</i>									
6147	Интрузивные долеритовые базальты района ущелья Шор-джри-дзор	1,43	1,74	7,89	0,354	0,632	0,36	6,5	<u>6,4</u> ±0,6
6148		1,43	1,74	5,19	0,307	0,550	0,31	5,6	
		1,43	1,74	4,40	0,388	0,692	0,40	7,2	
		1,40	1,70	4,40	0,40	0,71	0,36	6,5	
		1,40	1,70	4,40	0,367	0,65	0,38	6,7	

порфиновые скопления. Химический состав приведен в табл. 1 под № 6147, числовые характеристики по А. Н. Заварицкому--в табл. 1 а.

Радиометрический возраст интрузивных долеритовых базальтов по 6 сериям определений на двух характерных образцах (6147, 6148) дает среднее значение $6,4 \pm 0,6$ млн. лет (табл. 2), указывающее на более раннее их внедрение по отношению к покровным долеритовым базальтам, с разрывом во времени около 2,5 млн. лет.

Группа III. Обломки пород вохчабердской вулканогенной толщи отличаются большой пестротой и многообразием петрографического состава; в значительном большинстве имеют округлую форму или окатаны. На участке к югу от с. Камарис это в подавляющем большинстве типичные вулканические породы преимущественно среднего состава. За пределами этого участка (над с. Вохчаберд) встречаются нередко также обломки субвулканического характера преимущественно среднего и основного состава и реже обломки сенонских (?) известняков. На участке монастыря Гегард пользуются широким развитием туфообломочные породы кислого и основного состава. На других участках широкого распространения пород вохчабердской толщи в последней встречаются также отдельные обломки домезозойского кристаллического основания. Цементирующий материал преимущественно лемзово-пепловый.

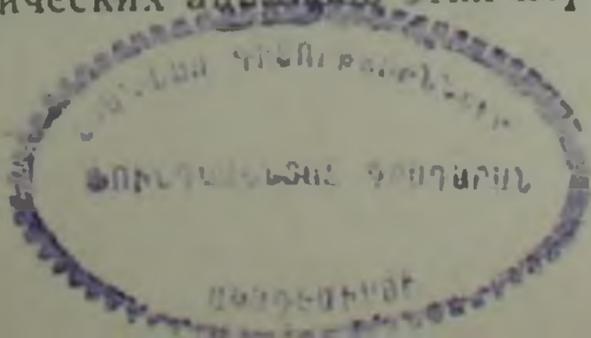
Нами были отобраны для микроскопического изучения и абсолютно-го датирования обломки ряда вулканитов из вохчабердской толщи на участке с. Камарис (обр. 6088, 6090, 6092, 6092_a, 6087, 6091, 6089, 6093, 6152/786). Выявилось значительное их отличие от рассмотренных выше вулканических пород района с. Камарис. Это преимущественно андезиты варьирующего состава, трахандезиты, биотит-роговообманковые, андезито-дациты биотитсодержащие, полосчатые липарито-дациты, реже обсидианы (в верхах свиты). В качестве примера приводится краткое петрографическое описание лишь двух образцов.

Андезито-дацит (6152/786). Порода порфиробая с витропорфировой структурой основной массы. Вкрапленники состоят из плагиоклаза, моноклинного пироксена, базальтической роговой обманки и биотита. Плагиоклаз (40% *Ап.*) зонален, в виде табличек в 2 мм и больше. Базальтическая роговая обманка хорошо огранена с характерным плеохроизмом. Биотит обычный, бурый, интенсивно плеохроирует. Моноклинный пироксен присутствует редко. Основная масса сложена из свежего бесцветного стекла с характерной для кислых стекол флюидальностью, с крупными кристаллами магнетита и тонкой рудной сыпью.

Дацит полосчатый (обр. 790). Порода такситовая с чередованием тонких темно-серых и розоватых слоев толщиной 1—3 мм. Структура фельзитовая. Состоит из мельчайших кристаллических образований и тонкораспределенного флюидального стекловатого материала от светло- до темно-бурой окраски.

В табл. 1 приведен химический состав обломка 6152/786.

Результаты пересчетов данных химических анализов этих пород на-



несены на диаграмму А. Н. Заварицкого. Намечаются следующие петрохимические особенности (рис. 7).

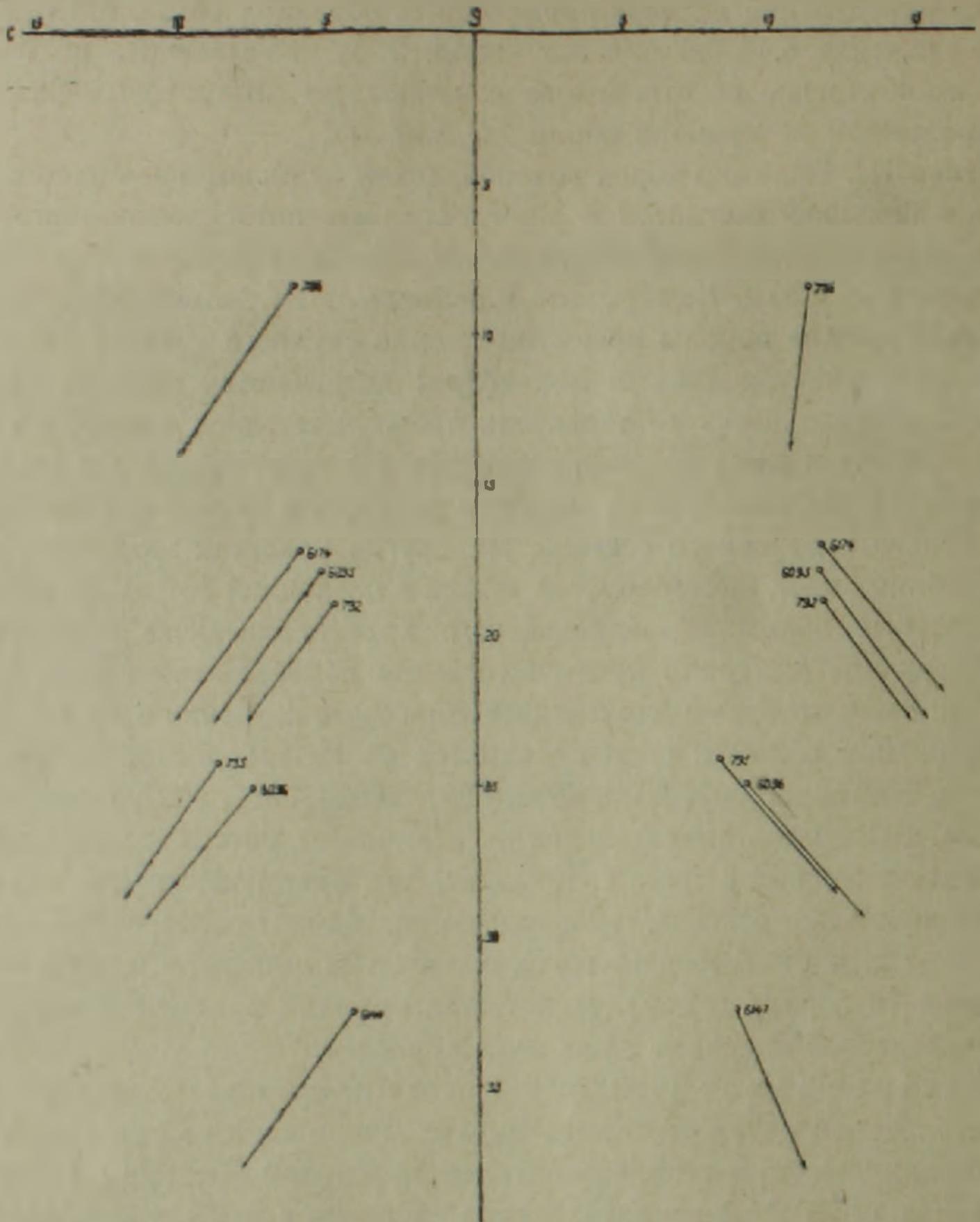


Рис. 7. Петрохимическая диаграмма (по А. Н. Заварицкому) вулканитов района с. Камарис.

Все исследованные породы, за исключением обломка породы (обр. № 786) из вохчабердской толщи, принадлежат нормальному ряду типичной известково-щелочной серии. Причем положение основных числовых характеристик долеритовых базальтов (обр. №№ 795 и 6096) на проекциях плоскостей *ASB* и *CSB* резко разорвано от таковых роя векторов, принадлежащих андезитам-андезито-базальтам района с. Камарис и имеют явно основной характер при почти одинаковом количественном соотношении в обеих группах *Na* и *K*.

Отчетливо выражен значительный разрыв в положении фигуративных точек интрузивного базальта, характеризующегося заметно повышенной основностью в отношении покровных долеритовых базальтов.

Проявляется относительно пониженное содержание степени щелочности полевого шпата и несколько повышенная магнезиальность интрузивных долеритовых базальтов по отношению к таковым сравнительно поздних покровных долеритовых базальтов.

Резко обособленное положение на диаграмме занимает обломок биотитсодержащего андезито-дацита (обр. № 786), обладающего гораздо большей кислотностью и некоторой (слабой) пересыщенностью глиноземом. Порода эта, по-видимому, явно «чуждая» по отношению к коренным вулканическим породам района с. Камарис. На вариационной диаграмме естественных ассоциаций вулканических пород (по Бурри) кривая группы андезитов-андезито-базальтов проектируется на вариационную кривую известково-щелочного ряда Йеллоустонского парка, а кривая долеритовых базальтов—на кривую, близкую к вариационной кривой Лассен-Пик.

Краткие выводы

Изложенный выше фактический материал геологических, радиолого-геохронологических и петрографических исследований приводит к следующим выводам.

1. Прямыми стратиграфическими и петрографо-геохронологическими данными с несомненностью доказывається послесарматский возраст вохчабердской толщи; размещенная в ней у с. Камарис залежь андезитов датируется как средний плиоцен с возрастным значением в $4 \pm 0,3$ млн. лет.

2. Долеритовые базальты, перекрывающие с большим эрозионным перерывом и угловым несогласием вохчабердскую толщу, имеют возраст в $3,5 \pm 0,3$ млн. лет.

3. Выявляется более раннее по отношению к долеритовым базальтам формирование штоков, силл и дайкообразных тел, интрузивных базальтов, прорывающих отложения сармата в районе с. Шорджри-дзор. Возраст их датируется в $6,4 \pm 0,6$ млн. лет. Возможно, что их внедрение по времени близко отвечает формированию белесоватой толщи. Силловая залежь, приуроченная к контактовой полосе между белесоватой свитой сармата и средне-нижнемиоценовыми отложениями участка с. Джрвеж—с. Вохчаберд, относится, вероятно, к этому же вулканическому циклу.

4. Обломки из агломератов вохчабердской вулканогенной толщи характеризуются большим разнообразием состава и структуры пород, причем среди них встречаются также резургентные обломки известняков и метаморфических сланцев.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ, Գ. Պ. ԲԱԳԴԱՍԱՐՅԱՆ, Կ. Գ. ՇԻՐԻՆՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԲԱՐՉՐԱՎԱՆԴԱԿԻ ԵՐՐՈՐԴԱԿԱՆ ՀՐԱՐԵԱՍԻՆ
ՀԱՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ՓՈԽՀԱՐԱՔԵՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԸՄՔՈՆՄԱՆ
ՄԵԿ ՀԵՆԱԿԵՏԱՅԻՆ ԿՏՐՎԱԾՔԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայկական բարձրավանդակի նտէոցենյան հրաբխային առաջացումների փոխհարաբերությունների և հասակների որոշման հարցերում գոյություն ունեն տարբեր կարծիքներ, որոնք առանձին հետազոտողների մոտ հաճախ, անախրոնիկ բնույթ են կրում կամ սխալ եզրակացությունների են հանգեցնում:

Հեղինակների կողմից առաջին անգամ ուսունասիրված է մեկ երկրաբանական կտրվածք, որտեղ ցայտուն կերպով դիտվում է շրջված մագնիսականություն ունեցող դոլերիտային բազալտների տեղադրումը Ողջաբերդի հաստվածքի խիստ մասնատված էոզիոն մակերևույթի վրա:

Ողջաբերդի այդ հաստվածքը, որը կազմված է հրաբխա-բեկորային ապարներից և պարունակում է անդեզիտների ենթաշերտեր, իր հերթին ծածկում է սարմատի կավա-ավազաքարային ծալքավորված շերտախումբը: Կալիում-արգոնային մեթոդով որոշվել են դոլերիտային բազալտների, ներֆորմացիոն անդեզիտների հոսքի և սարմատի շերտախումբը հատող բազալտների շտոկների ու դայկաների բացարձակ հասակները, որոնք կազմում են համապատասխանաբար, $3,5 \pm 0,3$; $4 \pm 0,3$; $6,4 \pm 0,6$ մլն. տարի:

Նշված գոյացումների երկրաբանական հասակը հիմնված է հետևյալ տվյալների վրա՝ սարմատի նստվածքներում գտնված են *Mactra bulgarica*, *Cyprideis sarmatica*, *Hipparion mediterraneum*, իսկ դիատոմիտներում, որոնք ֆացիալ կերպով կապված են ծածկոցային դոլերիտային լավանների հետ՝ վիլաֆրանկի տիպի *Hipparion* sp.

A. T. ASLANIAN, G. P. BAGDASARIAN, K. G. SHIRINIAN

TO ONE KEY SECTION FOR UNDERSTANDING
THE INTERRELATION OF THE TERTIARY VOLCANOGENIC
SERIES OF ARMENIAN HIGHLAND

S u m m a r y

Different opinions in determining of stratigraphic interrelations and dating the age of postecene volcanogenic formations of Armenian highland based not infrequently on the anachronisms and bringing separate investigators to the erroneous presentations on geology of the field in the whole are existed.

The section where it is for the first time distinctly drawn out the sheet superposition of inverse magnetized doleritic basalts on the strongly dissected erosional surface of Vokhchaberd volcanogenic-clastic series

(with andesite interbeds) overlying in its turn on the folding sandy-argillaceous series of Sarmat, were recently investigated by authors.

The determining of the absolute age by $K-Ar$ method for doleritic basalts gave $3,5 \pm 0,3$ mln. years, for intraformational flow of andesites $-4 \pm 0,3$ mln. years, for stocks and dykes of basalts, intersecting the sarmat deposits $-6,4 \pm 0,6$ mln. years. The geological age of indicated formations is based on the following data: in the Sarmat deposits *Mactra bulgarica*, *M. caspia*, *Ciprideis sarmatica*, *Hipparion mediterraneum*, and in the diatomites, facially related with the sheet of doleritic lava — *Hipparion* sp. of villafrancian type are met.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян Ц. Г. Магнитное поле и палеомагнетизм кайнозойских эффузивных пород Армянской ССР. Ереван, 1973.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
3. Асланян А. Т. Тектоника. Геология СССР, т. 43, Армянская ССР, «Недра», 1970.
4. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Саркисян Э. А., Хачатрян Л. М. О возрастном расчленении неоген-антропогенных вулканических образований Армении. Известия АН СССР, сер. геол., № 10, 1971.
5. Багдасарян Г. П. Основные этапы эффузивного магматизма территории Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1978.
6. Бубикян С. А. Остракоды из плиоценовых отложений Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, №№ 1, 2, 3, 1966.
7. Габриелян А. А. Третичные отложения Котайкского района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1947.
8. Габриелян А. А. О стратиграфическом положении и возрасте долеритовых базальтов Приереванского района. ДАН Арм. ССР, т. IX, № 1, 1948.
9. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
10. Радопуло Л. М. Сарматские пластинчатожаберные Армении. Научные труды Ер. гос. ун-та, т. 59, 1957.

От редакции. Некоторыми исследователями высказывались сомнения о принадлежности указанных здесь мактр к типичным сарматским формам. В этой связи следует подчеркнуть, что в той же разданской свите, кроме мактровой фауны, встречаются и другие характерные для сармата формы, в их числе указанный выше гиппариион. С этой оценкой возраста вполне согласуются приводимые в статье данные по абсолютному возрасту пород района, а также палеонтологические данные о возрасте отложений, подстилающих разданскую свиту.

УДК 551.214 (479.25)

Р. А. МАНДАЛЯН

ЭФФУЗИВНО-ГИАЛОКЛАСТИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ В БЕРХНЕ-ЮРСКОМ-НИЖНЕМЕЛОВОМ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОМ КОМПЛЕКСЕ АРМЯНСКОЙ ССР

Среди продуктов подвсдных излияний основной магмы особый интерес представляет своеобразная эффузивно-гиалокластитовая ассоциация вулканических образований. Она играет важную роль в строении ряда эвгеосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций, а в настоящее время установлена во многих районах тихоокеанского акватория.

Вместе с этим важно подчеркнуть неодинаковую степень изученности составных слагающих эффузивно-гиалокластитовой ассоциации. Подушечные лавы были детально описаны еще в конце прошлого века. Основные положения об условиях их формирования, в особенности важная роль аквагенного фактора, сформулированная в начале XX века, сохранили в целом свое значение до настоящего времени [2, 3]. Между тем вопросы диагностики и механизма формирования лавокластических образований рассматриваемой ассоциации (разнообразные подушечные брекчии, гиалокластиты) в прошлом не были разработаны. Достижения в этой области пришли в последние два десятилетия¹. Как отмечает И. В. Хворова [11], специфическая природа их весьма трудно распознается в связи с тем, что они похожи на пирокластические образования. Однако это лишь внешнее сходство, так как «слагающий их материал не является продуктом вулканических взрывов, а возник в результате фрагментации основного расплава при очень быстром охлаждении» [11].

Эффузивно-гиалокластитовая ассоциация имеет значительное развитие в вулканогенно-осадочном комплексе верхней юры-неокома Армянской ССР (Сомхето-Кафанская зона), однако распределена в нем неравномерно [5—7]. Кроме того, в каждой зоне развития ей присущи свои особенности. Поэтому представляется необходимой ее характеристика по типам формаций.

Вулканогенно-карбонатная формация. Эффузивно-гиалокластитовая ассоциация широко развита в северо-восточной части Армянской ССР (междуречье Агстев, Ахум, Тавуш), где вулканические образования перемежаются по разрезу с мелководными карбонатными породами, включая коралловые и водорослевые разновидности [5]. По составу слагающих компонентов (подушечные лавы, их разнообразные брекчии, гиалокластиты, а также расслоенные и брекчиевидные разно-

¹ В связи с детальным изучением их древних и современных аналогов, развитием глубоководного бурения и драгирования.

видности миндалекаменных эффузивов) здесь она представлена полно и имеет максимальную мощность (многие сотни метров) в бассейне р. Ахум и в окрестностях с.с Ицакар и Навур. Далее к востоку (бассейн р. Хндзорут) эффузивно-гялокластитовая ассоциация выклинивается и пространственно сменяется более кислыми вулканитами. Ниже приводится характеристика главных компонентов изученной ассоциации.

1. Подушечные лавы сложены округлыми вулканическими обособлениями с разным количеством «цементирующей» дресвяной массы, причем каждый сферонд (подушка) представляет собой самостоятельное тело с собственной поверхностью охлаждения. Для подушечных лав (точнее, их недеформированных разновидностей) характерно приспособление вновь образованных подушек к нижней, ранее сформированной поверхности. Размеры подушек варьируют в широких пределах от 10—15 см до 1,2 м в поперечнике. Преобладают тела средних размеров 45—60 см. (рис. 1). В пределах одного горизонта обычно наблю-



Рис. 1. Поток подушечной лавы, сложенный крупными сферондами (до 1,2 м) с небольшим количеством связующей массы. Правобережье реки Ахум.

дается некоторая отсортированность по размерам. С последним фактором, как правило, связан тип упаковки подушек и соответственно масштабы развития связующей массы в межподушечном пространстве. В мелкоподушечных разновидностях она обычно обильна, тогда как в крупноподушечных, как правило, сводится к минимуму. Имеется значительное разнообразие подушек. Здесь наблюдаются многие известные в литературе формы, такие как: округлая, или шаровидная, слегка сплюснутая (преобладают); типа «баллон» и каплеобразная; караваяобразная; типа «булка» и полусферы (встречаются редко).

Подушечные лавы сложены основными и близкими к ним разновид-

ностями: миндалекаменными базальтами, андезито-базальтами, в меньшей степени развиты спилиты [5—9].

Представляется интересным частое наличие включений карбонатных осадков как в межшаровом пространстве, так и внутри лавовых сферондов [9].

В окрестностях села Ицакар и в бассейне р. Ахум среди описанных разновидностей, образующих мощные и выдержанные горизонты, развит своеобразный тип, названный зачаточно-подушечными лавами. Сложены они лавовыми обособлениями в форме подушек, шаров, капель и волнистых уплощенных образований, которые, однако, не образуют самостоятельных и изолированных друг от друга тел. В отличие от уже сформированных подушек зачаточные сферонды не имеют отчетливо проявленной корки закала и характеризуются исключительной крепостью. Размеры сфероидальных обособлений варьируют в пределах 8—35 см, без резких колебаний в пределах одного горизонта. Таким образом, они отражают незавершенность процесса формирования лавовых сферондов. При этом не произошло окончательного отпочкования и распада жидкой лавы на составляющие овоидальные тела с уже намеченными контурами и размерами. По внешнему облику поток сохраняет компактное строение. Вместе с этим в нем отчетливо проявлены элементы подушечного строения.

Подушечные брекчии. С подушечными лавами ассоциируют их брекчии, т. е. образования, состоящие из цельных и обломанных подушек с разным количеством гялокластитового заполнителя (рис. 2).

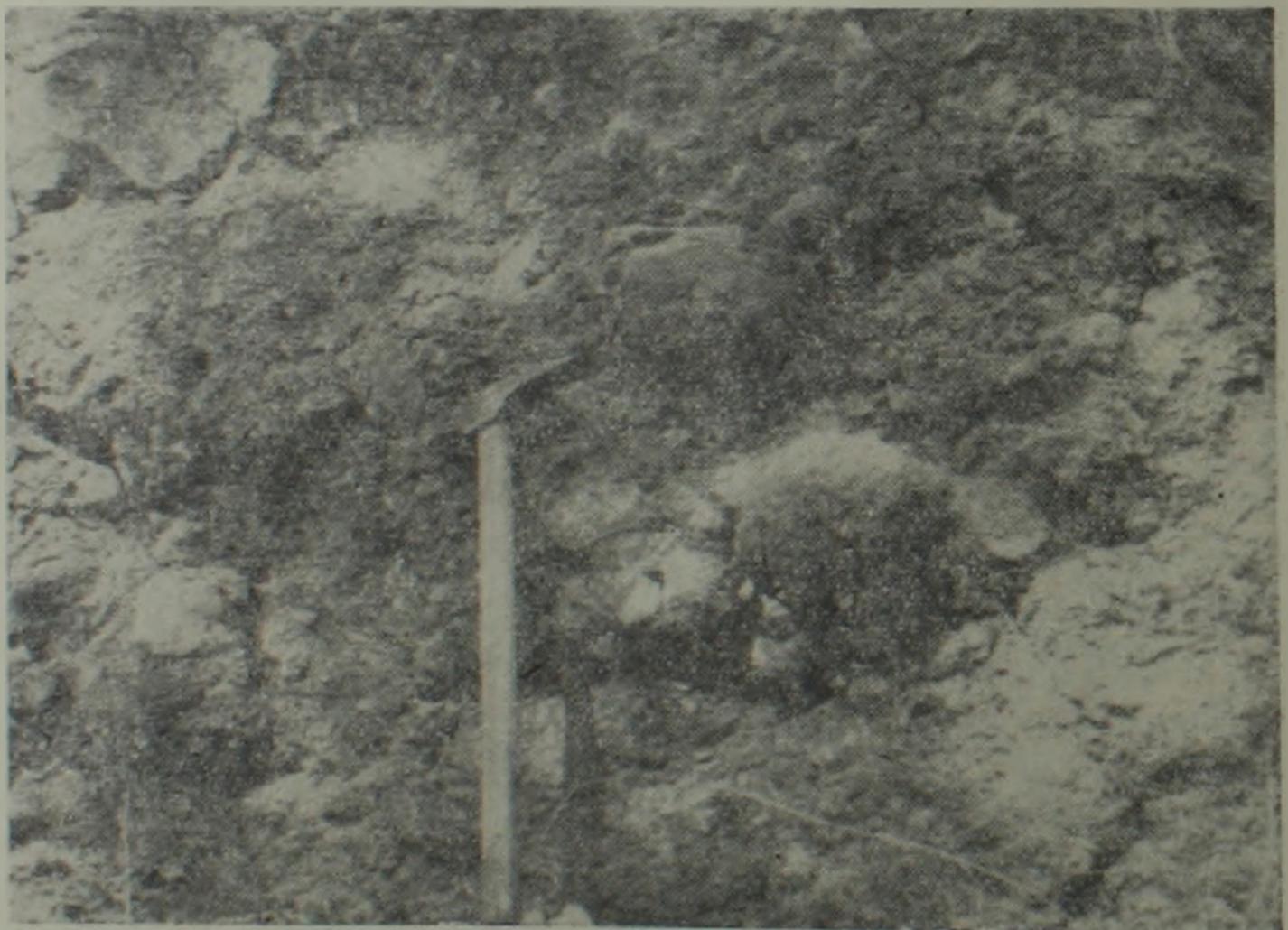


Рис. 2. Подушечные брекчии в левобережье р. Таауш. Сложены цельными подушками и их обломками с обильной гялокластитовой связующей массой (преобладает).

Среди подушечных брекчий развиты три главные разновидности: 1) состоящие из цельных и слабоповрежденных подушек (в меньшей мере и их обломков) с туфоподобной гиадокластитовой связующей массой; 2) аналогичные образования, в которых, однако, преобладают обломки подушек. Для обеих разновидностей характерно наличие включений карбонатных пород, нередко интенсивно преобразованных (перекристаллизация, ожелезнение, хлоритизация, обогащение лавокластической примесью), а также монтмориллонитизация, неоднородно проявленная в связующей массе¹. Преобладает второй тип подушечных брекчий, в котором, как правило, отсутствует сортировка. Подушечные брекчий отличаются и другими признаками: количественным соотношением обломков и связующей массы, степенью выветрелости последней², масштабами развития минеральных новообразований. Очень характерно наличие бескорневых карбонатных жил³. С подушечными брекчиями связаны брекчиевидные разновидности дезинтегрированных эффузивов, представленные главным образом камне-глыбообразными, реже валуноподобными включениями порфиритов с разным количеством связующей массы. Цельные подушки в них редки, чаще обнаруживаются их фрагменты. Это обстоятельство, как и характер связующей (гиадокластитовой) массы и пространственная связь с подушечными образованиями (лавами и брекчиями), делает возможным отнесение их к названной группе пород.

С подушечными брекчиями ассоциируют своеобразные разновидности, сложенные теми же подушками и их обломками с цементирующей тонкорасслоенной (но не дезинтегрированной) стекловатой лавой. В последующем при выветривании по ней развивается вторичная слоистость и происходит распад на обломки. При интенсивном ходе процесса они становятся трудноотличимыми от типичных подушечных брекчий.

Гиадокластиты представляют собой сравнительно отсортированную разновидность вышеотмеченного туфоподобного цемента подушечных брекчий, образованного при грануляции лавы. В обнажении они неоднородны, встречаются как массивные, так и слоистые образования различных цветов и оттенков: зеленовато-бурые (пятнистые), оливково-зеленые, а в сильно монтмориллонитизированных прослоях—светло-коричневые. Наряду с рыхлыми, слабо сцементированными типами (преобладают) развиты более плотные и тонкослоистые мелко-микро-обломочные разновидности, отличающиеся хрупкостью.

¹ Ее характеристика приведена ниже, при описании следующего члена эффузивно-гиадокластитовой ассоциации.

² В обнажении она, как правило, представлена рыхлыми, рассыпающимися при ударе молотком разновидностями, что крайне затрудняет дальнейшее петрографическое изучение.

³ По-видимому, значительная часть их образовалась не путем выполнения растворами трещин, а скорее первоначально представляла собой донный карбонатный осадок, выжатый в остывающую и брекчирующуюся лаву.

В шлифах видно, что порода состоит из плотно расположенных алогналиновых обломков. Форма их угловатая, границы нечеткие, в большинстве случаев устанавливаются по внутренней структуре при скрещенных николях. Размеры обломков различные: от мельчайших до 2,8 мм. Преобладают величины 1,2—1,6 мм. Образованы они желтовато-зеленым хлоритом, в котором иногда сохранены реликты слабозло-женного базальтового стекла. В сравнительно крупных фрагментах наблюдаются микролиты, реже лейсты и крупные вкрапленники измененного плагиоклаза и зерна пироксенов (авгита, титан-авгита). В крупно-обломочных (4—10 мм) и слабо измененных разновидностях более отчетливо проявлен характер гиалокластитового материала—наличие обломанных (в форме черепков со сглаженными и рваными причудливыми очертаниями и полусфер) и цельных глобулей хлоритизированного и монтмориллонитизированного гиалобазальта. В последних иногда наблюдается сферолитовая структура.

Гиалокластиты содержат более крупные литокластические фрагменты, среди которых много разновидностей с гиалопилитовой основной массой. Заполнитель разнороден, представлен хлоритом, монтмориллонитовым веществом, цеолитами, халцедоном, карбонатами. Обычно он скуден, однако обилен в глинистых, и в особенности в карбонатных разновидностях—вплоть до образования известковых и доломитовых разновидностей гиалокластитов.

Таким образом выделяются 3 главных типа гиалокластитов:

1. Слабо отсортированные массивные и толстослоистые (реже) разновидности, преимущественно крупнообломочные. Содержат цельные и обломанные подушки, брекчии и другой вулканогенно-обломочный материал. Как правило, это рыхлые породы выветрелого облика.

2. Слоистые и тонкослоистые, иногда плитчатые образования, испытавшие некоторую механическую дифференциацию. В них наблюдается более интенсивная, чем в первом типе, монтмориллонитизация витробазальтового компонента. Данный тип образует скопления в верхней части разреза формации (рис. 3).

3. Смешанные карбонатные (известковые и доломитовые) разновидности вышеописанных гиалокластитов. По площади и мощности (до многих десятков метров) они наиболее развиты в зонах сочленения вулканического и карбонатного компонента формации.

Кроме описанных пород, преобладающих в разрезах, участками (западная окраина райцентра Берд, бассейн р. Ахум) получает развитие обычная пирокластика, образованная при эксплозиях,—витролитокристаллокластические, литокластические туфы, агломераты и другие породы основного и среднего состава.

Кроме того, встречаются тефроидные и вулкано-терригенные образования¹. Таким образом, своеобразный трещинный тип подводного вул-

¹ Наряду с охатанностью, приобретенной при размыве, округлая форма может оказаться унаследованной от вулканических явлений, т. е. иметь лавокластическую

канизма участками сменяется проявлениями эксплозивного вулканизма.

Некоторое своеобразие, также, возможно, обусловленное фактором мелководья бассейна, присуще процессам глинизации вулканитов. Монтмориллонитизация—характерный процесс в эффузивно-гналокластитовой ассоциации, проявленный неравномерно как по площади, так и в зависимости от состава исходной породы. В больших масштабах она



Рис. 3. Тонкослоистые, интенсивно глинизированные гналокластиты, включающие прослойки и линзы доломитов. Село Навур.

развита в левобережье р. Ахум, где охватывает толщу вулканитов мощностью 350—400 м. Далее на восток, за исключением участков с. Навур и райцентра Берд, интенсивность процесса резко падает.

В лавах глинизацией иногда затронуты внешние ободки подушек, изредка она проникает на глубину 3—5 см. Далее вглубь сфероида процесс затухает. Наиболее интенсивно монтмориллонитизация проявлена в гналокластитах, в особенности в мелкообломочных разновидностях. С последними пространственно связаны пласты и залежи относительно чистых разновидностей глин мощностью от 0,1 до 2,4 м, редко более.

Макроскопически—это светло-коричневые и коричневые породы, жирные на ощупь. Порода состоит из монтмориллонита с примесью частично глинизированного и интенсивно хлоритизированного вулканического стекла, нередко в виде глобулей. На фоне глинистой массы в шлифах вырисовываются реликты стекла и обломки пузыристых гнало-базальтов, указывающие на природу исходного вещества. Обломочная

природу. После размыва лавовых сфероидов и распада шлаковидной корки, их, вероятно, весьма трудно отличить от валунов и галек, слагающих крупнообломочные вулкано-терригенные образования.

примесь представлена измененными плагиоклазами (основными-средними), пироксенами (авгит, титан-авгит), а также угловатыми и округлыми обломками частично глинизированных эффузивов (миндалекаменных базальтов, андезито-базальтов, реже спилитов). В монтмориллонитовых глинах присутствуют: хлориты, цеолиты, кальцит, доломит, лейкоксен, халцедон, сфен. Породообразующим глинистым минералом является монтмориллонит. На рентгенограммах фиксируется серия базальных рефлексов с $d \approx (001) = 14-15 \text{ \AA}$, который после насыщения глицерином увеличивается до $17-18 \text{ \AA}$. После прокалывания образца отражение первого порядка смещается к 10 \AA .

Термограмма типична для монтмориллонитовых глин: на них фиксируется три эндоэффекта и один экзотермический пик (образование высокотемпературных фаз) с максимумами соответственно при 150° , 560° , 860° и 930°C ; при этом первый эндоэффект (выделение слабо связанной воды) выражен значительно интенсивнее второго (выделение воды типа ОН) и третьего (окончательное разрушение решетки минерала). В качестве постоянной примеси, иногда существенной, присутствует хлорит.

По данным спектральных анализов содержание лития в глинах составляет $0,007$; ванадия— $0,015$.

Ниже приводятся данные, характеризующие обменную емкость и состав обменного комплекса: K^+ — $0,57 \text{ мг-экв/100 г}$; Na^+ —следы Ca^{2+} — 87 мг-экв/100 г ; Mg^{2+} — $10,85 \text{ мг-экв/100 г}$. Обменная емкость— $98,50 \text{ мг-экв/100 г}$., что характерно для монтмориллонитовых глин.

Таким образом, процессы монтмориллонитизации вулканитов протекали сложно и многообразно; помимо магматических явлений (подводные автометаморфические и поствулканические процессы) имело место диагенетическое преобразование вулканического стекла, протекающее при участии эндогенного фактора—пропаривания с подтоком вулканического тепла. На ход процесса, видимо, оказывали некоторое влияние седиментационная среда и карбонатные осадки. Такое предположение основано на наблюдаемой пространственной связи и тяготении процесса глинизации к карбонатным фациям, в особенности к доломитовым накоплениям.

Очевидно зоны мелководного бассейна с интенсивным прогревом вод, устойчивыми слабо и умеренно-щелочными условиями и повышенным обменом между придонной водой и осадками, являлись благоприятной средой для монтмориллонитизации тонкораздробленного, предварительно палагонитизированного и хлоритизированного базальтового стекла.

Вулканогенно-обломочная формация. Эффузивно-гналлокластитовая ассоциация неравномерно развита в составе вулканогенно-обломочной формации юго-восточного Зангезура. Она приурочена главным образом к нижней, окофорд-кимериджской свите, тогда как в верхней части разреза формации (титон—средний валанжин) представ-

Таблица 1

Химический состав глины

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	п.п.п.	Вл.	CO_2	S	Сумма
1	43,15	0,95	14,14	9,40	0,44	3,13	8,07	0,07	0,06	0,62	9,11	11,0	5,50	—	100,14
2	42,47	1,05	14,45	8,25	0,14	5,71	5,94	0,01	0,07	0,85	12,16	9,32	—	—	100,42
3	51,81	1,22	14,07	6,39	0,28	1,02	4,94	—	0,06	1,00	9,56	10,25	—	0,08	100,79
4	49,80	1,14	14,53	6,76	0,14	2,28	3,77	0,01	0,10	1,02	12,36	8,45	—	—	100,48

Лаборатория ИГН, аналитик Оганесян Л.

Примечание: анализы 1 и 2 представляют среднюю пробу природного образца, 3—4 — пробу отмученной глинистой фракции.

лена неодинаково. В пределах хуступ-чимянской свиты [1] эффузивно-гиалокластитовая ассоциация, как правило, не развита. Однако далее к северу, в зоне развития ее возрастного аналога—тапасар-кармракарской свиты [1] гиалокластитовый тип вулканизма проявлен отчетливо. Гиалокластитовые накопления базальтового и андезитово-базальтового состава здесь близки к описанному выше типу слабо отсортированных разновидностей. Некоторое отличие их от аналогов, развитых в вулканогенно-карбонатной формации, состоит в следующем: 1) неравномерной, а в целом более крупной величине глобулей и их обломков. Наличии в значительно большем количестве много материала—фрагментов с гиалопилитовой, диабазовой, интерсертальной, пилотакситовой структурами, в том числе и опациitized разновидностей. Нередко они преобладают над стекловатой массой; 2) худшей выдержанности по площади и разрезу, пространственной смене крупнообломочными разновидностями эффузивно-гиалокластитовой ассоциации; 3) меньшими масштабами монтмориллонитизации витробазальтового компонента.

Приведенный тип гиалокластитов, встречающийся, как правило, с подушечными брекчиями, а также со своеобразными брекчиевидными и расслоенными разновидностями миндалекаменных эффузивов, распространен в междуречье Халадж-Кашуни, правобережье р. Воротан, окрестностях с. Чакатен и др. (рис. 4).

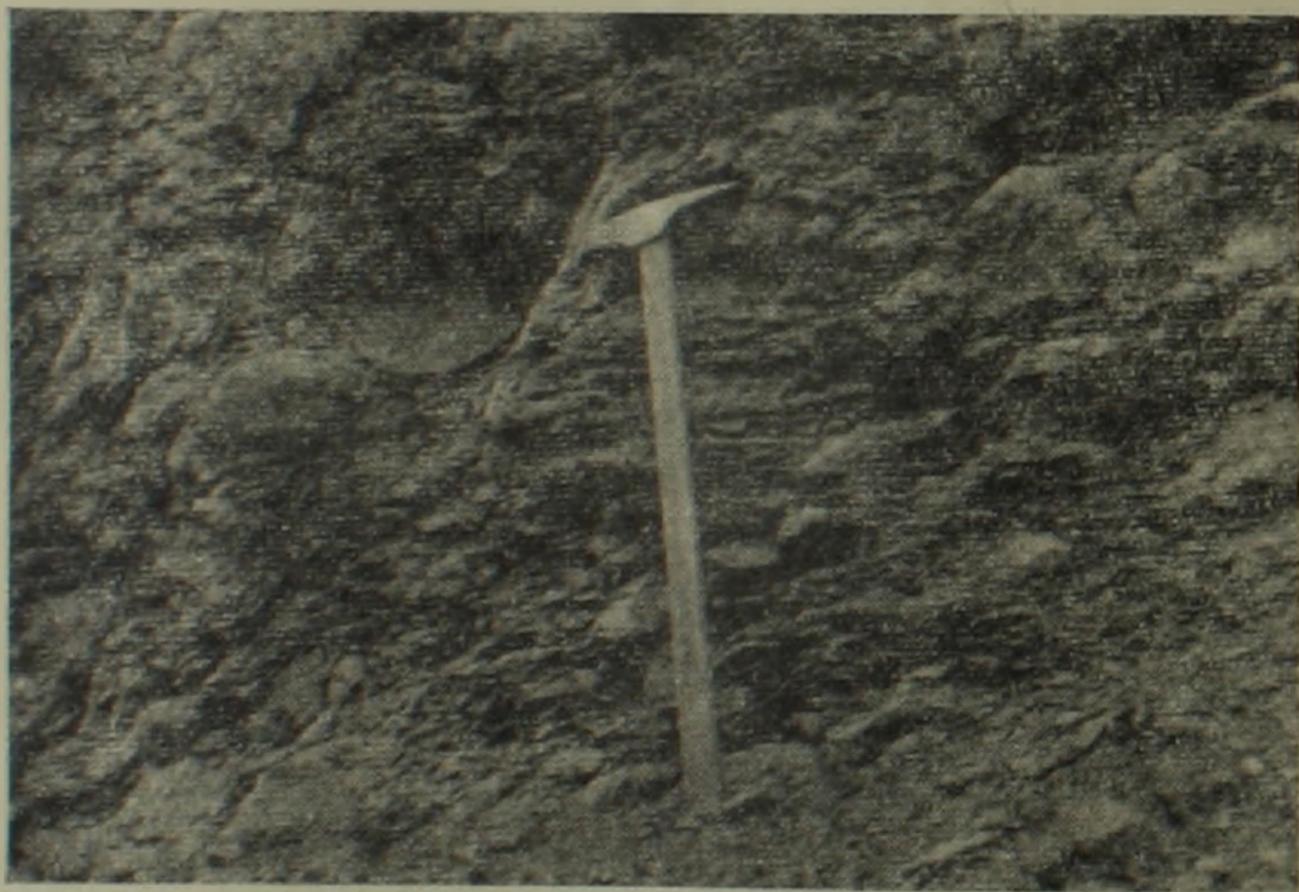


Рис. 4. Подушечные брекчии с преобладанием расслоенной связующей массы. Бассейн р. Хотанан.

Эффузивно-гиалокластитовая ассоциация проявлена широко в бассейне речки Хотанан—левобережного притока р. Халадж, где представлена всеми типами описанных выше подушечных брекчий (рис. 5). Преобладают II и III типы, в которых связующая масса, представленная фрагментами вулканического стекла и литокластами, содержит здесь

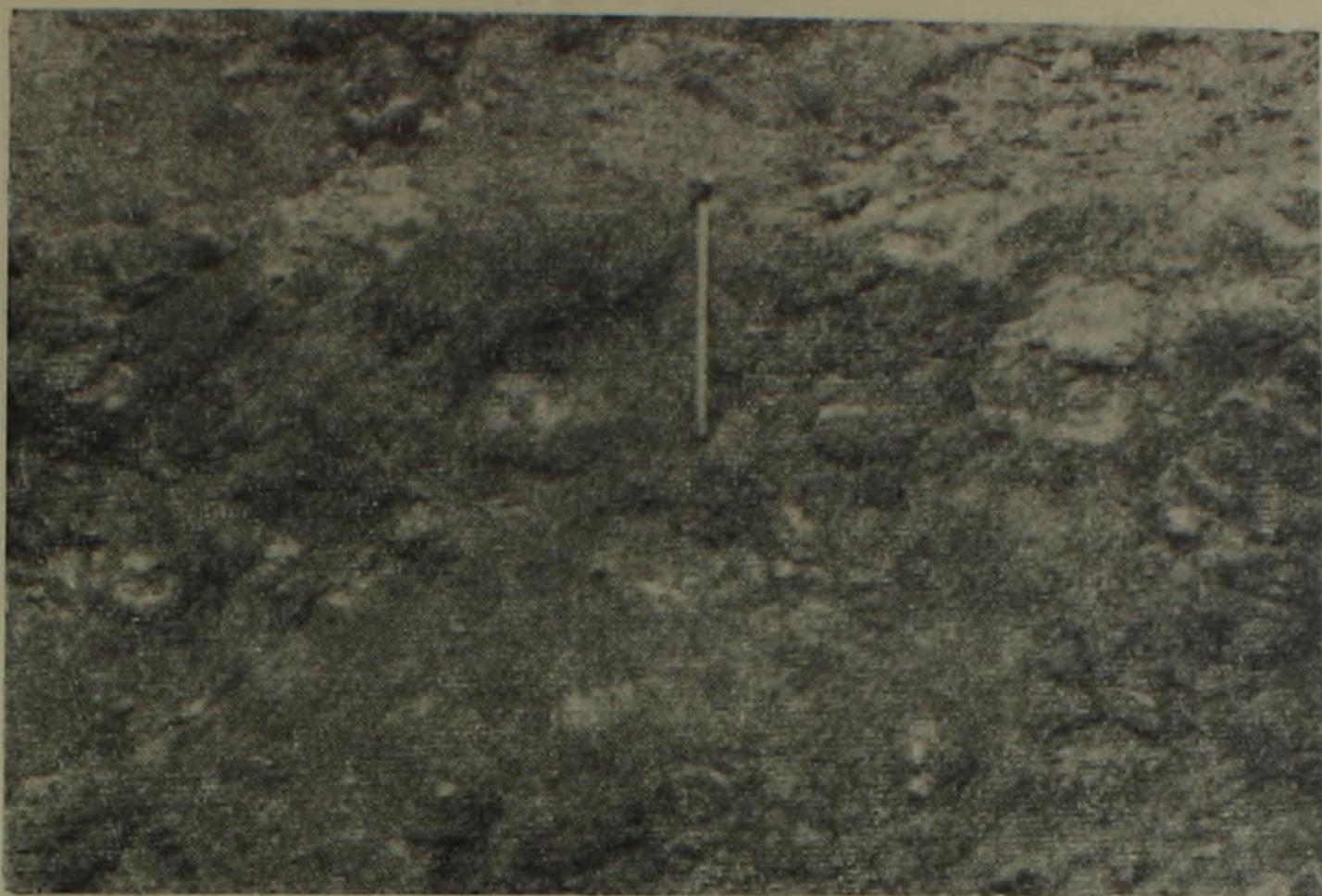


Рис. 5. Подушечные брекчии. Преобладают слабо поврежденные подушки с неравномерным количеством связующей массы. Окрестности с. Нижний Хотаван.

многочисленные округлые и угловатые обломки вулканитов (1—5 см), минеральные новообразования, включения известняков.

Брекчии разнообразны и по соотношению обломков с гяалокластитовым заполнителем¹. Наряду с равномерной упаковкой подушек и их фрагментов наблюдаются неоднократные переходы к разновидностям с большим количеством связующей массы. В ней встречаются кремнисто-железистые конкреции, рассеянная пиритовая минерализация и более интенсивная лимонитизация.

Гяалокластиты андезитового ряда в вулканогенно-обломочной формации (окрестности с.с. Ариваник, Хдранц и др.) связаны с сильно трещиноватыми лавами брекчиевидного облика, в которых присутствуют в качестве второстепенного компонента. Изредка среди лав встречаются прослойки, в которых много буровато-зеленых, сильно ожелезненных и хлоритизированных угловатых стекловатых обломков. Цельные глобулы в них не наблюдаются, или редки, монтмориллонитизация едва проявлена, более обильна цеолитизация. Истинная распространенность андезитовых гяалокластитов в вулканогенно-обломочной формации, возможно, несколько выше, чем это к настоящему времени определено. Отсутствие пространственной связи с подушечными образованиями, столь характерной для гяалокластитов базального ряда, затрудняет их полевую диагностику.

¹ Заметим также, что установление соотношения между собственно стекловатой массой гяалокластитов и разнообразным литокластическим компонентом весьма затруднительно, ввиду интенсивного преобразования базальтового стекла.

З а к л ю ч е н и е

1. Эффузивно-гиалокластитовая ассоциация широко и разнообразно представлена в верхнеюрском-неокомском вулканогенно-осадочном комплексе Армянской ССР (Сомхето-Кафанская зона). Она является продуктом подводных, преимущественно трещинных излияний основной магмы. Формирование ее имело место в водной среде, в условиях мелководного морского бассейна. Важная роль водного фактора и седиментационной среды сказывалась не только при формировании лавокластического компонента ассоциации в связи с быстрым охлаждением вулканического расплава. Она оказывала влияние и в последующем (перенос и сортировка, некоторые вторичные преобразования, образование смешанных, карбонатно-гиалокластитовых разновидностей). Подушечные брекчии и неотсортированные крупнообломочные гиалокластиты, содержащие в обилии литокластический материал, образуются и при внедрении вулканического расплава в толщу карбонатных илов, а также формируются в подошве потоков при растекании лавы по нелитифицированным донным осадкам.

2. Масштабы развития ассоциации и пространственные переходы к другим типам вулканитов predetermined рядом факторов. Отметим главные из них.

а) Быстрый рост островных вулканических поднятий, в которых продукты вулканизма формируются вне сферы непосредственного воздействия морской воды. Наряду с лавами компактного строения и пирокластами здесь образуются грязевые потоки, которые, перемещаясь по склонам вулканических островов, транспортируются в морскую среду. При этом имеет место частичное смешение их с гиалокластитовым материалом.

б) Мелководье водной среды и соответственно небольшое гидростатическое давление столба морской воды. Это обстоятельство, как и предыдущее, придает изученной ассоциации особые черты, отличающие ее от глубоководных морских и океанических аналогов [10—12]. Помимо различий по микроструктурным признакам и характеру преобразований они состоят в следующем: обогащении мелководным карбонатным материалом, вплоть до перехода в смешанные карбонатно-гиалокластитовые разновидности; отсутствии яшмо-радиоляритового комплекса и некотором развитии в известняках спиккулового кремнезема с редкими радиоляриями.

в) Поокисление вулканического расплава (андезиты, редко андезитодациты) и возрастание его вязкости.

3. Наличие гиалокластитов в пределах изученных формаций заслуживает внимания и при интерпретации данных поисковой геохимии. Известно, что процесс подводного преобразования гиалокластитов (сингенетическая палагонитизация, гидротермальное выщелачивание, гальмиролиз) нередко приводит к формированию многочисленных рудных корок и конкреций, обогащенных Fe, Mn, Ni, Co, Sn, Mo.

Считается также, что гялокластиты являются весьма благоприятной средой для метасоматоза и рудоотложения и, вероятно, многие рудные залежи в подводных вулканитах локализованы в мощных гялокластитовых накоплениях. С этих позиций развитие гялокластитов в пределах Кафанского антиклинория представляется интересным фактором заслуживающим внимания.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14.IV.1978.

Ի. Ա. ՄԱՆՒԱԼՅԱՆ

ԷՖՖՈՒՉԻՎ, ՀԻԱԼՈՎԿԼԱՍՏԻՏԱՅԻՆ ԱՍՈՑԻԱՑԻԱՆ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՎԵՐԻՆ
ՅՈՒՐԱՅԻ-ՍՏՈՐԻՆ ԿԱՎՃԻ ՀՐԱԲԵԱԾԻՆ-ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ ԿՈՄՊԼԵՔՍՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հակական ՍՍՀ վերին յուրայի-ստորին կավճի հրաբխածին և սոված-բային ֆորմացիաներում նշանակալի զարգացում ունեն էֆուզիվ հիալոկլաստիկ առցիացիայի ապարներ, որոնք կապված են հիմնային մագմայի ստորջրյա ճեղքային արտավիժումների հետ: Սրանց առաջացումը կապված է ծովի ջրի հետ շփման մեջ մտնելիս հալոցքի արագ սառեցման հետ, նրա հետագա բեկորատմամբ և դեզինտեգրացումով: Այսպես գոյանում են ինչպես հիալոկլաստիտային կուտակները, այնպես և նրանց կոպիտ բեկորային տարատեսակները, որոնք տարածականորեն կապված են բարձրկավոր լավաների հետ: Նուրբ բեկորատված ապակենման նյութը (հիալոբազալտները) որոշ տեղերում կրել է ուժգին վերափոխումներ և անցում մոնտմորիլոնիտային կավերի:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аколян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Занге-зура. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
2. Гилярова М. А. Шаровые лавы Суисарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., вып. 10, 1959.
3. Лебединский В. Н., Макаров Н. Н. Вулканизм горного Крыма Изд. АН УССР, Киев, 1962.
4. Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. «Недра», М., 1977.
5. Мандалян Р. А. Верхняя юра—неоком. Геология Армянской ССР, т. V, Литология, Изд. АН Арм. ССР, 1974.
6. Мандалян Р. А. Основные черты литологии верхнеюрских—нижнемеловых вулканогенно-осадочных формаций Армении. Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. «Наука», М., 1974.
7. Мандалян Р. А. Продукты подводного вулканизма и некоторые черты вулканогенно-осадочного литогенеза верхнеюрских—нижнемеловых отложений Армении. Вулканогенно-осадочный литогенез (краткие тезисы IV Всесоюзного семинара), Южно-Сахалинск, 1974.
8. Мандалян Р. А., Агамалян В. А. О спилитах из верхнеюрских отложений северо-восточной части Армянской ССР, ДАН Арм. ССР, т. VIII, № 4, 1974.
9. Мандалян Р. А. О включениях карбонатных пород в шарово-подушечных лавах и их геологическом значении. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 3, 1975.

10. *Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С.* Вулканогенный обломочный материал в донных осадках современных морей и океанов. В кн. «Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород». Тбилиси. Изд. ЦК КП Грузии, 1970.
11. *Хворова И. В.* О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов. Литология и полезные ископаемые, № 4, 1966.
12. *Хотин М. Ю.* Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса. «Наука», М., 1976.
13. *Шилов В. Н.* Об условиях проявления гиадокластического типа вулканических проявлений. Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974.

УДК 551.24(479.25)

А. В. ВАРДАНИЯ

РАЗЛОМНО-БЛОКОВАЯ ТЕКТНИКА УРЦ-ВАЙОЦДЗОРА

I. Краткая геологическая характеристика и плотность горных пород

В юго-западной Армении довольно широкое площадное распространение имеют средне-верхнепалеозойские (вместе с триасом) и кайнозойские образования. Мезозойские породы, кроме верхнемеловых, ограничены. Геолого-геофизические данные позволяют в осадочном чехле данного региона (что равнозначно для всей Армении) выделить три слоя или структурных этажа с характерной для них плотностью горных пород [4, 11, 12, 13], между которыми существуют угловые несогласия.

А. Нижний этаж охватывает образования верхнепротерозой-ордовикского (?) возраста и является кристаллическим фундаментом. Эти породы в исследуемой области непосредственного выхода на дневную поверхность не имеют, поэтому судить об их внутренней структуре невозможно. Средняя плотность пород составляет $2,8 \text{ г/см}^3$ [4], по Ш. С. Оганисяну и Ц. Г. Акопяну— $2,72 \text{ г/см}^3$ [11].

Б. Средний этаж. Породы среднего этажа подразделяются на два яруса с одинаковым плотностным значением $\sigma = 2,65 \text{ г/см}^3$. Нижний ярус охватывает породы $S_2—D_1$ (?) возраста и весь герцинский комплекс мощностью около 4 км. Это, в основном, карбонатно-терригенные отложения, которые по региону почти всюду интенсивно дислоцированы, образуя разнообразные брахискладки как больших, так и малых размеров [1, 5, 6, 7]. Хорошо развиты диапиризм и дисгармония. В нижнем ярусе магматизм развит весьма слабо. Палеозойские выходы образуют две группы складок: одна на северо-западе исследуемой территории (Урцкая, Кадрлинская, Советашенская, Кешишдагская, Джерманисская, Айриджинская, Хор-Виравская и др.) и вторая— на юго-востоке (Арпинская, Амагу-Гнишикская, Огбинская) (рис. 1). Указанные две группы антиклиналей разделены крупной поперечной структурой— Вайоцдорским синклином, выполненным образованиями верхнего яруса мощностью около 7—8 км. Верхний ярус охватывает осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования от юры до среднего эоцена включительно. В них отсутствует параллельная линейная складчатость. По морфологическим типам складки представлены куполовидными, сундучными и корытообразными формами, в которых почти полностью отсутствует мелкая дополнительная складчатость.

Граница верхнего и нижнего ярусов среднего этажа четко наблюдается почти по всему региону. Установлено, что складки нижнего яруса часто срезаются молодыми образованиями, а угловое несогласие меж-

ду ними иногда выражается в довольно больших цифрах. Очевидно, что интенсивность складчатости уменьшается снизу вверх.

Образования верхнего этажа, которые имеют олигоцен-четвертичный возраст, представлены рыхлыми слабодислоцированными обло-

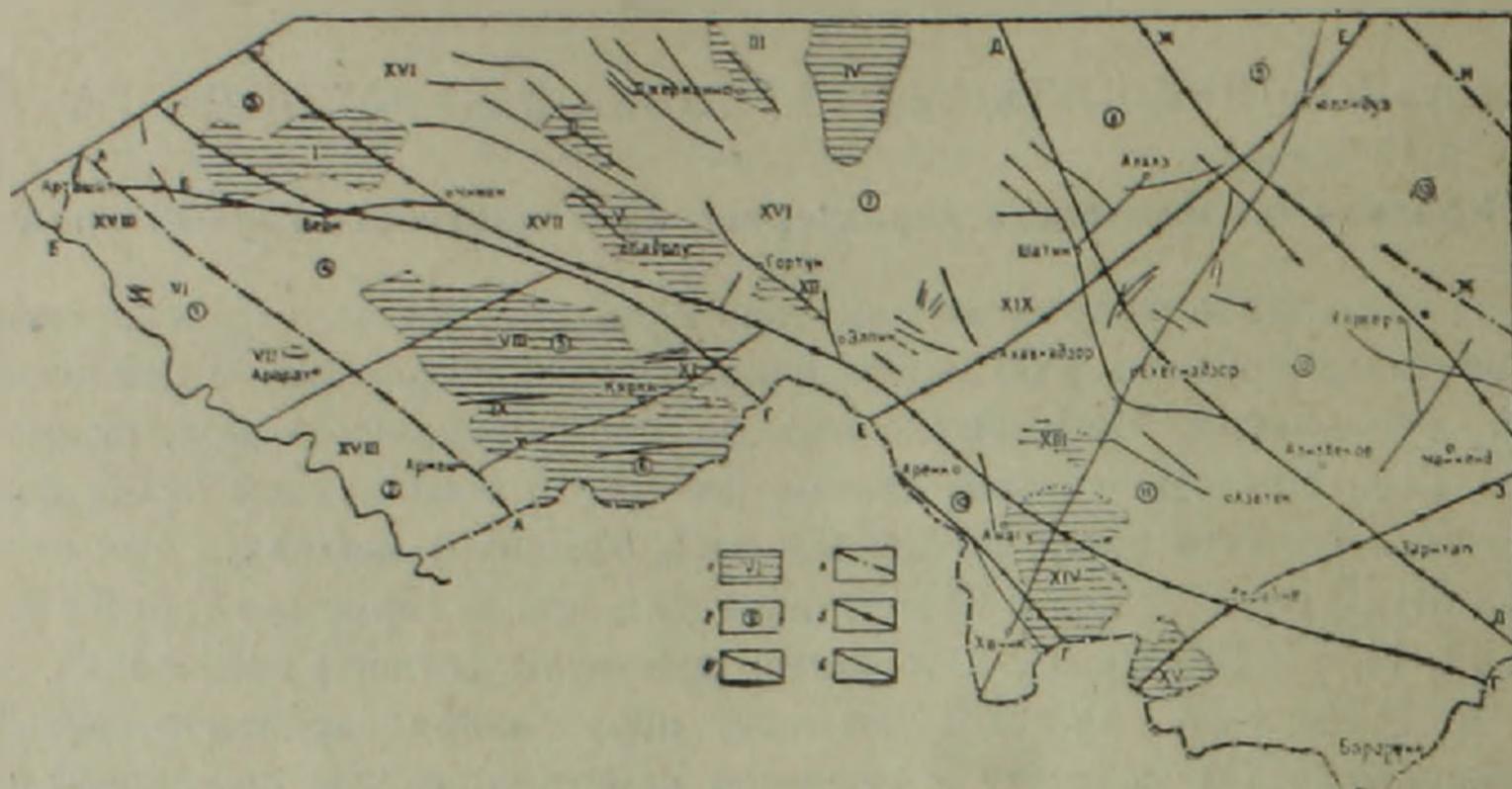


Рис. 1. Схема расположения структурных элементов Урц-Айоцдзорской области. 1. Складчатые структуры. I. Ерахская антиклиналь. II. Кешиштагская антиклиналь. III. Джерманисская антиклиналь. IV. Айриджинская антиклиналь. V. Кадрлинская антиклиналь. VI. Хор-Виравская антиклиналь. VII. Сари-папская антиклиналь. VIII. Урцская антиклиналь. IX. Аснийская антиклиналь. X. Армашская антиклиналь. XI. Зовашенская антиклиналь. XII. Советашенская антиклиналь. XIII. Арпинская антиклиналь. XIV. Амагу-Гнишикская антиклиналь. XV. Огбинская антиклиналь. XVI. Еревано-Веддинский синклинорий. XVII. Шагапская синклиналь. XVIII. Среднеараксинский межгорный прогиб. XIX. Вайоцдзорский синклинорий. 2. Выделенные блоки. Глубинные разломы: 3. По А. Т. Асланяну 4. По А. А. Габриеляну. 5. По геофизическим данным. 6. Прочие разломы.

мочными и вулканогенными породами. Среднее плотностное значение для этих пород составляет $\sigma = 2.35 \text{ г/см}^3$ [4, 12].

II. Тектоническое строение юго-западной части Армянской ССР

В структурном отношении исследованная область входит в Араксинский и Севанский оротектонические пояса [3]. Здесь широко развиты как складчатые, так и разрывные нарушения разных порядков. На основании геолого-геофизических данных ниже приводится описание различных блоков земной коры, их геофизических полей, а также характер глубинных разломов.

1. Хор-Виравский блок является частью Среднеараксинского межгорного прогиба (рис. 1). Последний по расположению рельефа фундамента построен неодинаково и внутри него выделяется ряд поднятий (Хор-Виравское, Сари-папское, Волчи-ворота) и опусканий (Арташатское, Араратское, Садаракское).

Хор-Виравский блок характеризуется относительным максимумом силы тяжести. В нормальном положительном магнитном поле здесь выделяется локальная аномалия со средней интенсивностью, что соответствует Хор-Виравской антиклинали. Указанный блок ограничен с трех сторон следующими разломами.

А. Араксинский глубинный разлом. На исследуемой территории это нарушение прослеживается в общекавказском направлении через г. Арташат-пос. Арарат-с. Садарак. Араксинский разлом впервые был установлен и подробно описан А. А. Габриеляном [8, 9]. По этому разлому миоценовые отложения Среднеараксинского прогиба контактируют с палеозойскими породами Урцского хребта. Продукты эффузивного и интрузивного магматизма вдоль разлома не наблюдаются, однако, имеются выходы минеральных источников и обширное поле травертинов.

Очевидно Араксинский глубинный разлом заложен довольно глубоко и нарушает целостность не только фундамента, но и слоев «Г» и «Б»¹. Фундамент Хор-Виравского блока у г. Арташат находится на глубине 5,4 км, у с. Авшар и Шираз—4,5 км.

Б. Севано-Араратский глубинный разлом [10, 16] имеет антикавказское простирание. Разлом тянется по линии гор. Камо г. Аждаак-с.с. Двин-Арташат-г. Арарат. Нарушение установлено по гравиметрическим и магнитометрическим данным. Разлом имеет сбросовый характер, с чем связаны сильные разрушительные землетрясения, в особенности в юго-западной части.

В. Арарат-Кадрлинский разлом. С юга Хор-Виравский блок ограничен нарушением антикавказского простирания, который проходит по линии примерно пос. Арарат—с. Кадрлу. Разлом выделен на основании геофизических данных (это полоса повышенных градиентов силы тяжести).

2. Южнее вышеописанного расположен Армашский блок, являющийся также частью Среднеараксинского межгорного прогиба. Блок соответствует Армашскому гравитационному максимуму силы тяжести [11]. Для этого блока характерно спокойное положительное магнитное поле. Глубина залегания фундамента различна на отдельных участках блока. Так, у с. Суренаван она составляет 1,5 км, у с. Армаш—2,5 км и, моноκлиально погружаясь, достигает 3 км у с. Ерасх, а у с. Садарак—5 км.

3. Двинский блок имеет субширотное простирание. С северо-запада он ограничен Севано-Араратским, с востока—Ереванским, а с юга—Арташат-Чиманским разломами.

Г. Ереванский глубинный разлом общекавказского простирания впервые выделен и подробно описан А. Т. Асланяном [2]. Разлом отделяет Ереванскую мегасинκлиральную зону (на северо-востоке) от Приараксинской мегантиκлиальной зоны (на юго-западе). Он

¹ Здесь и ниже. «Г»—гранитный слой, «Б»—базальтовый слой.

довольно четко устанавливается по геологическим данным, которые освещены в ряде работ [2, 3, 9]. Ереванский глубинный разлом подтвержден также геофизическими данными.

У с. Чиман от Ереванского глубинного разлома отходит Арташат-Чиманский разлом, который трассируется по направлению Чиман-Веди-Арташат и сочленяется с Араксинским глубинным разломом. По этому нарушению контактируют образования турона и олигоценца по южному подножью Бардасара. Очевидно, с Арташат—Чиманским разломом связана полоса ультраосновных пород, а также обширное поле травертинов.

Двинский блок характеризуется повышенными горизонтальными градиентами силы тяжести. Магнитное поле знакопеременное, аномальное, на западе—положительное а на востоке—отрицательное.

4. Вединский блок находится южнее Двинского и отделяется от соседних блоков разломами, описанными выше. Гравитационное поле этого блока отличается относительно повышенными значениями силы тяжести. В составе Ереван-Ордубадской подзоны блок характеризуется слабо отрицательным магнитным полем.

Рельеф кристаллического фундамента в Вединском блоке довольно контрастен. У с. Веди он имеет глубину залегания 4 км, у с. Авшар—1,5 км, а на юго-западном крыле Араксинского глубинного разлома фундамент находится на глубине 4,5 км (у с. Авшар). У с. Шагап поверхность фундамента расположена на глубине 3,8 км, а восточнее Ереванского разлома она уменьшается до 2,5 км.

5. Урцский блок ограничен вышеуказанными разломами. Разлом, оконтуривающий данный блок с юго-востока, имеет северо-восточное простирание. Он проходит южнее с. Армаш через с. Кярки и у с. Советашен сочленяется с Ереванским глубинным разломом. Урцский блок характеризуется максимальными значениями силы тяжести, а между ним и Двинским блоком наблюдается минимум силы тяжести широтного простирания (Шагапская синклиналь). Магнитное поле Урцкого блока имеет положительные аномалии, усиливающиеся в сводовой части одноименной антиклинали. По общекавказскому направлению наблюдается воздымание поверхности фундамента. Так, у с. Суренаван он расположен на глубине 1,5 км, северо-восточнее с. Армаш—2,2 км.

6. Кяркинский блок. Характеризуется, в основном, повышенным гравитационным полем, а магнитное поле имеет слабо положительные аномалии. Данные о глубинном строении Кяркинского блока весьма скудные. Северо-восточнее с. Ерасх глубина залегания фундамента около 4 км.

7. Котуц-Шатинский блок с запада ограничен Ереванским разломом, с востока—Ани-Ордубадским и Ильичевск-Гюллидузским—с юга.

Д. Ани-Ордубадский глубинный разлом протягивается с запада-северо-запада на юго-восток по линии с.с. Ани—Артик—

г. Агмаган—Ехегнадзор—Азизбеков—Ордубад и лишь своей незначительной частью фигурирует в описываемой территории. Разлом впервые был выделен А. Т. Асланяном и имеет полную геологическую характеристику [3], поэтому мы подробно на нем не останавливаемся. Отметим лишь, что данный разлом является граничным, отделяя друг от друга совершенно разные геотектонические зоны, или же мегаблоки, эвгеосинклинальную на северо-востоке и многоэосинклинальную—на юго-западе. На обоих крыльях разлома существует резкое различие как в фациях, так и в мощностях образований. Это различие намечается уже в палеозое. Многочисленные вулканические центры, выходы минеральных источников, очаги землетрясений, а также геофизические данные подтверждают наличие этого глубинного разлома.

Е. Глубинный разлом Ильичевск—Гюллидузский имеет антикавказское простирание и располагается примерно по линии р. Аракс—Ильичевск—с.с. Ковушуг—Гюллидуз, где сочленяется с Ширакско-Зангезурским глубинным разломом. Это нарушение выявлено, в основном, геофизическими данными. От Ильичевска до с. Шатин наблюдается зона повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести. Далее фиксируется ось локального максимума силы тяжести.

Котуц-Шатинский блок характеризуется преимущественно пониженным гравитационным полем, для магнитного поля характерна средняя пониженная намагниченность. Лишь ультраосновные интрузии Вединского офиолитового пояса имеют положительные линейные аномалии до 6—8 мгл и положительные аномалии ΔT_a [11].

Поверхность фундамента Котуц-Шатинского блока резко контрастен и представлен чередованием опусканий и поднятий. Блок состоит как из положительных (Кадрлинская, Кешишдагская, Советашенская, Джерманисская, Айриджинская антиклинали), так и отрицательных (Шагапский, Чатма-Вединский, Вайоцдзорский и др. прогибы) структур.

У с. Чиман поверхность фундамента находится на глубине 4 км, а к востоку, у с. Элпин она залегает на глубине 5,4 км.

8. Ехегисский блок расположен восточнее Котуц-Шатинского блока. Он с востока ограничен нарушением, которое, вероятно, соответствует Кочбекскому глубинному разлому.

Ж. Кочбекский глубинный разлом проходит по линии с. Давид-бек—с. Дастакерт—с. Аравус—Биченаг—г. Адабан—с. Кочбек—с. Кармрашен [10].

Для Ехегисского блока свойственно преимущественно пониженное гравитационное поле. Магнитное поле характеризуется повышенными положительными значениями, притом наблюдается изометричная узкая зона общекавказского простирания, где значения магнитных аномалий более 500 гамм [11]. Поверхность фундамента в северной части блока имеет глубину около 5,5 км, которая к югу (с.с. Ехегис, Ковушуг) быстро воздымается.

9. Гюллидузский блок расположен восточнее предыдущего и характеризуется преимущественно пониженным гравитационным по-

лем. В отношении магнитного поля наблюдается обратная картина, т. е. повышенные значения магнитных аномалий. Благодаря глубинному разлому, проходящему у с. Гюллидуз, поверхность фундамента к северу блока резко воздымается. Вполне вероятно, что это нарушение соединяется с глубинным разломом у с. Ковушуг, по которому поверхность фундамента сильно смещена. Здесь она залегает на глубине 4 км, а у с. Гюллидуз—3 км.

10. Арени-Огбинский блок с северо-востока ограничен Ереванским глубинным разломом, с юга—глубинным разломом, проходящим примерно по линии с.с. Горадис—Заритап—Кочбек, далее к Зангезурскому хребту.

3. Горадис-Кочбекский разлом между с.с. Гнишик—Горадис—Агхач представлен в виде сброса [9, 15], с амплитудой смещения около 300 м. На разных крыльях разлома фигурируют породы сенона и среднего эоцена.

Арени-Огбинский блок характеризуется преимущественно повышенным гравитационным полем, а магнитное поле представлено спокойными положительными аномалиями.

11. Арпинский блок находится северо-восточнее Арени-Огбинского. Западная часть блока характеризуется преимущественно повышенным гравитационным полем, а восточная—пониженным. Магнитное поле характеризуется аналогичным образом. На западе наблюдаются спокойные положительные аномалии (лишь в Арпинской антиклинали широтного простирания они повышаются, доходя до 200 гамм). На востоке наблюдаются преимущественно отрицательные магнитные аномалии, доходящие также до 200 гамм [11].

С севера на юг происходит моноклиналиное погружение фундамента. Так, у с. Ахавнадзор он находится на глубине 5,4 км, у с. Гетап—5,6 км, а у г. Ехегнадзор—6 км.

12. Гергерский блок расположен восточнее Арпинского. Его гравитационное поле характеризуется преимущественно пониженными значениями аномалий силы тяжести. Магнитное поле очень разнообразно. На западе, вдоль разлома Д фиксируется параллельная полоса отрицательных магнитных аномалий, которые к северу—северо—западу доходят до 200—500 гамм [11]. Поверхность фундамента моноклиналино воздымается с запада на восток (у с. Малишка—3 км, у с. Гергер—6 км).

13. Джермукский блок с северо-востока ограничен Анкаван-Зангезурским глубинным разломом—И, выделенным А. А. Габриеляном [8]. Джермукский блок характеризуется пониженным отрицательным гравитационным полем и высокими значениями положительных магнитных аномалий.

Поверхность фундамента у с. Кабахлу находится на глубине 3,7 км, а у с. Кармрашен и курорта Джермук—5 км.

Рассмотрим характер строения глубинных срезов земной коры юго-западной части Армянской ССР. Учитывая сейсмические данные, нами

составлены структурные схемы, по поверхностям слоя «Г» и Конрада (рис. 2, 3). За недостаточностью сейсмических данных приводимые линии изоглубин рельефа для обеих поверхностей могут полностью не соответствовать природным. Вероятно, этим можно объяснить различие между имеющимися в данной статье структурными схемами и подобными графиками, представленными в работе Егоркиной Г. В., Соколовой И. А. и др., составленными на основании данных станции «Земля» за 1974 г.

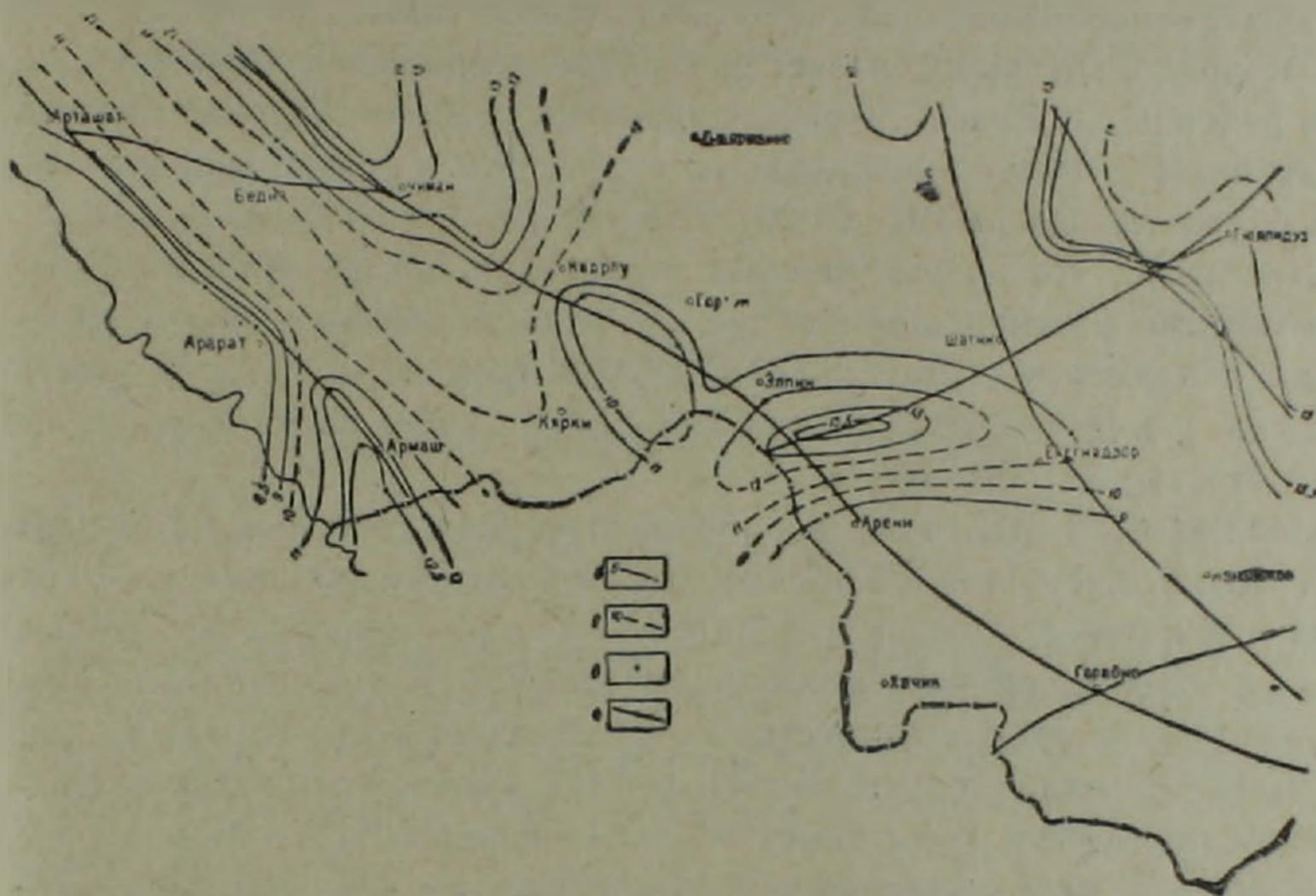


Рис. 2. Схема рельефа поверхности «гранитного» слоя. 1. Линии изоглубин. 2. То же, проведенное менее уверенно. 3. Точечные определения глубин до поверхности «гранитного» слоя. 4. Глубинные разломы.

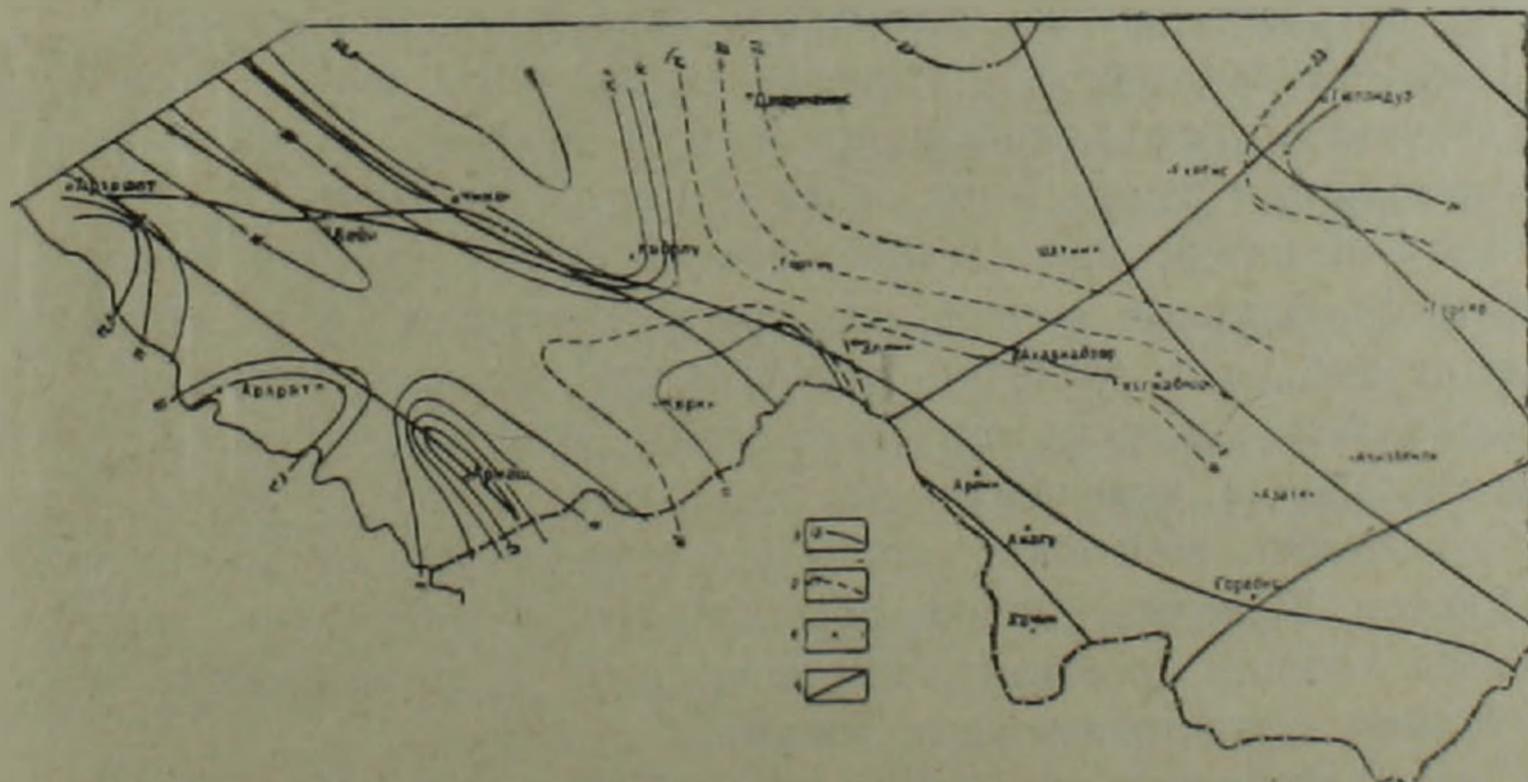


Рис. 3. Схема раздела Конрада. 1. Линии изоглубин. 2. То же, проведенное менее уверенно. 3. Точечные определения глубин до раздела Конрада. 4. Глубинные разломы.

Структурная схема, составленная по поверхности слоя «Г» (рис. 2), показывает, что рельеф ее на некоторых участках расположен неравномерно, образуя местами эллипсоидальные депрессии (по направлениям Гарни—Чиман, Суренаван—Армаш—Садарак, Ринд—Ахавнадзор). Поверхность слоя «Г» ближе всего к поверхности земли, в Среднеараксинском прогибе находится на глубине 8,5—12,5 км, а в среднем течении р. Арпа—9-13 км. Максимальное глубинное залегание ее (до 15,5 км) констатировано в северо-восточной части исследованного региона.

Неравномерное расположение наблюдается также для рельефа раздела Конрада, который образует вытянутые депрессии и поднятия (рис. 3). В районах с.с. Ерасх, Армаш, Суренаван граница Конрада залегает на глубине 17—18 км и погружается в северном и северо-западном направлениях, доходя от 19,5 до 20—22,5 км.

Интересно, что на исследуемой территории внутри «базальтового» слоя местами фиксированы еще две поверхности обмена—«Б₂» и «Б₃»—М. Так, например, у с. Дашлу граница слоя «Б₂» имеет глубину залегания 29 км, у с. Двин—26 км, а для слоя «Б₃-М» имеет глубину залегания соответственно 39 и 36 км.

Наблюдается некоторая параллельность между рельефом поверхности «гранитного» слоя и Конрада. Наблюдается также заметное утолщение «гранитного» слоя под складчатыми сооружениями по отношению к Среднеараксинскому межгорному прогибу. В этой депрессии земная кора уменьшается в мощности за счет «базальтового» слоя и, по данным Ш. С. Оганисяна, составляет 43 км [14]. Под горными сооружениями мощность земной коры заметно увеличивается (47—48 км у с.с. Ахавнадзор, Дашлу) с одновременным увеличением «базальтового» слоя до 25—26 км.

Соотношение поверхности Мохо с вышележащими сейсмическими границами земной коры не одинаково, местами наблюдается параллельное их расположение, а местами—некоторая обращенность.

Подобное неоднородное строение земной коры можно связать, по всей вероятности, с различными по своему характеру и природе фазовыми переходами в пограничных слоях «Б» и Мохоровичича.

Большой интерес представляет выяснение соотношений между глубинными структурами земной коры с поверхностными. В их взаимосвязи на первый план, очевидно, выдвигаются характер и природа глубинных разломов. Сейсмологические данные показывают, что часть глубинных разломов, начинаясь с верхних слоев мантии, не только нарушает целостность всей земной коры, но и отражается в осадочном чехле.

Разлом Д, который имеет общекавказское простираие, является наиболее древним (вероятно, догерцинским) и пограничным между различными геотектоническими зонами.

Другие глубинные разломы разных направлений придают исследуемой территории мозаично-блоковый характер. Часть из них ограничивает крупные блоки, а часть разломов внутриблоковая, чем и предопределяются неодинаковые гипсометрические положения и конфигурация

блоков, что в конечном счете отразилось на их геологическом строении и истории развития.

Современные поверхностные тектонические структуры (антиклинальные и синклинальные складки, флексуры, разрывные нарушения и др.) происхождением и формированием обязаны знакопеременным движениям клавиатур блоков, породившим различные механизмы их формирования.

Вышеизложенные положения не являются исчерпывающими. Дальнейшие комплексные геолого-геофизические исследования уточнят и дополнят наши представления о взаимосвязи глубинных и поверхностных структур.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 3.II.1978.

Ա. Վ. ՎԱՐԴԱՆՅԱՆ

ՈՒՐՑ-ՎԱՅՈՑՁՈՐԻ ԽՋՈՒՄՆԱ-ԲԵԿՈՐԱՅԻՆ ՏԵԿՏՈՆԻԿԱՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Երկրաբանական-հրկրաֆիզիկական աշխատանքների տվյալների հիման վրա Ուրց-Վայոցձորի մարզում անջատվում են երեք շերտեր կամ ստրուկտուրային հարկեր, որոնց բնորոշ են լեռնային ապարների տարբեր խտություններ: Յուրաքանչյուր հարկ տարբերվում է մեկը մյուսից ներքին կառուցվածքով:

Ապացուցված է, որ Ուրց-Վայոցձորի մարզը ունի բեկորային կառուցվածք, որը խորքային խախտումների առկայության արդյունք է: Այս խախտումներն ունեցել են որոշիչ նշանակություն հիշյալ բեկորների երկրաբանական կառուցվածքի, նրանց զարգացման պատմության և տարբեր երկրաֆիզիկական դաշտերի ձևավորման խնդրում: Խորքային խզումների հայտնաբերման համար հաշվի են առնված ոչ միայն երկրաբանական շափանիչները, այլև հրկրաֆիզիկական տվյալները: Վերջիններս հնարավորություն են տվել ուսումնասիրվող տարածքում հայտնաբերել երեք մեզաշերտ՝ նստվածքային, «գրանիտային» և «բազալտային»:

Խորքային խախտումներից կարևորագույնները և հասակային տեսակետից առավել հնագույնները համարվում են ընդհանուր կովկասյան տարածում ունեցողները, քանի որ նրանք սահմանազատելով տարբեր տեկտոնական գոտիներ և ենթագոտիներ, բավականին խորն են մխրճված երկրակեղևում, հասնելով նույնիսկ մինչև վերին պատյան:

Ուսումնասիրվող տարածքում երկրակեղևի հզորությունը բավականին փոփոխական է՝ 40,5-ից մինչև 48 կմ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аракелян Р. А. Палеозой. В кн. «Геология Армянской ССР». Том. II. Стратиграфия. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
2. Асланян А. Т. Глубинный разлом у гор. Еревана. Сб. аннотаций докладов VI научно-техн. конференции ВТУЗов Закавказья. 1955.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
4. Асланян А. Т., Везуни А. Т., Милай Т. А., Никольский Ю. И., Сироткина Т. Н. Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1975.
5. Варданян А. В. Мелкая складчатость в Зовашенской антиклинали. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1968.
6. Варданян А. В. О новом направлении в изучении тектоники Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1968.
7. Варданян А. В. Условия и механизм формирования Советашенской антиклинали. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1969.
8. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
9. Габриелян А. А. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. (Объяснительная записка). Изд. «Митк», Ереван, 1968.
10. Габриелян А. А., Пирузян С. А. Сейсмотектоническая схема Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1972.
11. Геология Армянской ССР. Том. X. Геофизика. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1972.
12. Никольский Ю. И., Милай Т. А., Коган Л. З., Геолого-геофизические исследования тектоники, магматизма и металлогении Кавказа. «Недра», Ленинград, 1975.
13. Оганисян Ш. С. О плотности горных пород Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1958.
14. Оганисян Ш. С. Строение земной коры территории Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
15. Паффенгольц К. Н. Сейсмотектоника Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1946.
16. Пирузян С. А. Новые данные по сейсмотектонике Большого Ереванского района. ДАН Арм. ССР, т. XVI, № 4, 1965.

УДК 553.1:539.2(479.25)

Н. И. МАГАКЯН

ЗОЛОТОНОСНЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ АРМЯНСКОЙ ССР

На территории Армении золото добывалось еще в глубокой древности. Однако до 1951—1952 г.г. считалось, что благородные металлы здесь имеют значение лишь как попутно извлекаемые компоненты руд медноколчеданных, медно-молибденовых и полиметаллических месторождений.

Планомерные металлогенические исследования, на базе которых развернулись широкие поисковые и разведочные работы, привели к «повторному открытию» месторождений золота Армении, а также к коренному пересмотру оценки золотоносности месторождений цветных металлов. В настоящее время в республике известны различные по морфогенетическому типу месторождения, в рудах которых золото играет роль главного или одного из главных полезных компонентов¹.

Сложный изменчивый состав золотоносных руд, их генетическое разнообразие затрудняют систематику месторождений и зачастую вызывают некоторую неопределенность используемой терминологии. В настоящее время большинство исследователей (вслед за С. С. Смирновым) признает, что понятие «формация» должно применяться к группе рудных образований, сформированных в сходной геологической обстановке и характеризующихся однотипностью минерального состава руд, независимо от их возраста [4, 6, 7, 8 и др.] Однако, на практике рудные формации выделяются главным образом по минеральному составу, учитывая, что устойчивые минеральные ассоциации обычно достаточно характеризуют тип месторождений.

Так, среди золоторудных образований Армении Ш. О. Амиряном выделяются следующие формации [1]:

- а) золото-теллуровая (Зод, Меградзор и др.)
- б) золото-сульфидная (Личквас, Геарчин и др.)
- в) золото-шеелитовая (Амзачиман)

По минеральному же составу классифицируются и типы руд: золото-теллуровой, золото-арсенопиритовой, золото-полиметаллической, золото-шеелитовой и др. Иногда это вызывает некоторую неопределенность терминологии, поскольку однотипные совокупности минералов наблюдаются на месторождениях, сформированных в различных условиях.

¹ Золото в качестве попутного (сопутствующего) компонента присутствует в рудах колчеданных, медно-молибденовых и др. месторождений. Здесь, однако, рассматриваются только те рудные образования, которые по значимости этого компонента могут быть отнесены к собственно золоторудным или золото-полиметаллическим.

Учитывая это обстоятельство, А. И. Карапетян [2] при классификации эндогенных месторождений Армении выделяет генетические группы, названия которых отражают общие условия их формирования. Так, золоторудные образования отнесены к двум группам: плутоногенно-гидротермальной и вулканогенной. Вместе с тем, соотношение таких важных понятий как «рудная формация» и «тип руд» и здесь остается недостаточно определенным.

На наш взгляд, систематика эндогенных золоторудных образований Армянской ССР должна производиться прежде всего с учетом условий их формирования. Одна из наиболее удачных генетических классификаций была предложена Н. В. Петровской [6]. По мнению этого исследователя, «равно необходимо выделять формации месторождений и формации (или «семейства») руд». При этом были приняты следующие главные классификационные критерии:

1) тип крупных металлогенических поясов, предопределяющий историю становления рудных провинций, особенности магматизма и общий характер оруденения; 2) глубинность формирования месторождений и связанные с нею геотектонические условия локализации руд, а также особенности устойчивых минеральных парагенезисов.

В рамках отдельных рудных формаций выделены геохимические и, соответственно, минеральные типы руд (некоторые из них повторяющиеся), особенности которых обусловлены геохимической специализацией регионов.

Близкие взгляды с более общих металлогенических позиций развиваются И. Г. Магакьяном [4]. Им выделяются девять комплексов (рядов) рудных формаций, образованных в конкретной геологической обстановке, характеризующейся определенными геотектоническими условиями и типом магматизма, проявленного на различных этапах развития структурно-металлогенических зон (поясов). Золоторудные образования при этом рассматриваются как отдельные звенья генетически однородного единого комплекса.

На территории Армении выделены три структурно-металлогенических пояса, отличающихся историей развития и характером рудной минерализации [3]:

а) Алаверди-Кафанский пояс (отрезок Сомхето-Карабахской зоны).
б) Памбак-Зангезурский пояс (в пределах складчатой зоны Армении).

в) Севанский пояс (Севано-Амасийская зона глубинных разломов).

Характерные для подвижных складчатых зон этапы развития указанных поясов [4] протекали в различные периоды (киммерийский и альпийский). При этом в каждом поясе отмечаются проявления нескольких циклов магматизма и связанного с ним оруденения.

В Алаверди-Кафанском поясе разнотипное (от железорудного до меднопорфирового и полиметаллического) оруденение проявилось в связи с субвулканическими малыми интрузиями юры, внедрением гранитоидов предсеноманского и верхнеэоценового возрастов и эффузивно-эк-

струзивными образованиями верхнего мела. В Памбак-Зангезурском поясе развивалась медно-гематитовая и полиметаллическая минерализация, связанная с каледонскими гранитами, серия гидротермальных рудных образований медно-молибденово-полиметаллического ряда, в связи с внедрением гранитоидов эоцен-олигоценового (миоценового) возраста, редкоземельное оруденение, приуроченное к щелочному интрузивному комплексу и ртутно-мышьяковое—с плиоценовыми андезито-дацитами. В Севано-Амасийской зоне известны хромитовое оруденение, ассоциирующее с гипербазитами верхнего мела-эоцена, колчеданные руды, сформированные в верхнем эоцене, сурьмяно-ртутно-мышьяковое и золото-полиметаллическое оруденение миоплиоцена.

Несмотря на поэтапность и разнотипность оруденения господствующий металлогенический облик каждой зоны (пояса) определяют четко фиксируемые наиболее «продуктивные» циклы. В Алаверди-Кафанской зоне таким циклом является ранний этап ее развития, когда в конце мощного вулканогенно-осадочного осадконакопления внедрились малые субвулканические интрузии порфиров и альбитофиров. В Памбак-Зангезурском поясе проявлен средний и поздний этапы, характеризующиеся бурной интрузивной деятельностью (преимущественно интрузии гранитоидного ряда). В пределах Севано-Амасийского пояса с рассматриваемых позиций интересен конечный этап, на котором уже после складчатости приоткрывались швы древних разломов, по которым внедрялись малые интрузии дацитов и гранодиорит-порфиров. В сходной геолого-структурной обстановке в парагенетической связи с одними и теми же магматическими циклами проявились характерные комплексы (ряды) рудных образований.

а) В Алаверди-Кафанской зоне—комплекс серноколчеданных, медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических (с баритом) руд, часто золотоносных;

б) в Памбак-Зангезурской зоне—комплекс медно-молибденовых и тесно с ним связанных золото-полиметаллических, золотосурьмяно-полиметаллических руд;

в) в Севано-Амасийской зоне—наиболее молодой рудный комплекс сурьмяно-ртутно-мышьяковых и золото-теллур-висмутовых образований.

Достаточная изученность особенностей геологического строения металлогении территории республики позволяет отчетливо проследить парагенетические связи проявленных здесь золоторудных месторождений.

В соответствии с классификацией Н. В. Петровской [6] и с учетом всего изложенного, среди золоторудных образований Армянской ССР выделяются две системы формаций:

- 1) существенно сульфидные;
- 2) золото-сульфидно-кварцевые.

К первой системе относятся колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды месторождений, сформированных на небольших (частью средних) глубинах в связи с малыми интрузиями кварцевых порфиров и альбитофиров. Такие месторождения типичны для Алаверди-Кафанского

и отчасти Севанского поясов. Рудные поля в них приурочены к вулканогенно-осадочным толщам спилито-кератофирового и порфиритового составов, прорванным субвулканическими интрузиями. Широко развиты также жильные образования, среди которых преобладают диабазы и дабазовые порфириты. Оруденение локализовано преимущественно в пропильтизированных (хлоритизированных, серицитизированных, окварцованных, местами пиритизированных) эффузивах и их пирокластах. Морфологически оно представлено жилами, прожилково-вкрапленными зонами, иногда линзообразными и гнездообразными телами. Рудоносными структурами являются трещины оперения и зоны дробления, сопровождающие относительно крупные разломы, а также межпластовые полости. Концентрация сульфидов обычно высокая. Прямая генетическая связь золото-серебряного оруденения с собственно колчеданным (колчеданно-полиметаллическим), на наш взгляд, несомненна, о чем, в частности, свидетельствует хорошо проявленная в пределах рудных полей гипогенная минералогическая зональность. При этом золотоносные парагенезисы образуют крайние, наиболее поздние члены зонального ряда в соответствии с последовательностью (стадийностью) рудоотложения. Вместе с тем, часто наблюдается и совмещение разновременных минеральных ассоциаций, развивающихся в пределах одних и тех же рудолокализирующих структур. Среди золотоносных геохимических ассоциаций на месторождениях колчеданно-полиметаллической формации наиболее характерны золото-медно-цинковая, золото-медно-свинцово-цинковая и золото-теллуровая. Им соответствуют халькопирит-сфалеритовый, халькопирит-галенит-сфалеритовый и золото-серебряно-теллуридный минеральные парагенезисы. В той или иной степени присутствует также золото-железисто-сульфидная ассоциация (на некоторых месторождениях—главная), представленная серноколчеданными (пиритовами) рудами. Возраст золоторудных образований в пределах Алаверди-Кафанского пояса—киммерийский, а в Севанском поясе—альпийский.

К описанной формации относятся Шаумянское, Ахталское, Тандзутское, возможно, Арманисское и др. месторождения.

Золото-сульфидно-кварцевые формации более разнообразны. В Памбак-Зангезурском поясе широко проявлены формации средних глубин, связанные с гилабиссальными интрузиями гранитоидного ряда. В геологическом строении рудных полей здесь участвуют разнообразные вулканогенные, вулканогенно-осадочные, в меньшей мере метаморфические породы, прорванные интрузиями гранодиоритов, граносиенитов, габбро-диоритов и др. Отмечаются также малые интрузии гранит-порфириров, дайки диорит-порфириров, диабазов и лампрофириров.

Золотое оруденение фиксируется как в вулканогенах, так и в интрузивных образованиях. Локализовано оно обычно в разрывных структурах и представлено жилами, а также зонами прожилково-вкрапленных руд среди гидротермально-измененных (каолинизированных, серицитизированных, окварцованных и пиритизированных) пород.

В ряде случаев (Личкваз, Меградзор, Азатек) устанавливаются связи золото-серебряного, полиметаллического и медно-молибденового оруденения, проявляющиеся в общности геолого-структурных позиций и возрастной близости соответствующих месторождений. В пределах рудных полей, а также на отдельных месторождениях отчетливо выражена и гипогенная минералогическая зональность. По своему характеру золотоносные руды соответствуют умеренно сульфидной формации. Концентрация сульфидов в них колеблется в пределах 10—25% при значительной роли кварцевого выполнения. Широко представлены разнообразные геохимические ассоциации: золото-железистая, золото-медно-свинцово-цинковая, золото-медно-сурьмяная, золото-серебряно-теллуровая и др. Характерные минеральные парагенезисы: кварц-пиритовый (кварц-пирит-халькопиритовый), кварц-полиметаллический, сульфоантимонитовый, золото-серебряно-теллуридный. Набор минеральных ассоциаций и интенсивность их проявления на отдельных месторождениях варьируют, однако сходство общего геохимического облика руд и геолого-структурных условий их локализации очевидны.

Особое место занимает золотое оруденение, развитое к северо-востоку от побережья оз. Севан в пределах Севано-Амасийской зоны глубинных разломов. Его своеобразие позволило некоторым исследователям [5] выделить особый «зодский» тип оруденения. Район носит характерные черты области послескладчатой активизации (подобие структуры «дива» по И. Г. Магакьяну). Большую часть рудного поля составляют гипербазиты и габбро. Главную роль в структуре района играет региональный глубинный разлом, с подновлением которого связано внедрение малых интрузий дацитов. С последними ассоциирует золотое оруденение. Формирование этой низкотемпературной минерализации происходило на относительно малых глубинах. Рудные тела, представленные жилами, жильными и прожилково-вкрапленными зонами, небольшими гнездобразными скоплениями, приурочены преимущественно к тальк-карбонатным и кварц-карбонатным метасоматитам, а также дайкам кварцевых липарито-дацитовых порфиров.

В жильном выполнении кварц резко преобладает, хотя концентрация сульфидов аномально высокая для малых глубин. Местами их общее содержание доходит до 20—25% (в среднем—5—10%). Состав руд весьма разнообразен. Отмечаются золото-железистая, золото-мышьяковая, золото-медно-цинковая (со свинцом), золото-свинцово-сурьмяная, золото-серебряно-теллуровая геохимические ассоциации. Типичные парагенезисы: кварц-пирит-арсенопиритовый, кварц-полиметаллический, сульфоантимонитовый и антимонитовый, золото-кварцевый и золото-серебряно-теллуридный. Кроме Зодского месторождения к золото-сульфидно-кварцевой формации малых глубин относится ряд рудопроявлений, выявленных в пределах полосы развития офиолитов.

Приведенные данные показывают, что золотоносные образования Армянской ССР достаточно хорошо укладываются в рамки классификации золоторудных месторождений, разработанной Н. В. Петровской [6]. Главнейшие черты месторождений обуславливаются их формационной принадлежностью, прежде всего глубиной рудообразования. Отдельные месторождения обладают и индивидуальными особенностями, зависящими от металлогенической «специализации» регионов и характера среды рудолокализации. Типичным примером в этом отношении является широкое распространение минералов никеля и кобальта в рудных телах, залегающих в массивах ультрабазитов (Зод), а также присутствие молибденита в золоторудных образованиях Памбак-Зангезурской зоны (Личквас, Каялинский участок Азатека и др.).

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что при классификации рассмотренных образований нельзя руководствоваться только фактом преобладания (иногда просто наличия) какой либо одной ассоциации — необходимо учитывать весь набор минеральных парагенезисов, отражающих геохимический облик руд и условия их формирования.

Армнипроцветмет

Поступила 3.VI. 1978.

Ն. Հ. ՄԱՂԱՔՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՈՍԿԵՔԵՐ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ռ մ

Հայաստանի տարածքում հայտնի են ծագումով տարբեր հանքավայրեր, որոնց հանք-սնյութերում ոսկին հանդիսանում է գլխավոր կամ հիմնական օգտակար բաղադրամասերից մեկը: Կատարված հետազոտությունները ցույց տվեցին, որ այդ հանքավայրերի ստորաբաժանման համար նպատակահարմար է կիրառել Ն. Վ. Պետրովսկայայի առաջարկած ծագումնային դասակարգումը:

Հանրապետության ներքին ոսկեքեր առաջացումների շարքում կարելի է անջատել ֆորմացիաների երկու սիստեմ՝ 1) էալեո սուլֆիդային, 2) ոսկի-սուլֆիդ-քվարցային: Առաջինին պատկանում են կոլչեղանային և կոլչեղան-բազմամետաղային փոքր (մասամբ միջին) խորություններում ձևավորված հանքավայրեր, որոնք կապված են քվարցային պորֆիրների և ալբիտոֆիրների փոքր ինտրուզիաների հետ: Այդպիսի հանքավայրերը հատուկ են Ալավերդի—Ղափանի և մասամբ Սևանի կառուցվածքա-մետաղածնային գոտիներին (Շահումյան, Ախթալա, Տանձուտ և այլ հանքավայրեր): Ոսկի-սուլֆիդ-քվարցային սիստեմին են պատկանում միջին խորությունների ֆորմացիաները, որոնց առաջացումը կապված է հիպարիսալ գրանիտոիդների հետ: Դրանք տարածված են Փամբակ—Ջանգեղուրի գոտում (Լիչքվազ, Ազատեկ, Մեղրածոր և այլն): Նույն սիստեմին է վերաբերվում փոքր խորությունների հանքային ֆորմացիան, որը արտահայտված է Սևանի գոտում և կապված է դացիտային կազմի փոքր ինտրուզիաների հետ (Զոդի հանքավայր):

Առանձին ֆորմացիաների հանքանյութերը տարբերվում են գեոքիմիական և միներալային զուգակցությունների կազմով:

Ոսկեբեր առաջացումների դասակարգման ժամանակ անհրաժեշտ է հաշվի առնել տարածված միներալային զուգակցությունների ամբողջ համալիրը, որը արտահայտում է հանքանյութերի գեոքիմիական բնույթը և նրան ձևավորման պայմանները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Амирян Ш. О. Золоторудные формации. В кн. «Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР», Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1972.
2. Карапетян А. И. Генетические группы рудных формаций Памбак-Зангезурского пояса. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
3. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. Советская геология, № 7, 1959.
4. Магакьян И. Г. Металлогения (главнейшие рудные пояса) «Недра», М., 1974.
5. Меликян Л. С. О выделении Зодской рудной зоны в пределах Севанского рудного района. ДАН Арм. ССР, т. 50, № 4, 1970.
6. Петровская Н. В. Самородное золото. «Недра», М., 1973.
7. Покалов В. Г. «Введение» в кн. «Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых». «Недра», М., 1977.
8. Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. «Недра», М., 1966.

УДК 553.061.12

Р. Б. ЯДОЯН

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ УЧЕНИЯ
О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

В современной гидрогеологии и особенно в советских исследованиях успешно развивается учение о месторождениях подземных вод, под которыми понимается часть проницаемых горных пород, в пределах которой воды характеризуются определенными количественно-качественными показателями, отвечающими требованиям для использования в хозяйственно-питьевых, промышленных, курортологических и других целях.

Среди исследователей, посвятивших свои работы изучению разнообразных месторождений подземных вод, следует назвать прежде всего работы Ф. П. Саваренского, А. М. Овчинникова, Н. А. Плотникова, С. С. Бондаренко, Л. С. Язвина, Г. С. Вартаняна, Д. Уайта, П. Маффлера, Фурнье и других, внесшие существенный вклад в понимание рассматриваемого вопроса и показавшие его определенную сложность.

Пожалуй, мало где так остро стоит вопрос о месторождении, как в сфере изучения подземных минеральных вод, так как в подавляющем большинстве случаев этот вид полезного ископаемого практически не изолирован от вод неминеральных, что предопределяет существенную прихотливость границ развития кондиционных минеральных вод, изменчивость их во времени и пространстве, подверженность того или иного объекта быстрым качественным изменениям.

Эти обстоятельства и были отправным началом для последовательных работ с целью определения того, что должно быть включено в понятие подземных минеральных вод, каковы разновидности этих месторождений, каковы основные критерии различения месторождений.

Среди таких исследований, внесших наиболее существенный вклад в учение о месторождениях подземных минеральных вод, следует назвать работы А. М. Овчинникова [11, 13], И. Я. Пантелеева [14, 15], Г. С. Вартаняна [2, 4] и др.

Такие классификации имеют, главным образом, практическую направленность и предусматриваются для повышения эффективности геологоразведочных работ на минеральные воды.

Как известно, многообразие факторов, которые следует учитывать при разведочных работах на минеральные воды, значительно и это обстоятельство требует большого сосредоточения усилий для успешного решения задачи по освоению месторождения. Каждый тип месторождения требует реализации того или иного комплекса специализированных методов и приемов, что ставит перед исследователем задачу—перед началом работ, при проектировании четко уяснить с какого рода месторождением минеральных вод предстоит иметь дело.

Если в отношении физико-химических показателей воды (минерализация, состав, газонасыщенность, температура и др) положение обычно относительно просто, то решение вопросов о типе месторождения— весьма сложная и особенно ответственная задача.

Достаточно отметить, что ошибка в установлении возможного типа месторождения может стоить либо существенного удорожания разведки, либо вообще может обернуться неудачей в усилиях большого коллектива специалистов-разведчиков.

Именно это обстоятельство обуславливает необходимость жесткого подхода к принципам классификации месторождений, к отказу от формальных обобщений, к переходу от укрупненных классификаций, дающих деление на макротипы, к более дробным типизациям, учитывающим специфические черты внутри отдельных типов.

Так, оценивая безусловно высоко классификацию месторождений минеральных вод А. М. Овчинникова [11, 13], необходимо вместе с тем остановиться на рассмотрении некоторых ее деталей, заслуживающих, по нашему мнению, коррекции.

В рассматриваемой классификации дается деление всех месторождений на 3 крупные группы, в каждую из которых выделяются гидро-геохимические сходные месторождения: углекислые, сероводородные, радиоактивные.

Прежде всего, безусловно, эти гидрогеохимические группы не учитывают широчайшего многообразия известных в природе минеральных вод, тем самым резко ограничивают возможность использования типизации в практических целях.

Во-вторых, следует отметить то обстоятельство, что в основу такого обобщения положен гидрогеохимический признак, который сколь-нибудь заметного влияния на условия локализации движения минеральных вод не оказывает.

Именно поэтому оказалось, например, что третий тип первой группы (своды антиклинальных сооружений) повторяется в шестом и девятом типах второй группы, первый (первая группа)—в десятом (вторая группа), в одиннадцатом, пятнадцатом (третья группа).

Вместе с этим, анализ данной классификации показывает, что в ней оказались неучтенными весьма важные разновидности месторождений минеральных вод, связанные с зонами разнообразных разрывных дислокаций.

Очевидно, что здесь помимо гидрогеохимической основы было бы целесообразно использовать генетический—структурный принцип, объединяющий указанные и все иные гидрогеохимические разновидности месторождений.

В настоящее время получили широкое признание классификации месторождений минеральных вод, построенные по структурно-гидродинамическому признаку [2,5].

Названные типизации, имеющие прежде всего прикладной смысл (но и не лишённые генетической основы) и применяемые в настоящее

время в практике геологоразведочных работ, учитывают важнейшие геолого-структурные, гидродинамические характеристики условий распространения подземных минеральных вод в пределах ограниченных площадей, гидрогеохимические особенности, влияющие на условия локализации воды и др., что дает возможность успешно осваивать месторождения в тех или иных геолого-структурных зонах Союза. С их помощью становится возможным прогнозировать конкретные геолого-гидрогеологические условия на объектах, проектируемых под разведку, учитывать оптимальные объемы буровых и опытных работ и др. Однако, следует отметить, что при общей «организующей» роли данных классификаций, они отличаются чрезвычайной генерализацией, использующей как основу подразделения на типы весьма крупные, обобщенные показатели (например, пластовая водонапорная система, трещинно-жильная водонапорная система).

В этом случае, представляется, было бы уместно более широко пользоваться как отдельными штрихами структурных различий (внутри одного типа), так и учитывать возможные отличия в гидродинамических условиях.

В данной статье считаем целесообразным акцентировать внимание на необходимости более дробного деления некоторых ранее выделенных типов месторождений минеральных вод, что, впрочем, не означает, что принятые в настоящее время классификации ущербны. Дополнение к этим классификациям позволит еще более целенаправленно проводить геологоразведочные работы на термоминеральные воды, сделать их еще более высокоэффективными.

Большой объем эффективных геологоразведочных работ и научных обобщений, проведенных геологами в пределах Малого Кавказа и особенно на территории Армянской ССР, показывает, что одной из весьма интересных структур, имеющих довольно заметное распространение в строении региона, являются тектонические наложенные впадины.

Последние представляют безусловный интерес и как специфические структурные сооружения, и как весьма важные в народнохозяйственном отношении геоморфологические элементы рельефа. Как известно, горноскладчатые регионы отличаются крайней скудностью земель, пригодных под разнообразное строительство, характеризующее современный уровень человеческой деятельности.

Такие показатели, как лавиноопасность, высокая сейсмичность, оползнеобразование, селеопасность и др. делают особенно сложной проблему выбора строительных площадей для градостроительства, прокладки коммуникаций, линий электропередач и др.

Именно поэтому наложенные впадины вызывают особый интерес как структуры с относительно благоприятными инженерно-строительными характеристиками, что делает привлекательной идею их всестороннего и рационального народнохозяйственного освоения.

В этом отношении тектонические впадины интересны также и для курортного строительства, так как наблюдения свидетельствуют о не-

редко весьма высоком гидроминеральном потенциале недр названных геологических структур.

Все изложенное делает необходимым более детально рассмотреть гидрогеологическую специфику наложенных тектонических депрессий и попытаться дать более дифференцированную типизацию, к ним приуроченных месторождений минеральных вод.

Подходя к оценке основных гидрогеологических черт таких наложенных впадин следует, прежде всего, остановиться на гидрогеологических и гидротермических показателях развитых здесь подземных вод.

На материалах большого объема разведочных работ в складчатых системах установлено, что недра тектонических впадин заключают в себе значительные ресурсы подземных вод разнообразного состава и, следовательно, различного применения в народном хозяйстве.

Наряду с широким развитием пресных подземных вод, имеющих, безусловно, недавнюю историю существования в недрах, в толщах тектонических наложенных впадин обнаружено большое разнообразие вод, которые по существующим в настоящее время нормам, могут быть отнесены к разряду минерализованных, минеральных, промышленных и т. д.

Весьма показательно, что особое многообразие гидрохимического облика подземных вод характерно для горно-складчатых регионов и особенно для тектонических впадин.

Здесь, в условиях напряженного режима геологического развития территории локализуются функционально связанные с мощными и глубинными геологическими процессами углекислые воды, азотные термы, бороносные подземные рассолы и др. В виде незакономерных гидрогеохимических ореолов развиты радоновые, сульфидные воды, что, безусловно, отражает течение некоторых приповерхностных и локализованно протекающих процессов.

Рассматривая под таким углом зрения особенности гидрогеохимического облика недр Армении, следует подчеркнуть, что рассматриваемые минеральные воды в основной своей массе могут быть отнесены к группе углекислых холодных и термальных.

Опуская из обсуждения широкий диапазон собственно химического состава минеральных вод территории, что является следствием разнообразия литолого-фациальных свойств пород в различных толщах региона, отметим характерный для всех них углекислотный газовый состав.

Эта особенность послужила основанием для отнесения территории республики к Малокавказской области углекислых вод [18, 13, 9, 19 и др.].

Как известно, к вопросу о происхождении углекислоты и углекислых вод неоднократно обращались многие советские и зарубежные ученые [1, 10, 17, 12, 13, 8, 3 и др.].

В настоящее время проблема эта может быть представлена двумя крайними точками зрения—экзогенной и эндогенной.

Наиболее характерным представителем точки зрения об экзогенной природе углекислого газа в углекислых минеральных водах является А. А. Смирнов, сформулировавший в 1955 году гипотезу о так называемом термодиффузионном проникновении CO_2 в подземные воды.

Данная точка зрения предусматривала наличие некоторого механизма, приводящего к разделению атмосферного воздуха, «выпадению» углекислого газа как наиболее его тяжелой составляющей и затем абсорбцию CO_2 подземными водами.

Уместно напомнить, что данная позиция была рассмотрена рядом гидрогеологов, показавших несостоятельность предположенного механизма [12]. Термодиффузионный—экзогенный механизм не в состоянии обеспечить концентрацию углекислого газа в водах в количествах даже на 2 порядка ниже средних, зафиксированных в обычных углекислых водах.

Говоря об «эндогенном подходе» к проблеме формирования углекислых растворов, следует также отметить известные расхождения в представлениях об источниках и путях движения CO_2 .

Единственно общим положением в существующих в настоящее время гипотезах эндогенной группы является глубинность углекислого газа.

Что касается оценки возможных механизмов, приводящих к формированию CO_2 , то, по нашим представлениям, можно было бы считать вслед за рядом исследователей [7, 16, 3, 6 и др.], что углекислота является продуктом реакции регионального термального метаморфизма недр. Двигаясь по системам трещинных дислокаций в сторону зон с пониженными давлениями, CO_2 попадает в зону жидкой воды, вступает в физико-химический раствор и далее вместе с водами (имеющими в массе атмосферное происхождение) мигрирует к приповерхностным дренажным системам.

В горно-складчатых регионах роль таких дренажных систем выполняют тектонические наложенные впадины.

Управление геологии СМ Армянской ССР

Поступила 13.V.1977.

Ռ. Բ. ՅԱԴՅԱՆ

ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՋՐԵՐԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՄԱՍԻՆ ՈՒՍՄՈՒՆՔԻ ԱՐԴԻ ՎԻՃԱԿԻ ՄԻ ՔԱՆԻ ՀԱՐՑԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Կատարված ուսումնասիրությունների արդյունքները ապացուցում են նախկինում ստրուկտուրային հատկանիշներով առանձնացված հանքային ջրերի հանքավայրերի տիպերի ստորաբաժանման անհրաժեշտությունը: Այս տեսակետից հետաքրքիր է լայն տարածում ունեցող ստրուկտուրաներից են տեկտոնական վերադրված իջվածքները: Անհրաժեշտ է ավելի մանրակրկիտ

քննարկել այդ իջվածքների հիդրոերկրաբանական առանձնահատկությունները և աշխատել նրանց հետ կապված հանքային ջրերի հանքավայրերի տիպավորումը տալ ավելի ածանցված ձևով:

Հողվածում տեկտոնական իջվածքների հիմնական հիդրոերկրաբանական ինքնատիպության գնահատականը տալու հետ մեկտեղ վեր է հանվում այնտեղ տարածված ստորերկրյա ջրերի հիդրոքիմիական և հիդրոչեմիային առանձնահատկությունները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Белоусов В. В. Очерки геохимии природных газов. ОНТИ, 1973.
2. Вартамян Г. С. Типизация месторождений минеральных вод для целей разведки. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 12, вып. 5, 1966.
3. Вартамян Г. С. Роль процессов регионального метаморфизма в формировании некоторых типов минеральных вод и их провинции. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XVIII, вып. 3, 1968.
4. Вартамян Г. С. Об оценке величины естественного стока на некоторых месторождениях минеральных вод. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 1, 1970.
5. Вартамян Г. С. Некоторые факторы формирования и эволюции водонапорных систем в магматогенно-метаморфических массивах. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XVIII, вып. 1, 1973.
6. Вартамян Г. С. Об одной форме глубинного стока подземных вод. ДАН СССР, т. 214, № 6, 1974.
7. Елисеев Н. А. Метаморфизм, Изд-во ЛГУ, 1959.
8. Иванов В. В. Гидрогеология главнейших типов минеральных вод. В кн. «Основы курортологии», Медгиз, М., 1956.
9. Карта минеральных лечебных вод СССР. Гл. редактор Иванов В. В., м-б 1:4000000, 1968.
10. Коржинский Д. С. Термодинамика и геология некоторых метаморфических реакций с выделением газовой фазы. Зап. ВМО, № 1, 1935.
11. Овчинников А. М. Типы месторождений минеральных вод. «Сов. геол.», № 40, 1949.
12. Овчинников А. М., Иванов В. В., Яроцкий Л. А. О происхождении минеральных вод (по поводу взглядов А. А. Смирнова на природу CO_2). «Сов. геология», № 1, 1958.
13. Овчинников А. М. Минеральные воды. Геолтехиздат, М., 1963.
14. Пантелеев И. Я. Эссентукские соленно-щелочные воды в системе КМВ. Изд-во АН СССР, 1963.
15. Пантелеев И. Я. Современные представления о геологии и гидрогеологии района КМВ. В кн. «Кавказские минеральные воды», М., 1972.
16. Сидоренко А. В., Розен О. М., Геняков В. А., Гиммельфарб Г. В. Метаморфизм осадочных толщ и «углекислое дыхание» земной коры. «Сов. геология», № 5, 1973.
17. Смирнов А. А. О природе CO_2 углекислых подземных вод. «Сов. геология», ст. 44, 1955.
18. Толстихин Н. И. Провинции минеральных вод СССР. «Проблемы сов. геологии», № 3, 1938.
19. Карта минеральных вод СССР, м-б 1:2500000 Гл. редактор Яроцкий Л. А. ГУГК, 1975.

УДК. 550.3:525.2

А. Т. АСЛАНЯН, А. В. АРУТЮНЯН

ИССЛЕДОВАНИЕ УПРУГИХ СВОЙСТВ, ПЛОТНОСТИ И СЖИМАЕМОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ АРМЕНИИ

Сравнение упругих свойств, плотности и сжимаемости ультрамафитовых пород в нормальных условиях и при высоких давлениях дает важную информацию для понимания структуры и вещественного состава нижних слоев земной коры и верхней мантии. Авторами детально исследовались ультрамафиты из Севанского и Вединского мезозойских офиолитовых поясов Армении. Результаты исследований частично были опубликованы [1, 4]. Эти исследования показали, что плотность ультрамафитов и их серпентинизированных разностей при нормальном давлении варьирует в очень широких пределах—от 1,8 до 3,19 г/см³. Это объясняется тем, что данные породы, как правило, подвержены процессам серпентинизации, притом в различной степени обуславливающей разброс плотностей. Интенсивность серпентинизации может быть самой различной, от долей процента до 40—45% и более, т. е. до полного преобразования породы в серпентинит, который резко отличается по структуре и плотности, а также по упругим характеристикам от нормальных ультрамафитов. Пористость для ультрамафитов в среднем составляет 1,5—3,5%, коэффициент Пуассона—0,24-0,35 (нередко 0,4).

Корреляционная зависимость плотности и скоростей упругих волн показана на рис. 1, где видно, что исследованные породы группируются в две области: для первой с увеличением плотности пород скорости возрастают, во второй же области незначительным вариациям плотности соответствуют большие вариации скоростей упругих волн. Разброс физических точек при атмосферном давлении довольно велик; с увеличением давления этот разброс уменьшается. Коэффициент корреляции составляет при атмосферном давлении $\div 0,62$, при 5 кб $\div 0,92$, а при 15 кб $\div 0,94$.

Исследования при высоких давлениях показали, что скорости упругих волн в ультрамафитах наиболее высокие. Из графиков на рис. 2—4 отчетливо видны две резко отличающиеся друг от друга области значений скоростей продольных и поперечных волн в функции от давления. Следует отметить, что и по поперечным, и по продольным волнам в одну и ту же область на графиках попадают одни и те же образцы пород. При повышении давления скорости для большинства образцов монотонно возрастают и при давлении 15 кб (что соответствует в земной коре глубинам 50—55 км) составляют в среднем для продольных волн первой группы пород 7,85 км/сек, а для второй группы 6,5 км/сек. Увеличение скорости в интервале давлений 0—20 кб составило в первой группе

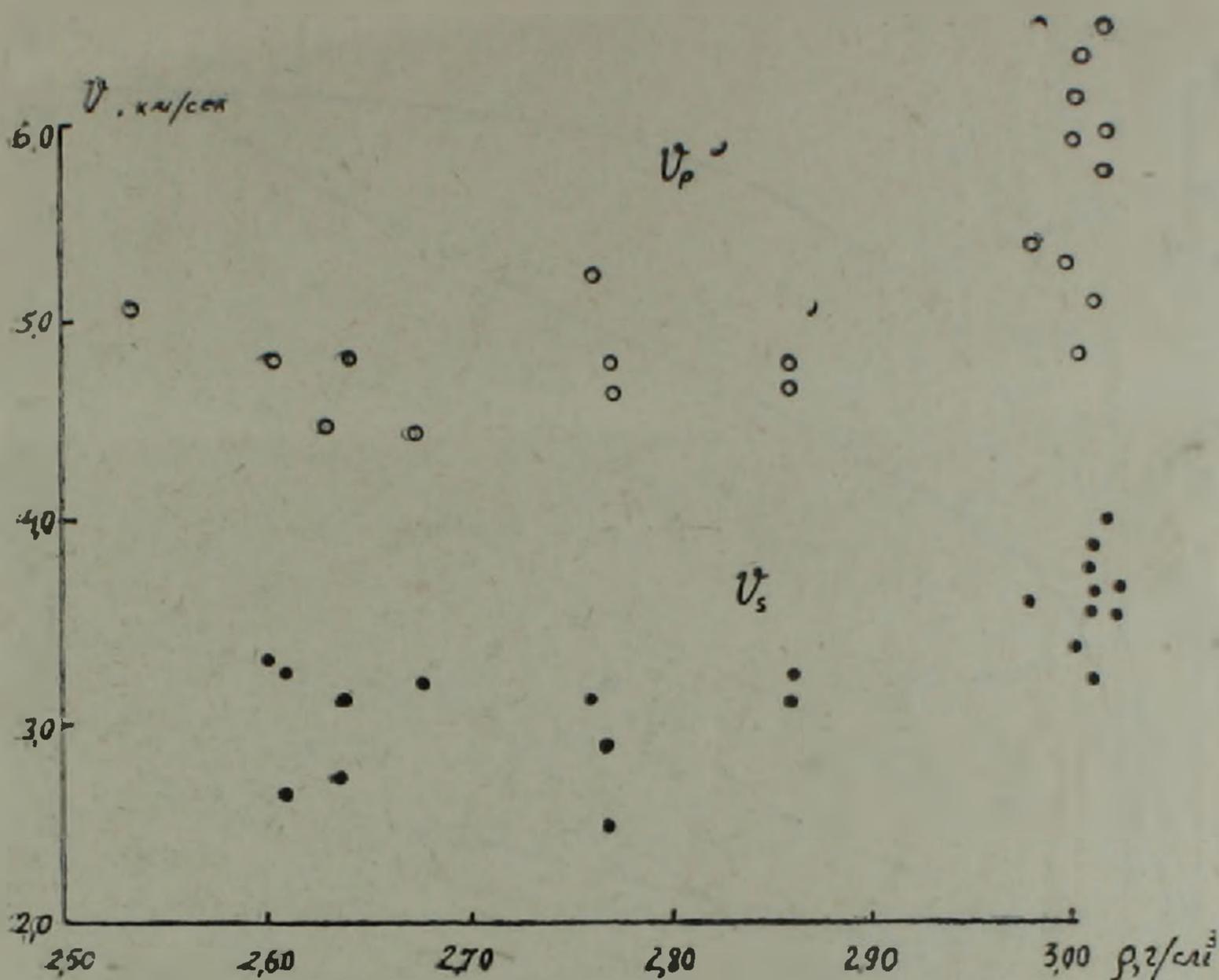


Рис. 1. Изменение скоростей продольных и поперечных упругих волн от плотности при атмосферном давлении в ультрамафитах.

4—5%, а во второй группе 7—8%. Для образцов 1071 и 38—17 скорости продольных волн при давлении 15 кб достигают 8,45 км/сек, что обусловлено, очевидно, наличием в породе большого количества граната (до 60%) и, наоборот, слабой ее серпентинизацией. Низкие значения получены для наиболее серпентинизированных и пористых пород второй группы. В большинстве образцов пород первой группы и в некоторых образцах второй группы в начальной области давлений 2—4 кб наблюдается снижение скорости, которое придает кривым волнистый характер. Такое поведение кривых $V_p = f(p)$ связывается с присутствием серпентина, в основном тогда, когда серпентин представлен антигоритом. Подобное явление было обнаружено для антигоритовых серпентинитов Воронежского кристаллического массива [5]. Указанное явление объясняется обычно наличием в породе пластически деформированного серпентина-антигорита, обуславливающим перераспределение напряжений в самой породе. При наших исследованиях волнистость наблюдалась не только в антигоритсодержащих породах, и мы склонны думать, что это явление связано не только с особенностями минерального состава и поведения отдельных минералов при повышении давления, но и со спецификой структуры породы.

Волнистость наблюдалась нами также на кривых зависимости поперечных волн от давления в том же интервале давлений, причем, наблюдается хорошее соответствие для кривых $V_p = f(p)$ и $V_s = f(p)$.

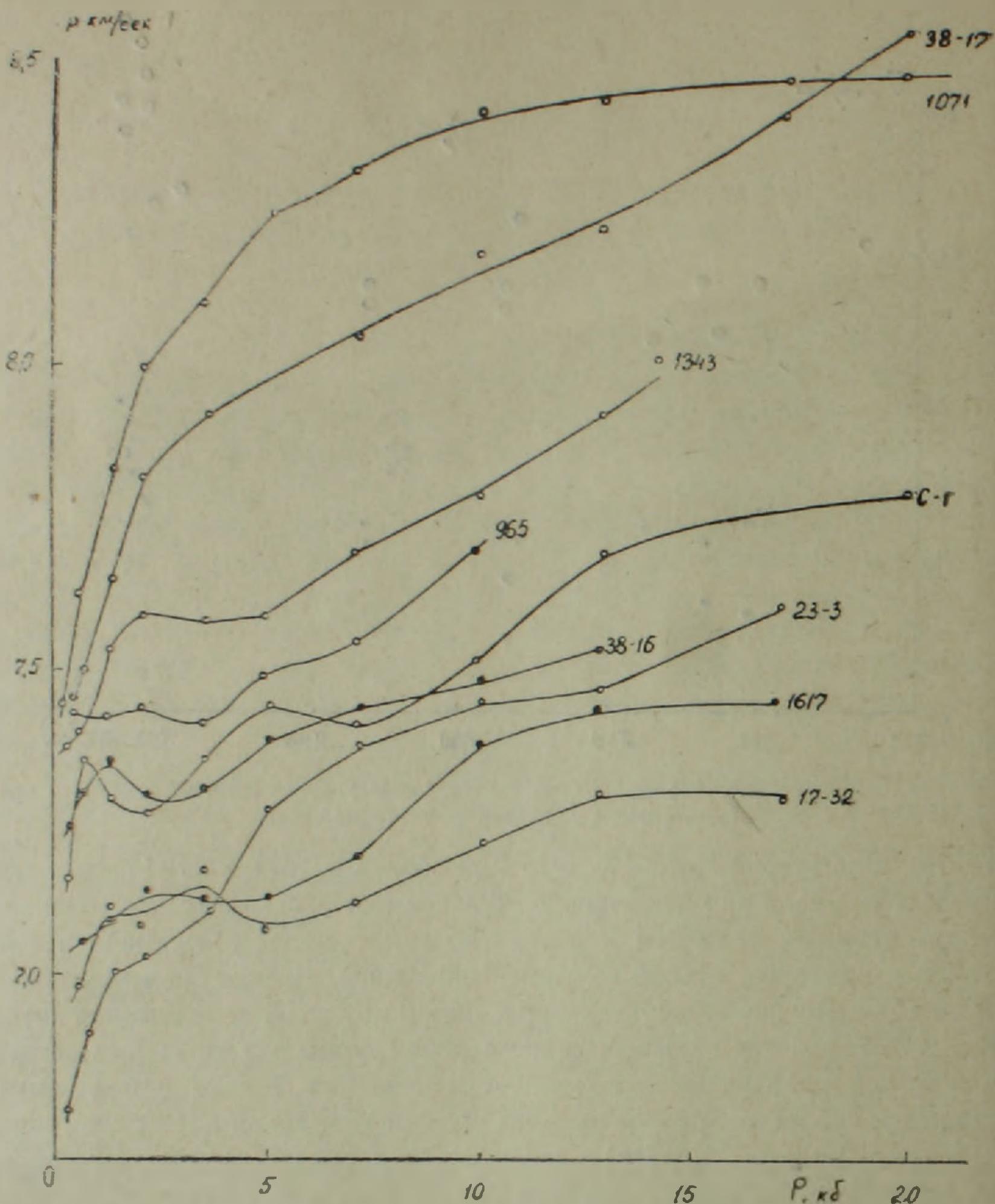


Рис. 2. Зависимость скорости продольных волн от давления в ультрамафитах I группы.

Средний прирост скорости продольных волн с повышением давления в интервале давлений 5—15 кб для первой группы составляет 22—25 м/сек. кб, а для второй группы—25—36 м/сек. кб. Возрастание скорости с повышением давления для поперечных волн несколько меньше, чем для продольных волн.

Сопоставляя полученные нами области для ультрамафитов с данными авторов работ по Кольскому полуострову [6 и др.], Воронежскому кристаллическому массиву [3, 5] и Камчатке [9], можно отметить, что первая область, где развиты весьма слабо серпентинизированные ультрамафиты, занимают среднее положение между областями $V_p = f(p)$

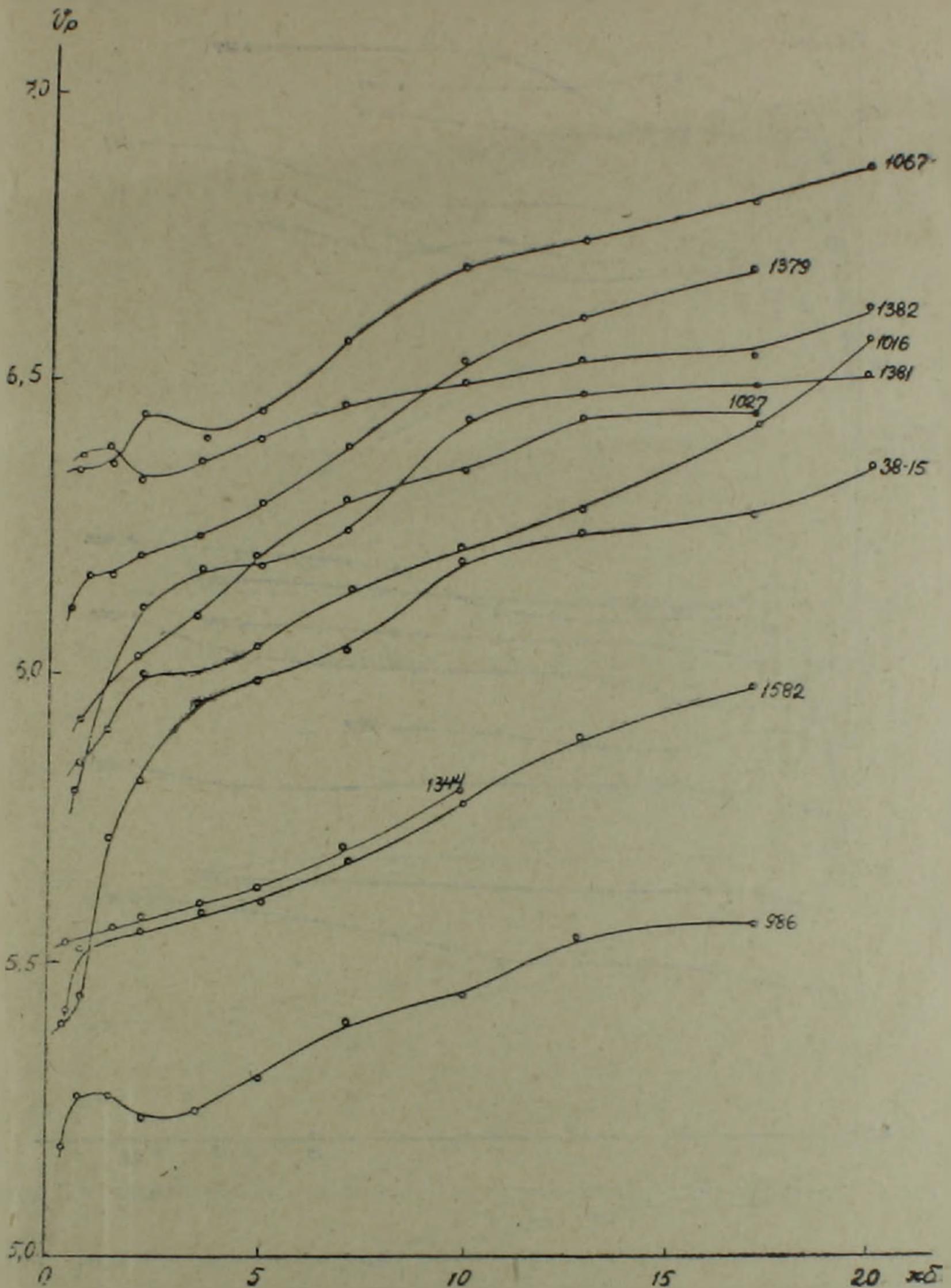


Рис. 3. Зависимость скорости продольных волн от давления в ультрамафитах II группы.

для пород Кольского полуострова и Камчатки и частично заходит в область пород Воронежского кристаллического массива. В первую область попадают также ультрамафиты Центрального Казахстана [7 и др.]. Во вторую область, в которую, согласно нашим данным, группируются более серпентинизированные образцы, попадают серпентинизированные образцы Воронежского кристаллического массива. В целом в этой облас-

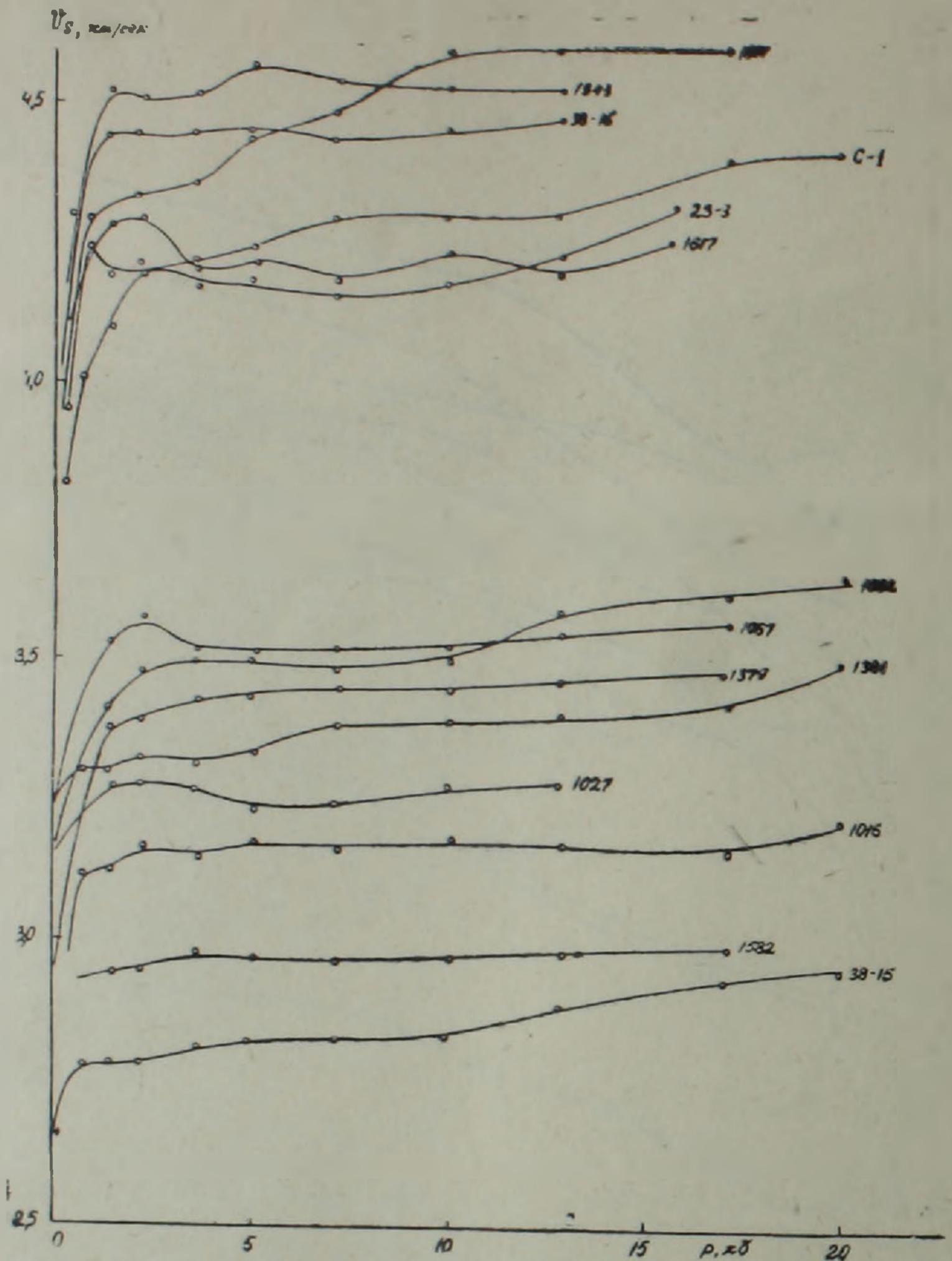


Рис. 4. Зависимость скорости поперечных волн от давления в ультрамафитах I и II групп.

ти расположены серпентинизированные ультраосновные породы, которые обладают низкими значениями скоростей упругих волн.

По скоростям поперечных волн при давлениях до 20 кб имеются весьма ограниченные данные. Данные по скоростям поперечных волн, полученные в работах [6, 8] для ультрамафитов Кольского полуострова, хорошо согласуются с нашими данными, полученными для первой группы образцов. Скорости поперечных волн, исследованных нами в серпентинизированных образцах, намного меньше скоростей, полученных на образцах из Кольского полуострова, и частично ксенолитов Камчатки [9]. Совпадение в некоторых случаях наших результатов с вышеуказанными дан-

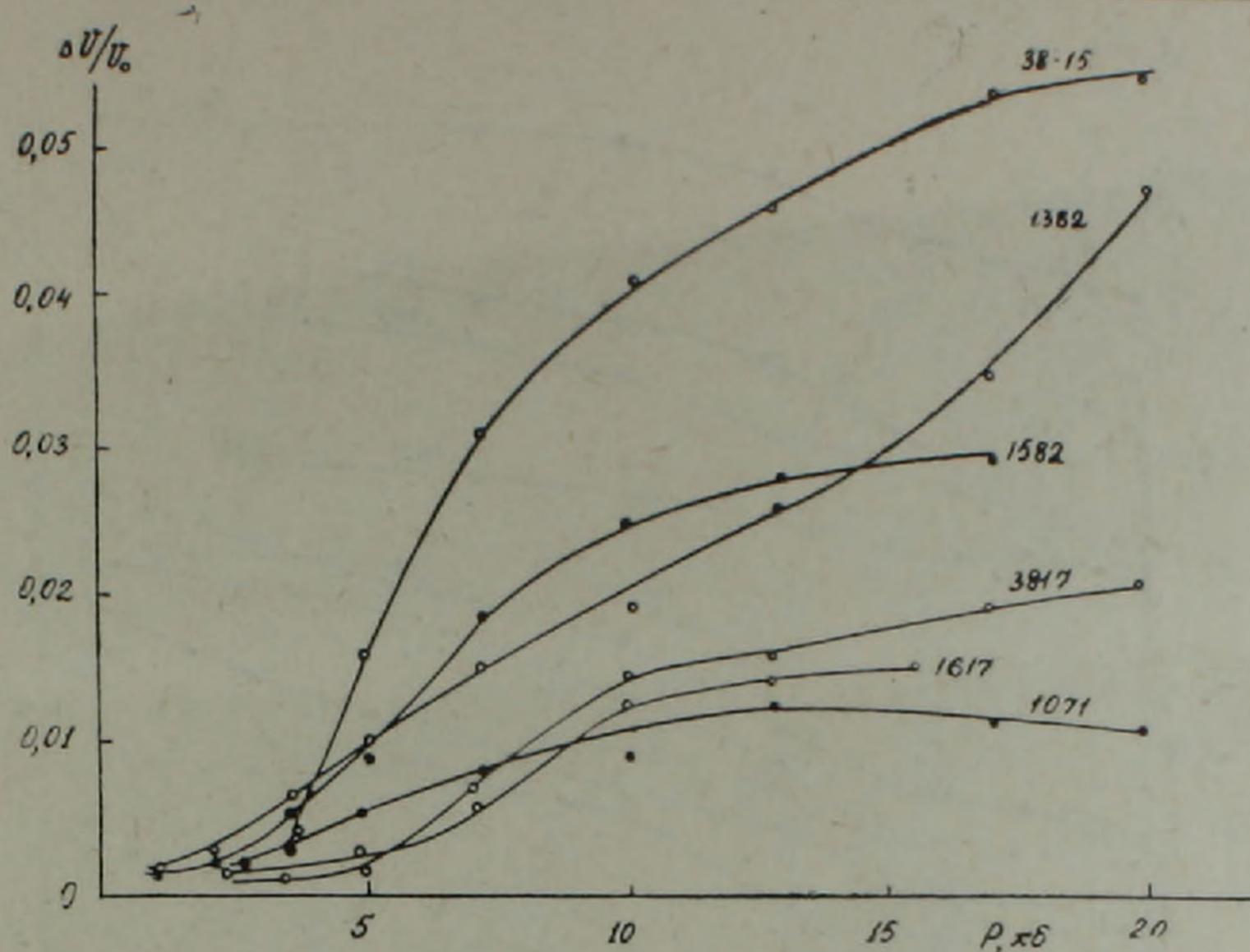


Рис. 5. Зависимость декремента объема от давления в ультрамафитах.

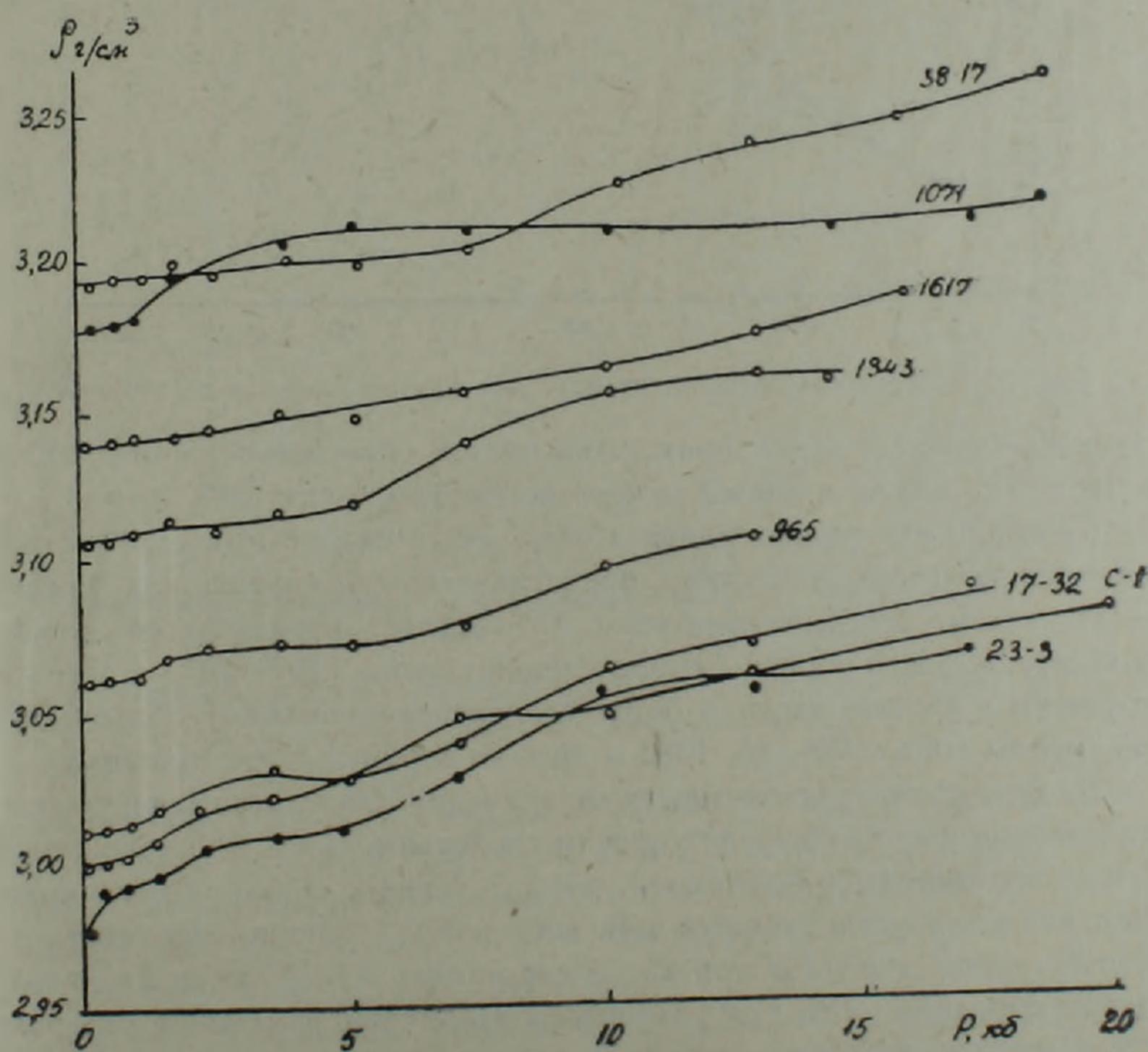


Рис. 6. Зависимость плотности от давления в ультрамафитах I группы.

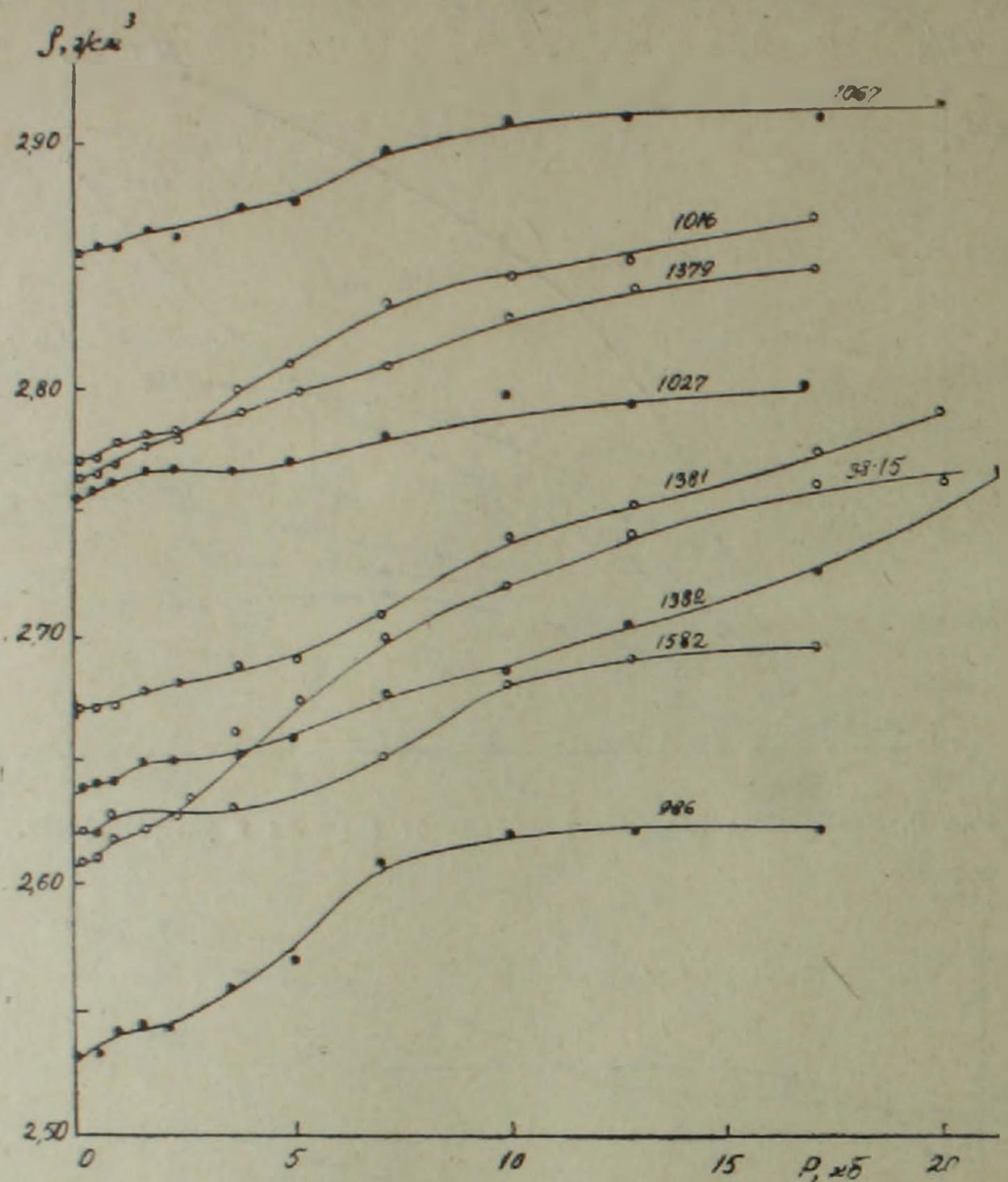


Рис. 7. Зависимость плотности от давления в ультрамафитах II группы.

ными по Камчатке в основном объясняется общностью минерального состава этих пород, а также тождеством петроструктуры.

Сжимаемость горных пород и связь ее со скоростями упругих волн являются важными свойствами, представляющими интерес для геофизики. Изменение декремента объема $\Delta V/V_0$ для ультрамафитов показано на рис. 5. Здесь образцы пород первой группы (1071, 1617 и др.) расположены в нижней части, а более серпентинизированные образцы второй группы пород (38—15, 1382 и др.) — в верхней части графика.

Данные изменения плотности от давления для ультрамафитов представлены на рис. 6.7. Как по упругим свойствам, так и по плотности образцов эти породы разделяются на две группы. Плотность с повышением давления увеличивается для всех пород. Средняя плотность для первой группы образцов при 15 кб составляет $3,15 \text{ г/см}^3$, а для второй группы образцов — $2,85 \text{ г/см}^3$. Процессы вторичных изменений ультрамафитов (серпентинизация, амфиболизация и др.) приводят к понижению плотности и скорости распространения упругих волн. Наши исследова-

20 кб (отдельные точки на графике соответствуют плотности и скорости V_p волн для вышеуказанных давлений). График наглядно показывает характер роста плотности и скорости V_p для разных областей давлений.

Обобщая результаты исследований ультрамафитов Армении и сопоставляя их с результатами анализа геофизических данных, полученных для подкорового вещества, можно считать, что незначительно серпентинизированные ультрамафиты и гранатсодержащие ультрамафиты относятся, вероятно, к веществу верхней мантии, в зависимости от интенсивности серпентинизации ультрамафитов резко меняются скорости волн V_p и V_s . Выделенные две группы пород с резко различными скоростями свидетельствуют об этом. Не исключается возможность того, что резко серпентинизированные горизонты в земной коре и в верхней мантии могут быть причиной возникновения сейсмических границ.

Вместе с этим, учитывая высокие значения коэффициента Пуассона для сильно серпентинизированных ультрамафитов, достигающих величины 0,4 (характерной для таких материалов, как резина, бакелит и др.), можно полагать, что протрузии серпентитов плотностью 2—2,5 г/см³ происходят по механизму плотностной инверсии или гравитационного всплывания.

Институт геологических наук АН Армянской ССР
Ереванский политехнический институт

Поступила 2.X.1978.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ, Ա. Վ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՕՖԻՈՒՏԱՅԻՆ ԳՈՏԻՆԵՐԻ ՈՒՆՏՐԱՄԱՖԻՏՆԵՐԻ ԱՌԱՋԳԱԿԱՆ
ՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ, ԽՏՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ՍԵՂՄԵԼԻՈՒԹՅԱՆ
ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ուլտրամաֆիտների ֆիզիկա-մեխանիկական հատկությունների ուսումնասիրությունը կարևոր նշանակություն ունի երկրի կեղևի խոր հորիզոնների և վերին պատյանի կազմության ու կառուցվածքի ուսումնասիրության համար: Բարձր ճնշման պայմաններում կատարված ուսումնասիրություններից պարզվել է, որ ուլտրամաֆիտները կախված սերպենտինացման աստիճանից ըստ խտության և առաձգական հատկությունների ստորաբաժանվում են երկու խմբերի: Խրիզոտիլային սերպենտինի քանակության աճը հանգեցնում է ապարի խտության ու առաձգականության նվազմանը և պլաստիկության ու սեղմելիության աճին:

Ստացված տվյալները հիմք են հանդիսանում ենթադրելու, որ երկրակեղևում առանձին հարթություններ, ինչպես նաև Մոխո հարթությունը, կարող են պայմանավորված լինել ապարների սերպենտինացման տարրեր աստիճաններիով:

Պլաստիկության աճի հետևանքով կարող է տեղի ունենալ սերպենտինացված մասսաների արտամղում և ներդրում դիապիրային ստրուկտուրաների ձևով:

A. T. ASLANIAN, A. V. HARUTJUNIAN

THE INVESTIGATION OF THE ELASTIC CHARACTERISTICS
OF DENSITY AND COMPRESSIBILITY OF ULTRAMAFITES
OF ARMENIAN OPHIOLITE BELTS

S u m m a r y

The investigation of ultramafites physical-mechanical importance for the study of the structure and matter composition of the Earth crust lower layers and upper mantle. The investigations done at high pressure have shown that ultramafites are subdivided into two groups depending on the degree of serpentanization according to the density and elastic properties. The quantity growth of chrysollite serpentine reduces to the decrease of the rock density and elasticity and to the increase of plasticity and compressibility.

The obtained data are the basis of considering that separate plates in the Earth crust as well as Mokho plate can be conditioned by different degrees of rock serpentization.

The serpentine mass squeezing out and intrusion in the Earth crust in the form of diapiric structures can happen because of plastic increase.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т., Воларович М. П., Левыкин А. И., Вегуни А. Т., Арутюнян А. В., Скворцова Л. С. Исследование скоростей упругих волн в базитах и ультрабазитах Армении при высоких давлениях. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, № 2, 1976.
2. Арутюнян А. В., Левыкин А. И. Об изменении отношения скоростей продольных и поперечных волн в различных горных породах офиолитовых поясов Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1977.
3. Баяк Е. И., Воларович М. П., Торков А. П., Элевич В. Я. Влияние тектонического фактора на петрофизические свойства гипербазитов Воронежского кристаллического массива. Сб. «Тектофизика и механические свойства горных пород», М., «Недра», 1971.
4. Воларович М. П., Левыкин А. И., Арутюнян А. В. Скорости упругих волн в образцах горных пород из офиолитовых интрузий Армении при давлениях до 20 кбар. Сб. «Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах» (Материалы IV Всесоюзного совещания), Тбилиси, 1974.
5. Воларович М. П., Левыкин А. И., Элевич В. Я. Тектоническая обстановка серпентинизации гипербазитов Воронежского кристаллического массива по данным изучения скоростей упругих волн в образцах пород при давлении до 25 кб. Известия АН СССР, сер. Геология, № 12, 1972.
6. Воларович М. П., Баяк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1974.
7. Воларович М. П., Баяк Е. И., Галдин Н. И. Исследование скорости продольных волн в образцах горных пород при высоких давлениях в связи с изучением глубинного строения Центрального Казахстана. Сб. «Тектофизика и механические свойства горных пород», М., «Недра», 1971.

8. Воларович М. П., Левыкин А. И. Исследование влияния высокого давления на упругие свойства образцов горных пород, отобранных по профилю ГСЗ в Северной Карелии. Известия АН СССР, сер. Физика Земли, № 1, 1965.
9. Левыкин А. И., Форберов А. И. Упругие свойства гипербазитовых ксенолитов вулкана Авача при давлении до 27 кб. Сб. «Тектофизика и механические свойства горных пород». М., «Наука», 1971.

УДК 550.343.4:550.311

С. А. ПИРУЗЯН, А. Г. БАБАДЖАНЯН, А. Т. ДОНАБЕДОВ, Л. В. ОГАНЕСЯН

БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ АЭС И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ В СВЯЗИ С СЕЙСМИЧЕСКИМ РАЙОНИРОВАНИЕМ

В соответствии с решением партийных и директивных органов с каждым годом в общем энергетическом балансе СССР систематически возрастает объем электроэнергии, вырабатываемой атомными электростанциями.

В основных направлениях развития народного хозяйства СССР на 1976—1980 гг. указано «предусмотреть опережающее развитие атомной энергетики в европейской части СССР»¹.

Первенец отечественной сейсмостойкой АЭС построен в Араратской долине нашей республики, проектируется его расширение (вторая очередь).

Площадка строительства Армянской АЭС (ААЭС) расположена в юго-западной части Армянской ССР, характеризующейся весьма высокой сейсмической активностью. Здесь, за тысячелетие произошли свыше 20 землетрясений интенсивностью в 6—9 баллов [18]. Это обстоятельство выдвинуло перед геофизической наукой задачу детального сейсмического районирования территории ААЭС и сопредельных районов, результаты которого были использованы при ее проектировании и строительстве.

Детальное сейсморайонирование территории строительства АЭС в сейсмоактивных районах, наряду с общностью в отношении сейсморайонирования других объектов (ГЭС, водохранилище и др.), характеризуется некоторыми особенностями, обусловленными специфическими требованиями (наличие потенциальной радиоактивной опасности, большие экономические затраты и др.), и поэтому выполненное сейсморайонирование площадки строительства ААЭС является первым опытом, требующим дальнейшего развития и усовершенствования.

Работа была выполнена в основном коллективом геофизиков ИГИС АН Арм. ССР при участии геологов, геоморфологов и вулканологов других организаций в период 1973—1976 гг.

Излагаемые в настоящем сообщении материалы посвящены выяснению глубинного геологического строения площадки ААЭС и сопредельных районов на основе комплексного анализа и истолкования фактических материалов прежних и специально поставленных геофизических

¹ Материалы XXV съезда КПСС, М., 1976, стр. 177.

исследований в совокупности с данными геологической съемки и бурения¹.

Площадка строительства Армянской АЭС расположена в пределах Среднеараксинской межгорной впадины, являющейся структурой альпийского орогенного этапа развития, формирование которой в современных ее контурах имело место в конце палеогена—начале неогена и связано с интенсивным воздыманием мегантиклинория Малого Кавказа [6].

Мощный комплекс осадочных отложений, слагающих впадину, покрыт четвертичными отложениями значительной мощности, включая толщу лавовых покровов порядка 300 м, поэтому глубинное строение этой территории не может быть выявлено на основе геологического картирования. Основными источниками информации о глубинном строении в указанных условиях являются геофизические исследования и результаты глубинного бурения, проведенного здесь в прошлом в связи с поисками нефти и природного газа.

Учитывая это обстоятельство, был выполнен широкий комплекс специальных исследований: высокоточная аэромагнитная съемка ($H=4.2$ км), детальные площадные сейсмологические исследования со станциями «Земля», изучение скоростей современных вертикальных движений земной поверхности и изменение гравитационного поля во времени на созданных локальных и региональных геодинамических полигонах, магнито-теллурическое зондирование и др. (рис. 1). Результаты этих исследований существенно дополнили ранее имевшиеся сведения о глубинном строении Среднеараксинской впадины и прилегающих территорий новыми фактическими материалами.

Основной задачей излагаемых здесь исследований являлось составление схемы распределения геоструктурных элементов земной коры с целью оценки их относительной опасности. В частности, при составлении тектонической схемы было обращено внимание на выявление основных блоков земной коры и разграничивающих их ослабленных зон—разломов различной глубины заложения.

В настоящее время имеются различные схемы геотектонического районирования территории Армянской ССР, включая и ее юго-западную часть. Последняя по времени опубликованная схема принадлежит А. А. Габриеляну, в которой автор синтезирует как свои, так и в значительной мере представления других исследователей по вопросу о геотектоническом районировании этой территории [8], что позволяет нам не останавливаться в настоящей работе на сравнительном анализе существующих схем. Отметим лишь, что в результате многолетних геолого-геофизических исследований и обобщения полученных данных первоначально только по результатам геологической съемки, а после 1946 года и по

¹ Другие вопросы детального сейсморайонирования юго-западной части Армении и оценки сейсмической опасности площадки ААЭС будут освещены в последующих сообщениях.

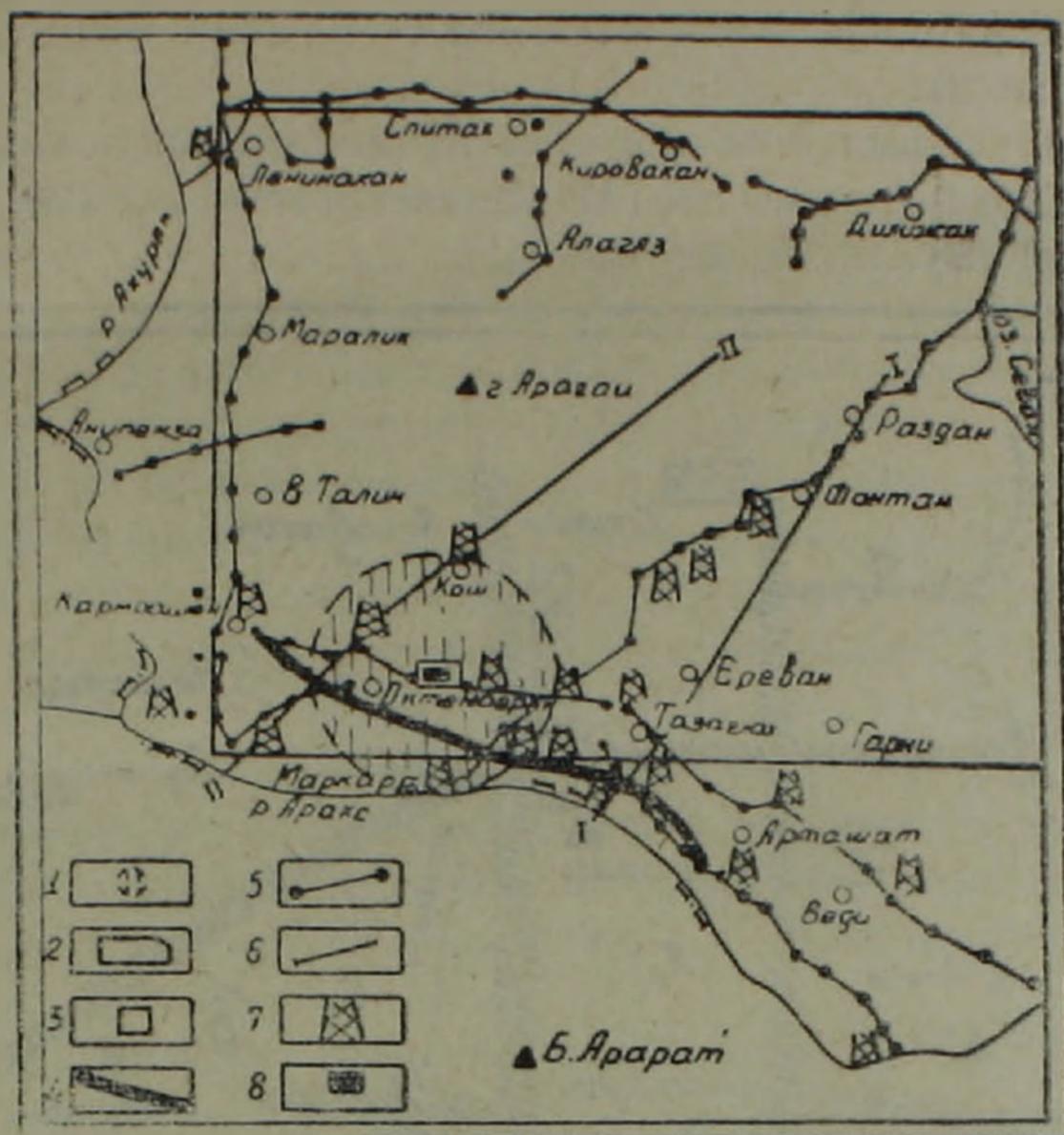


Рис. 1. Обзорная схема работ. 1—район специальных площадных сейсмологических исследований со станциями «Земля»; 2—контур площади аэромагнитной съемки ($H=4.2$ км); 3—площадь локального геодинамического полигона; 4—линия регионального геодинамического полигона; 5—профили исследований со станциями «Земля»; 6—геолого-геофизические интерпретационные профили; 7—скважины глубокого бурения; 8—площадка ААЭС.

данным региональных геофизических исследований (главным образом гравитационного и магнитного полей), неоднократно составлялись схемы распределения геотектонических зон Армении. При всех существующих как общих, так и частных расхождений в геотектоническом районировании характерная особенность почти всех схем состоит в том, что выделяются, главным образом, зоны т. н. «кавказского» простирания, т. е. северо-восток—юго-западного простирания, хотя в последнее время, в основном, по данным геофизических, а также регионально-тектонических исследований была выявлена система «антикавказских» поперечных разломов, которые пересекая геотектонические зоны кавказского простирания, позволили наметить элементы блоково-складчатой структуры Кавказа, в том числе и на территории Армянской ССР [7, 9, 10, 13, 14, 17].

Исходя из необходимой совокупности признаков районирования гравитационного и магнитного полей (интенсивность, простирание, потеря осей корреляции аномалий и др), на основе результатов количественной интерпретации по выбранным нами геолого-геофизическим профилям (пересчеты в верхнее и нижнее полупространство, разделение полей, вычисление верхних и нижних кромок аномалообразующих тел и т. д.), а также используя данные исследований станциями «Земля», для рассма-

триваемой территории была составлена схема блокового строения земной коры (рис. 2).

В результате выделены три крупных мегарегиональных блока земной коры—Касах-Ахурянский (А), Среднеараксинский (Б) и Центрально-Армянский (В).

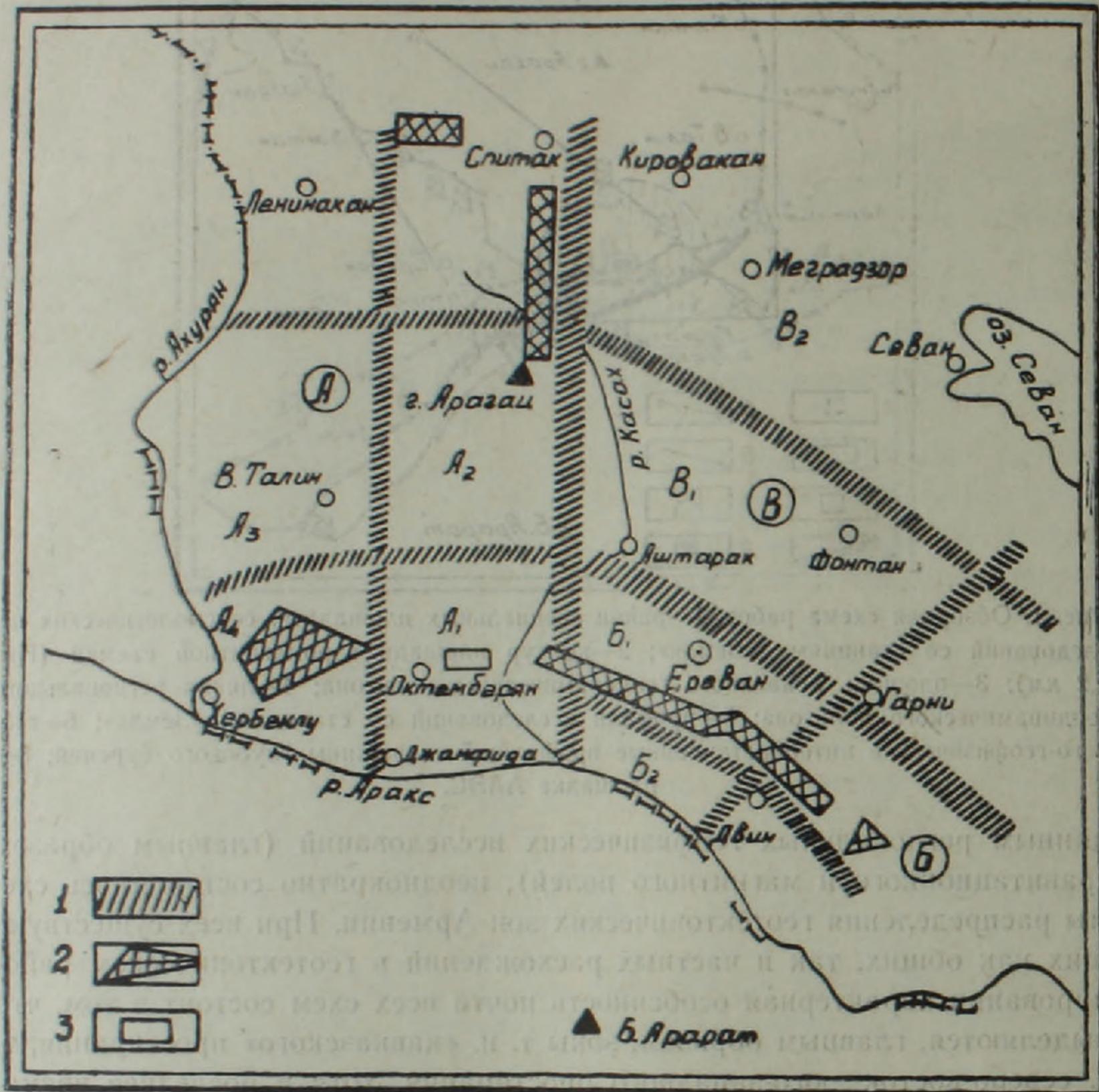


Рис. 2. Схема блокового строения юго-западной части Армянской ССР. (составили А. Г. Бабаджанян, С. А. Пирузян, А. Т. Донабедов, Л. Б. Оганесян). А—Касах-Ахурянский мегарегиональный блок. Блоки: А₁—Октемберянский; А₂—Арагацкий; А₃—В. Талин-Мараликский; А₄—Хербеклинский. Б—Среднеараксинский мегарегиональный блок. Блоки: Б₁—Тазагюхский; Б₂—Ранчпарский. В—Центрально-Армянский мегарегиональный блок. Блоки: В₁—Фонтанский; В₂—Меградзорский. 1—зоны глубинных разломов; 2—области, характеризующиеся анизотропией скоростей упругих волн по данным станций «Земля»; 3—площадка ААЭС.

Как видно из рис. 2, район строительства Армянской АЭС расположен в зоне сочленения («стыка») этих трех мегарегиональных блоков, представленных в свою очередь системой блоково-складчатых структур второго порядка. Границы между выделенными блоками имеют субмеридиональное и субширотное простираение.

Касах-Ахурянский мегарегиональный блок имеет субмеридиональное, антикавказское простирание, расположен (в пределах рассматриваемой территории) между широтой г. Ленинакана и г. Спитака на севере и реки Аракс на юге, где он приурочен к широтному ее отрезку между с. Маркара на востоке и с. Хербеклу на западе. Для этого мегаблока характерны интенсивные чередующиеся положительные (до 1200 гамм) и отрицательные (до 700 гамм) аномалии магнитного поля и относительные максимумы аномалий силы тяжести.

Среднеараксинский мегарегиональный блок, приуроченный к отрезку р. Аракс северо-запад—юго-восточного простирания, расположен между с. Аштарак на северо-западе и с. Норашен на юго-востоке (с продолжением на территорию Нахичеванской АССР). Этот блок, в пределах исследуемой территории, характеризуется относительно спокойным, отрицательным полем ΔT с интенсивностью 100—150 гамм и интенсивными максимумами гравитационного поля. Совокупность слагающих его внутренних блоков сочленяется между собой границами как северо-запад—юго-восточного, так и северо-восток—юго-западного простираний.

К востоку от Касах-Ахурянской и к северу от Среднеараксинской мегарегиональных блоков расположен Центрально-Армянский мегарегиональный блок северо-запад—юго-восточного простирания (зона пониженных значений аномалий силы тяжести). Характерной особенностью этого мегаблока, охватывающего горные сооружения и межгорные впадины Армянского вулканического нагорья (за исключением горы Арагац) является: во-первых, региональное убывание интенсивности аномалий силы тяжести к осевой части минимума вдоль расположения вулканических аппаратов; во-вторых, в своей северо-восточной части он характеризуется протяженными, линейными интенсивными положительными аномалиями (до 800 гамм), а в юго-западной—изометрическими, менее интенсивными как положительными, так и отрицательными аномалиями магнитного поля.

Указанные выше мегарегиональные блоки разграничиваются друг от друга зонами глубинных разломов.

Так, граница между Касах-Ахурянской и Центрально-Армянской мегарегиональными блоками в северной части исследуемой территории и Касах-Ахурянской и Среднеараксинской—в южной, проходит по Арагат-Спитакскому глубинному разлому, выделенному ранее С. А. Пирузяном по сейсмологическим и гидрогеологическим (минеральные источники) данным [17, 18], а затем А. А. Габриеляном и С. А. Пирузяном по сейсмотектоническим данным [7] и пространственно совпадающему с зоной Казбек-Арагатского меридионального поднятия, выделенного М. В. Кашкаем и Г. П. Тамразяном [13, 14].

Этот разлом (на территории Армянской ССР) трассируется нами на основании пространственного совпадения зоны относительно высоких градиентов Δg со стыковой зоной, выявленной на карте аномалий ΔT , где вдоль этой линии, как правило, приходят в «стык» аномалии субши-

ротного или северо-восток—юго-западного простираний (к западу от этой зоны) с аномалиями северо-запад—юго-восточного простирания (к востоку от этой зоны). Кроме этого, в этой зоне выявлены и отдельные локальные, изометрические знакопеременные аномалии ΔT , которые, возможно, обусловлены локальными интрузиями магматических пород.

Зона глубинного разлома выделяется как на основе гравиметрических исследований по особым точкам вычисленных значений нормированного градиента (G^n) по профилю II—II (пересчеты аномалий Буге и Фая в нижнее полупространство), так и на основе сейсмологических исследований со станциями «Земля» (профили Маркара-Пойлы, Октемберян-Ехегнадзор и Ленинакан-Дилижан), согласно которым эта зона пересекает земную кору, проникая в верхнюю мантию на глубину 50—55 км [12].

Следует отметить, что Арарат-Спитакский глубинный разлом, получивший пространственное подтверждение в наших исследованиях, одновременно получает качественно новое истолкование его геологической природы—он представляет, по-видимому, надпорядковый глубинный разлом, являющийся весьма существенной границей между Касах-Ахурянским мегарегиональным сегментом земной коры на западе территории Армянской ССР и восточной частью республики.

Зоной сочленения Центрально-Армянского и Среднеараксинского блоков является Ереванский глубинный разлом, выделенный ранее А. Т. Асланяном на основе данных бурения [3, 4]. На значительной части своего простирания эта зона имеет северо-запад—юго-восточное простирание, а западнее регионального надпорядкового разлома Арарат—Спитак прослеживается в субширотном направлении до р. Ахурян. На всем своем протяжении в 120 км в пределах исследуемой территории она выделяется как по признакам гравитационного поля (зона высоких горизонтальных градиентов аномалий силы тяжести), так и магнитного поля (граница магнитных зон). Кроме этого, на наличие зоны глубинного разлома северо-восточнее г. Еревана свидетельствуют результаты вычислений G^n по профилю I—I и данные сейсмологических исследований со станциями «Земля» (профиль Маркара-Пойлы), согласно которым глубина заложения разлома составляет около 50 км.

Помимо указанных выше основных региональных глубинных разломов, ограничивающих крупные мегасегменты земной коры, на исследуемой территории, на основе анализа геофизических данных нами выделены и внутриблоковые разломы. Главными из них являются:

Джанфида-Джаджурский глубинный разлом меридионального простирания протяженностью около 70 км. Его наиболее характерной особенностью является то, что он выявляется главным образом по результатам аэромагнитной съемки: по сочленению блоков земной коры с различной интенсивностью магнитного поля и по «пережиму» единых аномальных зон. Отмеченные особенности находят свое яркое выражение, например, на границе между аномалиями, характерными для массива горы Арагац на востоке от разлома и системой магнитных аномалий

между селами В. Талин и Маралик. Продолжение этого разлома южнее В. Талин в направлении на Джанфида может быть аргументировано следующими данными:

а) приуроченностью к южной части разлома локального линейного, имеющего субмеридиональное простирание максимума Δg на общем фоне Октемберянского регионального максимума, интерпретируемое нами, как, возможно, обусловленный локальной интрузией магматических пород основного состава, поскольку в ее пределах известна по данным наземной съемки [1] система локальных положительных магнитных аномалий от +500 до 1000 гамм;

б) в резком различии разрезов, вскрытых скважинами № 4 Лукашин (к востоку от этой зоны) и № 15 Кармрашен (к западу от этой зоны). Если скважина № 15 Кармрашен на глубине 2672 м под отложениями миоцена вскрыла плотные сланцы, условно относимые к верхнему мелу (турон—коньяк?), то в скважине № 4 на глубине 2860 м вскрыты лишь отложения пестроцветной толщи. Весьма вероятно, что рассматриваемый глубинный разлом к югу от В. Талина, продолжаясь до р. Аракс, не является столь однородным, как к северу от него, а представляет собой систему разрывных нарушений. Отражением системы разломов, возможно, является и интрузия долеритов, вскрытых в скважине № 4 Лукашин в гипсоносных отложениях.

Гарни-Двин-Араксинский разлом северо-восток—юго-западного простирания протяженностью 30 км выделен по зоне градиентов Δg (4 мгл/км) между Ранчпарским относительным минимумом и Вединским относительным максимумом (последний обусловлен обнажениями палеозойских пород). Здесь, по данным Ш. С. Оганисяна, высокий градиент убывания указывает на относительно крутое погружение поверхности палеозоя, глубина залегания которой в районе Арташата составляет 4 км при избыточной плотности 0,2 г/см³ [16]. Гравиметрические данные о погружении палеозойских отложений в районе Арташата на такую глубину находят подтверждение в результатах бурения. Так, скважина № 1 Арташат, пробуренная до глубины 2,5 км, прошла 500 м в современных отложениях, 1300 м—в третичных, 100 м—в палеоцене и 600 м—в отложениях мелового возраста. Скважина же в районе с. Мхчян вскрыла породы мела на глубине 3300 м.

Кроме этого, приуроченность к зоне градиентов выходов значительного числа магматических пород как мелового, так и третичного возрастов, а также результаты исследований со станциями «Земля» (профиль Октемберян-Ехегнадзор) подтверждают наличие здесь тектонического нарушения сбросового типа, которое, по-видимому, является отрезком Арарат-Севанского регионального разлома, выделенного ранее по линии гора Арарат—с. Гарни—г. Камо [7, 17, 18]. В связи с этим следует отметить, что наличие глубинного разлома по линии г. Камо—с. Шоржа (Севанский поперечный глубинный разлом) между Малым и Большим Севаном подтверждено на основе комплексного анализа результатов гео-

физических исследований и данных о скоростях современных вертикальных движений земной поверхности [5].

Двин-Эчмиадзинский разлом северо-запад—юго-восточного простирания выделен как по зоне градиентов Δg между Тазагюхским относительным максимумом и Ранчпарским минимумом, особым точкам G'' (профиль 1—1), так и специальными площадными исследованиями со станциями «Земля» [11, 12]. Этот разлом четко установлен также по данным бурения. Так, скважина № 6 Тазагюх на глубине 520 м вскрыла метаморфические сланцы палеозоя, в то время как скважина № 12 Неджерлу на глубине 2,4 км вошла в толщу дат-палеоценовых отложений.

Разлом по линии с. Баяндур—с. Алагяз—с. Раздан выделяется по зонам высоких градиентов гравитационного и магнитного полей, а также исследованиями со станциями «Земля» (профиль Октемберян-Ленинакан, Маркара-Пойлы).

Следует отметить, что отдельные отрезки указанных выше разломов в пределах исследуемой территории пространственно совпадают с глубинными разломами, выделенными в основном по геологическим данным [2]. Необходимо также отметить, что вблизи зон некоторых тектонических нарушений по данным исследований станциями «Земля» выявлены области (рис. 2), которые характеризуются изменением упругих свойств пород, проявляющейся анизотропией скоростей и связывающейся с концентрацией упругих напряжений [11].

Таким образом, на основе проведенного анализа результатов геофизических и полевых сейсмологических исследований устанавливается:

1. Исследуемая территория характеризуется гетерогенным строением земной коры. В ее пределах выделяются Касах-Ахурянская, Среднеараксинская и Центрально-Армянская мегарегиональные блоки, представленные в свою очередь системой блоково-складчатых структур второго порядка.

2. Границами этих мегарегиональных блоков являются зоны Ереванского и Арарат-Спитакского глубинных разломов, причем последний нами относится к категории надпорядковых. К западу от него выявляется преимущественно ортогональная система глубинных разломов (т. е. пересечение субмеридиональных и субширотных), а к востоку—диагональная система.

3. Глубина заложения разломов по данным станции «Земля» и нормированного градиента изменяется от 40 до 60 км, составляя в среднем 50 км. Выделенные блоки имеют близкую к прямоугольнику форму со средней длиной сторон от 25 до 40 км.

Для решения задачи выявления ожидаемых очаговых зон сильных землетрясений и сейсморайонирования изучаемой территории в целом наибольший интерес представляют зоны сейсмогенных глубинных разломов, участки «узлов» их пересечений, а также положение кристалли-

ческого фундамента и строение земной коры в пределах данной области. Эти вопросы будут освещены в следующем сообщении.

Ордена Трудового Красного Знамени

Институт геофизики и инженерной

сейсмологии Академии наук Армянской ССР.

Институт геологии и разработки горючих ископаемых

Миннефтепрома и АН СССР

Поступила 21.VII.1978.

Ս. Ա. ՓԻՐՈՒՋՅԱՆ, Հ. Գ. ԲԱՐԱՋԱՆՅԱՆ, Հ. Տ. ԴՈՆԱՐԵԿՈՎ,

Լ. Բ. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ

**ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԱՏՈՄԱՅԻՆ ԷԼԵԿՏՐԱԿԱՅԱՆԻ (ՀԱԷԿ) ՏԱՐԱԾՔԻ ԵՎ ՀԱՐԱԿԻՑ
ՇՐՋԱՆՆԵՐԻ ԲԼՈԿԱՅԻՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ ԿԱՊՎԱԾ ՍԵՅՍՄԻԿ
ՇՐՋԱՆԱՑՄԱՆ ՀԵՏ**

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Կատարված են երկրաբանական-գեոֆիզիկական և ինժեներա-սեյսմոլոգիական հետազոտություններ Հայկական ատոմակայանի տարածքի և կից շրջանների մանրամասն սեյսմիկ շրջանացման նպատակներով: ՀԱԷԿ-ը հայրենական ատոմային էներգետիկայի առաջնեկն է, որ կառուցվում է Արարատյան հարթավայրի բարձր սեյսմիկական ակտիվության պայմաններում և հետևաբար, պահանջում է առանձնահատուկ մեթոդական մոտեցում:

Ներկա հաղորդման մեջ, որը առաջինն է նախատեսվող հողվածաշարից, բերվում են խորքային երկրաբանական կառուցվածքի՝ հիմնականում գեոֆիզիկական տվյալների հիման վրա կատարված հետազոտությունների արդյունքները: Կազմված է Հայկական ՍՍՀ-ի հարավ-արևմտյան մասի բլոկային կառուցվածքի սխեման, որի վրա անջատված են երեք մեգառեգիոնալ բլոկներ և նրանց ներսում ծալքավոր-բլոկային ստրուկտուրաներ: Այդ մեգաբլոկների սահմաններն են հանդիսանում Արարատ-Սպիտակի և Երևանի խորքային բեկվածքների գոտիները, ընդ որում նրանցից առաջինը մեր կողմից վերագրվում է վերկարգային դասին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акоюн Ц. Г. Магнитное поле Арагатской котловины Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1960.
2. Арутюнян А. Р. Особенности блокового строения и структурного плана поверхности эпибайкальского основания центральной и северо-западной частей Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1976.
3. Асланян А. Т. Глубинный разлом у гор. Ереван. Сб. аннотаций докладов VI научн.-технич. конф. профессор.-препод. состава ВТУЗов Закавказья, 1955.
4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», 1958.
5. Бабаджанян А. Г. Некоторые данные о разломной тектонике оз. Севан по геофизическим и геодезическим исследованиям. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1977.
6. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1964.

7. *Габриелян А. А., Пирузян С. А.* Сеймотектоническая схема Армении и сопредельных частей Антикавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1972.
8. *Габриелян А. А.* Геотектоническое районирование территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1974.
9. *Габриелян А. А.* Очерк сеймотектоники Кавказа и сопредельных стран. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
10. Геология Армянской ССР, том X, «Геофизика». Изд. АН Арм. ССР, 1972.
11. *Егоркина Г. В., Гаретовская И. В., Соколова И. А.* и др. Возможности использования сейсмических станций «Земля» при изучении сейсмоопасных зон на примере Армении. Сб. «Геофизические поля и сейсмичность». М., «Наука», 1975.
12. *Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова П. М.* и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. «Советская геология», № 3, 1976.
13. *Кашкай М. А., Тамразян Г. П.* Об антикавказских дислокациях на Кавказе. Тр. совещ. тект. альп. геос. юга СССР, Баку, 1956.
14. *Кашкай М. В., Тамразян Г. П.* Поперечные (антикавказские) дислокации Крымско-Кавказского региона. «Недра», М., 1967.
15. *Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е.* Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд. АН СССР, М., 1960.
16. *Оганисян Ш. С.* Геологическая характеристика регионального гравитационного поля Армении. В сб. «Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР». Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1975.
17. *Пирузян С. А.* Новые данные по сеймотектонике Большого Ереванского района. ДАН Арм. ССР, № 4, 1965.
18. *Пирузян С. А.* Опыт детального сейсморайонирования территории Большого Ереванского района (юго-западная часть Армянской ССР). Изд. «Айастан», Ереван, 1969.

УДК 550.41+548.32

В. С. АРАКЕЛЯН

О ДИФФУЗИИ В ГЕОХИМИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ:
ОДНОВРЕМЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ДИФФУЗИИ И
ИЗОМОРФИЗМА (НА ПРИМЕРЕ
СУРЬМЫ В ГАЛИТЕ)

Известно, что при переносе вещества в геохимических системах роль диффузии не всегда оказывается второстепенной по сравнению с гидродинамическими способами массопереноса. Так, в процессах метаморфизма, протекающих в условиях повышенных температур и давлений, диффузия может оказывать заметное влияние на перераспределение вещества (о диффузии в пластически деформируемых средах см., например, в [7]), а в массообмене, осуществляющемся в океанических глубинах в отсутствии конвекционных потоков, роль диффузии может быть решающей¹.

Следует подчеркнуть, что значение диффузии в геохимических процессах оказывается существенным, чаще всего благодаря длительности этих процессов, исчисляемой многими миллионами лет.

При рассмотрении возможных моделей ряда геохимических процессов, а также при использовании некоторых геохимических методов исследования возникает необходимость количественной оценки вклада, обусловленного диффузией². Для такой оценки требуются данные, характеризующие диффузию химических элементов (или изотопов) в конкретных средах при тех или иных физико-химических условиях. Получить эти данные в настоящее время можно только экспериментально. При постановке и решении столь сложных экспериментальных задач

¹ Роль диффузии в геохимических процессах, протекающих в жидкой фазе, особенно существенна: для одних и тех же веществ при температурах, близких к их температуре плавления, коэффициенты диффузии в жидкой фазе оказываются на 4—5 порядков выше, чем в твердой. Это связано с наличием «поступательной» составляющей диффузии в жидкостях, отсутствующей в твердой фазе, где диффузия осуществляется путем последовательного перемещения атомов из одного устойчивого состояния (в узле кристаллической решетки или междуузлии) в другое. По этой причине геометрия процесса диффузии в жидкостях более сложна, чем в кристаллах, и изучена соответственно во много раз хуже.

² Примерами методов, характеризующихся высокой чувствительностью к диффузионному перемещению атомов (изотопов), могут служить методы, основанные на определении, во-первых, изотопных отношений элементов (к их числу относятся все радиоизотопные методы определения абсолютного возраста геологических образований), во-вторых, химического состава газовой-жидких включений в минералах, и т. д.

важен правильный выбор соответствующей методики исследования диффузии, позволяющей наиболее рациональным путем получить максимально возможную информацию, которая в общем случае может характеризовать не только диффузию.

Экспериментальные методы исследования диффузии в твердой фазе, а также теоретические принципы и уравнения, которые положены в основу этих методов, достаточно полно отражены в специальной литературе [3, 4, 6, 8, 11—13].

В настоящей работе на конкретном примере рассматривается так называемый «метод последовательного снятия слоев» для случая диффузии из постоянного источника¹. Выбор этого метода обусловлен тем, что его применение дает возможность одновременно с диффузией исследовать также и растворимость диффундирующей примеси в соответствующем твердом веществе при различных физико-химических условиях (температуре, давлении и т. п.). Очевидно, что если при этом имеется (или может быть получена) информация о формах нахождения диффузанта в исследуемой матрице, то метод может быть эффективно использован и как изящный инструмент изучения изоморфизма в целом ряде геологических объектов.

Ниже излагаются результаты приложения метода последовательного снятия слоев для одновременного исследования диффузии и растворимости сурьмы в галите.

Возможное влияние физико-химических факторов на диффузию и растворимость иллюстрируется экспериментальными данными, характеризующими действие γ -излучения Co^{60} на эти процессы в исследованном интервале температур (500—750°C)².

Из монокристаллического $NaCl$ были изготовлены пластинки с размерами $2,0 \times 1,5 \times 0,3$ см, поверхность которых была тщательно отполирована. Затем на эти поверхности напылялся тонкий слой металлической сурьмы, помеченной радиоактивным изотопом Sb^{125} . После этого по два образца плотно прижимались друг к другу и закреплялись с помощью танталовой полосочки, и каждая пара образцов помещалась в отдельную ампулу. Ампулы откачивались до 10^{-4} тор и запаивались. Изотермический диффузионный отжиг осуществлялся при температурах 500, 550, 600, 650, 700 и 727°C. Температура поддерживалась с точностью $3 \div 4^\circ C$. Параллельно производился отжиг образцов в поле гамма-излучения Co^{60} с мощностью дозы порядка 500 рентген/сек; при этом все другие условия эксперимента были строго идентичны опытам без облучения.

¹ Условия диффузии из постоянного источника таковы: концентрация диффундирующего вещества на поверхности исследуемого образца, через которую осуществляется диффузия, остается неизменной на протяжении всего времени, пока идет диффузия.

² В природных условиях процессы диффузии в ряде случаев осуществляются в поле ядерных излучений радиоактивных элементов, входящих в состав минералов и горных пород. В этой связи результаты исследования диффузии под действием ядерных излучений представляют для геохимиков определенный интерес. Обобщению теоретических и экспериментальных работ в этой области посвящен обзор [1].

После отжига, продолжавшегося в течение десятка часов, в каждом из образцов методом последовательного снятия слоев было установлено концентрационное распределение сурьмы $C(x)$. Слои снимались травлением в смеси из 2 мл диоксана и 0,1 мл дистиллированной воды.

Вода растворяла поверхность $NaCl$, тогда как относительно большой объем диоксана обеспечивал равномерное смачивание всей поверхности пластины. Толщина снятого слоя определялась по его весу: до и после травления образец взвешивался на аналитических весах с точностью до 0,2 мг. Содержание сурьмы в растворе определялось по β -активности Sb^{125} на сцинтилляционной спектрометрической установке «Magk-1» фирмы «Nuclear-Chicago» (США). В качестве сцинтиллятора была использована смесь диоксана с метиловым спиртом; этой смесью объем радиоактивного раствора, получаемого после очередного травления, доводился до 20 мл. Для определения концентрации сурьмы в снятом слое его радиоактивность сравнивалась с радиоактивностью эталонного раствора с известным содержанием Sb^{125} той же удельной радиоактивности.

По результатам измерений строились концентрационные кривые. В качестве примера на рис. 1 представлен график зависимости $lg C$ от x для случая диффузии при $550^\circ C$ в течение 53 часов. Белые и черные кружочки—это экспериментальные точки, характеризующие необлученный и облученный образец соответственно. Кривые 1 и 2 на рисунке соответствуют соотношению.

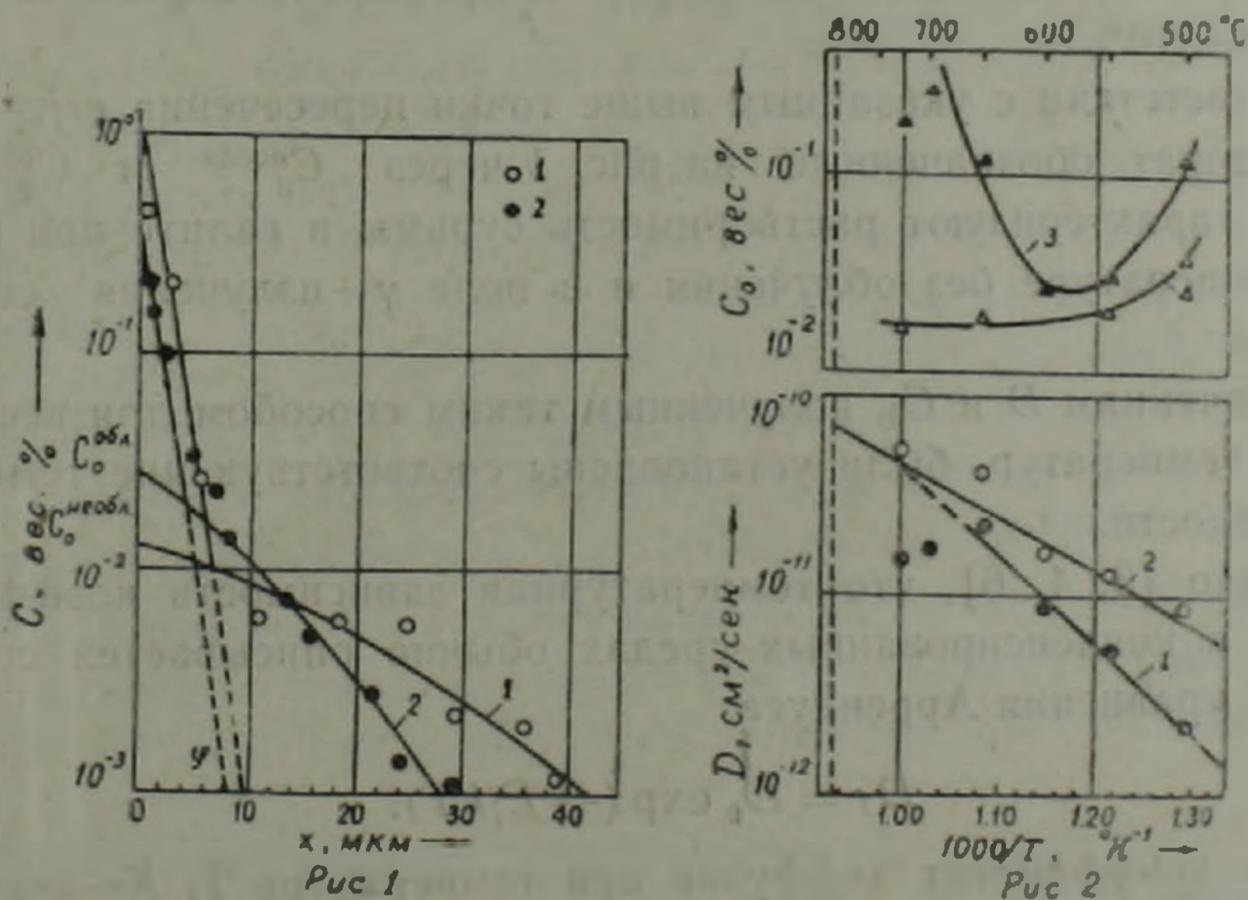


Рис. 1. Зависимость концентрации сурьмы в хлориде натрия от глубины проникновения после диффузии при $550^\circ C$ в течение 53 часов. 1, 2—теоретические кривые и экспериментальные точки, соответствующие диффузии без облучения и в поле гамма-излучения кобальта—60 соответственно.

Рис. 2. Температурная зависимость коэффициента диффузии (1, 2) и растворимость (3, 4) сурьмы в хлориде натрия. Белые точки соответствуют опытам без облучения, черные—в поле гамма-излучения.

$$C(x, t) = C_0 \operatorname{erfc} \frac{x}{2\sqrt{Dt}} \equiv C_0 \left(1 - \operatorname{erf} \frac{x}{2\sqrt{Dt}} \right), \quad (1)$$

которое представляет собой решение уравнения диффузии для случая диффузии из постоянного источника в полуограниченное тело. Здесь $C(x, t)$ —концентрация диффундирующей примеси как функция координаты (x) и времени (t); D —коэффициент диффузии; $\operatorname{erf} z$ —функция ошибок Гаусса; C_0 —так называемая граничная концентрация, соответствующая концентрации диффузанта в поверхностном (граничном) слое образца ($x=0$), или иначе, $C_0=C(0, t)$. Графически значение C_0 определяется точкой пересечения описываемой уравнением (1) erfc —кривой с осью ординат. Из чисто физических соображений значение граничной концентрации при диффузии из постоянного источника характеризует растворимость диффузанта в исследуемом объекте (растворителе).

Из рис. 1 видно, что на глубинах, больших 5—10 мкм, экспериментальные точки удовлетворительно укладываются на теоретические (erfc —) кривые. Это свидетельствует о том, что в рассматриваемом приближении условия эксперимента соответствовали случаю диффузии из постоянного источника (наблюдаемое резкое отклонение экспериментальных точек от кривых в приповерхностной области не имеет ничего общего с диффузией и связано с поверхностными процессами, сопутствующими диффузии). Следовательно, для расчета D могли быть использованы теоретические кривые 1 и 2. Соответствующие расчеты были проведены по методике, описанной в [9]. Погрешность определения D не превышала $\pm 10\%$.

В соответствии с указанным выше точки пересечения erfc —кривых с осью ординат, обозначенные на рис. 1 через $C_0^{\text{необл}}$ и $C_0^{\text{обл}}$, количественно характеризуют растворимость сурьмы в галите при исследованной температуре без облучения и в поле γ —излучения соответственно.

По значениям D и C_0 , полученным таким способом для всех исследованных температур, были установлены соответствующие температурные зависимости.

Известно [3, 4, 6], что температурная зависимость коэффициента диффузии в конденсированных средах обычно описывается соотношением типа уравнения Аррениуса:

$$D_T = D_0 \exp(-E/kT). \quad (2)$$

Здесь D — коэффициент диффузии при температуре T , k —постоянная Больцмана, D_0 и E —так называемые параметры диффузии. В частности, E —энергия активации диффузии—характеризует высоту энергетического барьера, который атому необходимо преодолеть, чтобы из одного устойчивого положения в решетке перейти в другое. Предэкспоненциальный множитель D_0 пропорционален νd^2 , где ν —частота колебаний атомов в решетке, а d —длина элементарного скачка, совершаемого диффундирующим элементом.

Прологарифмировав (2), получим

$$\ln D_T = \ln D_0 - (E/k) \frac{1}{T}, \quad (3)$$

откуда следует, что значение энергии активации пропорционально тангенсу угла наклона прямой $\ln D (1/T)$, а D_0 определяется по пересечению указанной прямой с осью ординат.

С целью определения параметров диффузии Sb в $NaCl$ были построены графики зависимости $\lg D$ от $1/T$ (рис. 2). В верхней части рис. 2 отображена зависимость $\lg C_0$ от $1/T$. Здесь, как и на рис. 1, белые точки характеризуют необлученные образцы, а черные—облученные. Кружочками обозначены значения D , а треугольничками— C_0 .

Для необлученных образцов в полном соответствии с формулой (3) во всем исследованном интервале температур обнаруживается линейная зависимость $\lg D$ от T^{-1} . Методом наименьших квадратов вычислены значения диффузионных параметров:

$$D_0^{\text{необл.}} = 2,1 \cdot 10^{-8} \text{ см}^2/\text{сек}; E^{\text{необл.}} = 0,52 \text{ эв.}$$

Для облученных образцов линейная зависимость $\lg D$ от $1/T$ обнаруживается только в интервале $500-650^\circ\text{C}$. Соответствующие значения $D_0^{\text{обл}}$ и $E^{\text{обл}}$ в этом интервале температур составляют $1,2 \cdot 10^{-6} \text{ см}^2/\text{сек}$ и $0,88 \text{ эв}$ соответственно. При температурах выше 650°C значения $D^{\text{обл}}$ оказываются приспущенными относительно прямой, аппроксимирующей экспериментальные точки в интервале $500-650^\circ\text{C}$. Это может быть связано с изменением механизма диффузии в высокотемпературной области.

О возможном изменении механизма в поле гамма-облучения при высоких температурах свидетельствуют также и данные о растворимости. Как видно из рис. 2, при отсутствии облучения растворимость монотонно возрастает с понижением температуры. Под воздействием гамма-излучения наблюдается не только увеличение абсолютных значений C_0 , но и изменение характера температурной зависимости растворимости, выражающееся в проявлении минимума в области 650°C .

Возможный механизм наблюдаемых закономерностей диффузии может быть связан с формированием в обычных условиях парных комплексов $[Sb^{3+} (Na^+)_2]$ и их облегченной диффузии в $NaCl$ способом, описанным в [10].

Торможение диффузии при γ -облучении может быть обусловлено образованием центров окраски (например, F -центров), которые играют роль комплексов из иона Sb^{3+} и двух катионных вакансий N_{\square}^+ .

Изложенные результаты касались монокристаллических образцов, характеризующихся преимущественно точечными и линейными дефектами типа вакансий, примесных атомов, дислокаций и т. п.

Что касается геологических объектов, (минералов и, в особенности, горных пород), то они во многих случаях содержат структурные несовершенства более высокого порядка. Это так называемые объемные дефекты (трещины, поры и т. д.), не говоря уже о поверхностных дефектах типа межкристаллитных и межблочных границ, которые представляют собой пути облегченной диффузии. Хорошо известно, например [2, 5], что коэффициенты диффузии по границам зерен на несколько порядков больше, чем внутри зерна, а диффузия по поверхности объемных дефектов осуществляется со скоростями, близкими и даже превышающими скорости диффузии в жидкостях.

Кроме того, необходимо учитывать, что геохимические процессы протекают в сложных термодинамических условиях, характеризующихся широкими пределами колебаний температур, давлений, состава. Совместным влиянием этих и других физико-химических параметров (в частности, величинами и направлением возможных упругих напряжений, градиента температуры и т. д.) в конечном счете и определяется кинетика диффузионных явлений. Вопросы термодинамики и кинетики диффузии в твердых телах рассматриваются в [2].

Всесоюзный Государственный научно-исследовательский
и проектный институт химико-фотографической
промышленности

Поступила 7.IV.1978.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аракелян В. С. Действие ионизирующих излучений на диффузию в твердых телах. Атомная техника за рубежом, № 4. 1969.
2. Бокштейн Б. С., Бокштейн С. З., Жуковицкий А. А. Термодинамика и кинетика диффузии в твердых телах. «Металлургия», М., 1974.
3. Болтакс Б. И. Диффузия в полупроводниках. Физматгиз, М., 1961.
4. Герцрикен С. Д., Дехтяр И. Я. Диффузия в металлах и сплавах в твердой фазе. Физматгиз, М., 1960.
5. Глейтер Г., Чалмерс Б. Большеугловые границы зерен. «Мир», М., 1975.
6. Зайт В. Диффузия в металлах. Изд. ИЛ, М., 1958.
7. Кайбышев О. А. Пластичность и сверхпластичность металлов. «Металлургия», М., 1975.
8. Лидьяру А. Ионная проводимость кристаллов. Изд. ИЛ, М., 1962.
9. Малкович Р. Ш. О расчете коэффициента диффузии в твердых телах. Физ. тверд. тела, 1, № 4, 1959.
10. Мурин А. Н., Лурье Б. Г. Диффузия меченых атомов и проводимость в ионных кристаллах. Изд. Ленинградского университета, Л., 1967.
11. Терлецкий Я. П. Статистическая физика. Изд. «Высшая школа», М., 1973.
12. Франк Ф., Мизес Р. Дифференциальные и интегральные уравнения математической физики. ОНТИ, М—Л., 1937.
13. Crank J. The Mathematics of Diffusion. Oxford, Clarendon Press, 1956.

УДК 550.835

А. А. ТАМРАЗЯН

О ГЕОМЕТРИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ИЗМЕРЕНИИ ПРИ
РЕНТГЕНОРАДИОМЕТРИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ
ГОМОГЕННЫХ СРЕД

При рентгенорадиометрическом анализе с целью уменьшения фона рассеянного излучения, снижающего чувствительность анализа, обычно применяют коллимационные излучения [3, 5]. В этом случае используется либо нулевая геометрия [2], при которой точка пересечения коллиматоров находится на исследуемой поверхности, либо геометрия прямой видимости, когда источник и детектор ориентированы относительно исследуемой среды так, что детектор «видит» часть поверхности исследуемой среды, облучаемой источником [1, 5].

Необходимо отметить, что при использовании вышеуказанных геометрий вторичные излучения попадают в детектор из небольшого объема, образованного пересечением коллиматоров. Взаимным расположением этого объема с исследуемой поверхностью обуславливается степень влияния вещественного состава среды на результаты анализа.

В настоящей статье рассматриваются величины интенсивности вторичных излучений и их зависимость от вещественного состава исследуемой среды при указанных геометриях измерения.

Для упрощения расчетов интенсивности вторичных излучений, в случае нулевой геометрии (рис. 1, а), примем угол между коллимационными каналами 90° . Обозначим углы падающих первичных (от источника) и

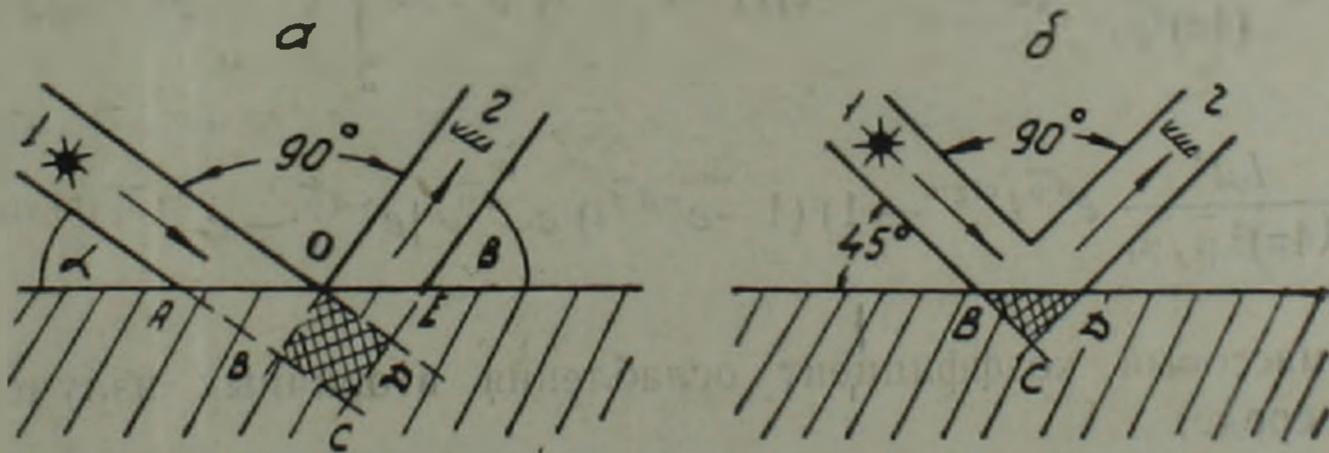


Рис. 1. Геометрические условия измерения: а—нулевая геометрия, б—геометрия прямой видимости. 1—источник, 2—датчик.

выход вторичных (от среды) квантов соответственно α и β . Допустим, что первичные кванты монохроматичны и параллельны.

Для получения выражения интенсивности вторичных излучений рассмотрим прохождение первичных квантов через исследуемую среду.

На границе ОВ (рис. 1, а) интенсивность первичных квантов $I_1^{\text{ОВ}}$ можно вычислить следующим образом:

$$I_1^{\text{ОВ}} = \frac{I_0 d}{4\pi} \int_0^{d \operatorname{ctg} \alpha} e^{-(d-x)\bar{\mu}_j} dx = \frac{I_0 d}{4\pi \bar{\mu}_j} (e^{d\bar{\mu}_j \operatorname{ctg} \alpha} - 1) \cdot e^{-d\bar{\mu}_j},$$

где I_0 — интенсивность первичных излучений;

d — диаметр коллимационных каналов;

$\bar{\mu}_j$ — массовый коэффициент ослабления первичных квантов в среде.

x — переменная величина, меняющаяся от 0 (точка А) до $\frac{d}{\sin \alpha}$ (точка О):

$e^{-(d-x)\bar{\mu}_j}$ — величина, характеризующая меру ослабления излучения в различных точках на границе ОВ.

Аналогично можно вычислить интенсивность первичного излучения на границе СД ($I_1^{\text{СД}}$):

$$I_1^{\text{СД}} = \frac{I_0 d}{4\pi \bar{\mu}_j} (e^{d\bar{\mu}_j \operatorname{ctg} \alpha} - 1) \cdot e^{-2d\bar{\mu}_j}$$

Количество первичных квантов, которое взаимодействует с атомами, находящимися в полезном объеме, выразится как разность $I_1^{\text{ОВ}} - I_1^{\text{СД}}$.

$$I_1^{\text{ОВ}} - I_1^{\text{СД}} = \frac{I_0 d}{4\pi \bar{\mu}_j} (e^{d\bar{\mu}_j \operatorname{ctg} \alpha} - 1) (1 - e^{-d\bar{\mu}_j}) \cdot e^{-d\bar{\mu}_j}.$$

Интенсивность вторичных излучений на выходе с учетом их ослабления в среде можно вычислить следующим образом:

$$\begin{aligned} I_2 &= k \frac{I_0 d^2}{(4\pi)^2 \bar{\mu}_j} \cdot (e^{d\bar{\mu}_j \operatorname{ctg} \alpha} - 1) (1 - e^{-d\bar{\mu}_j}) \cdot e^{-d\bar{\mu}_j} \int_d^{d(1+\operatorname{ctg} \beta)} e^{-x\bar{\mu}_i} dx = \\ &= K \frac{I_0 d^2}{(4\pi)^2 \bar{\mu}_j \bar{\mu}_i} (e^{d\bar{\mu}_j \operatorname{ctg} \alpha} - 1) (1 - e^{-d\bar{\mu}_j}) e^{-d\bar{\mu}_j} [e^{-d\bar{\mu}_i} - e^{-d\bar{\mu}_i(1+\operatorname{ctg} \beta)}], \end{aligned} \quad (1)$$

где $\bar{\mu}_i$ — массовый коэффициент ослабления вторичных излучений в среде;

K — коэффициент преобразования первичного излучения во вторичное.

В первом приближении и при $\bar{\mu}_j \approx \bar{\mu}_i = \bar{\mu}$ выражение (1) примет вид:

$$I_2 = K \frac{I_0 d^2 \bar{\mu}}{(4\pi)^2} (1 - d\bar{\mu}) \cdot \operatorname{ctg} \alpha \cdot \operatorname{ctg} \beta. \quad (2)$$

Так как в нашем случае $\alpha + \beta = 90^\circ$ и при этом $\operatorname{ctg} \alpha \cdot \operatorname{ctg} \beta = 1$, то (2) переписывается:

$$I_2 = K \frac{I_0 d^3}{(4\pi)^2} \frac{1}{\bar{\mu}} (1 - d \bar{\mu}). \quad (3)$$

Вычисления показывают, что при угле, равном 90° между коллимационными каналами, зависимость интенсивности вторичных излучений от углов падающих и выходящих квантов незначительна и, следовательно, для удобства при расчетах можно применять симметричную геометрию, то есть $\alpha = \beta$.

Нетрудно заметить, что максимальная интенсивность вторичных излучений получается при $d = \frac{0,83}{\bar{\mu}}$. Отсюда следует, что для получения максимальной интенсивности вторичного излучения при изменении вещественного состава исследуемой среды необходимо изменять диаметр коллиматора, что крайне нежелательно.

Рассмотрим случай геометрии прямой видимости.

Для простоты расчетов примем объем, образованный пересечением коллиматоров, вдвое меньший, чем в случае нулевой геометрии, то есть точки В и Д находятся на поверхности исследуемой среды (рис. 1, б).

Аналогичным способом вычислим интенсивность вторичного излучения.

Интенсивность первичных излучений на границе СД можно выразить формулой:

$$I_1^{\text{СД}} = \frac{I_0 d}{4\pi \bar{\mu}_j} (1 - e^{-d \bar{\mu}_j}).$$

Интенсивность первичных квантов, взаимодействующих с веществом исследуемой среды полезного объема, имеет следующую величину:

$$\frac{I_0 d}{4\pi} - \frac{I_0 d}{4\pi \bar{\mu}_j} (1 - e^{-d \bar{\mu}_j}) = \frac{I_0 d}{4\pi} \left[1 - \frac{1}{\bar{\mu}_j} (1 - e^{-d \bar{\mu}_j}) \right].$$

Интенсивность вторичных излучений на выходе с учетом их ослабления в среде равна:

$$I_2 = K \frac{I_0 d^2}{(4\pi)^2} \left[1 - \frac{1}{\bar{\mu}_j} (1 - e^{-d \bar{\mu}_j}) \right] \cdot \frac{1}{\bar{\mu}_i} (1 - e^{-d \bar{\mu}_i}). \quad (4)$$

В первом приближении и при $\bar{\mu}_j \approx \bar{\mu}_i = \bar{\mu}$ выражение (4) примет вид:

$$I_2 = K \frac{I_0 d^3}{(4\pi)^2} (1 - d). \quad (5)$$

Таким образом, наличие величины $\bar{\mu}$ в формуле (3) (случай нулевой геометрии) и отсутствие ее в формуле (5) (случай геометрии прямой видимости) при первом приближении указывает на независимость

величины интенсивности вторичных излучений от вещественного состава исследуемой среды в случае геометрии прямой видимости.

В формулах (1) и (4) величины

$$\frac{d^2}{\mu_j \mu_i} \cdot (e^{d \bar{\mu}_j \operatorname{ctg} \alpha} - 1) (1 - e^{-d \bar{\mu}_j}) e^{-d \bar{\mu}_j} \cdot [e^{-d \bar{\mu}_i} - e^{-d \bar{\mu}_i (1 + \operatorname{ctg} \beta)}]$$

и

$$\frac{d^2}{\mu_i} \cdot \left[1 - \frac{1}{\mu_j} (1 - e^{-d \bar{\mu}_j}) \right] \cdot (1 - e^{-d \bar{\mu}_i})$$

обозначим соответственно коэффициентами K_1 и K_2 , которые обуславливаются геометрическими условиями измерений и поглощающими свойствами исследуемой среды.

Рассмотрим зависимость коэффициентов K_1 и K_2 от изменения атомного номера вещества (Z), учитывая прямую связь коэффициента массового поглощения от последнего.

Для расчета величин K_1 и K_2 в качестве определяемого элемента был использован молибден ($E_x = 17,5$ кэв), а источника первичного излучения — кадмий — 109 ($E_\gamma = 22,5$ кэв).

Вычисления этих коэффициентов для различных Z и d выполнялись на ЭВМ «Минск—22», результаты которых приведены на рис. 2.

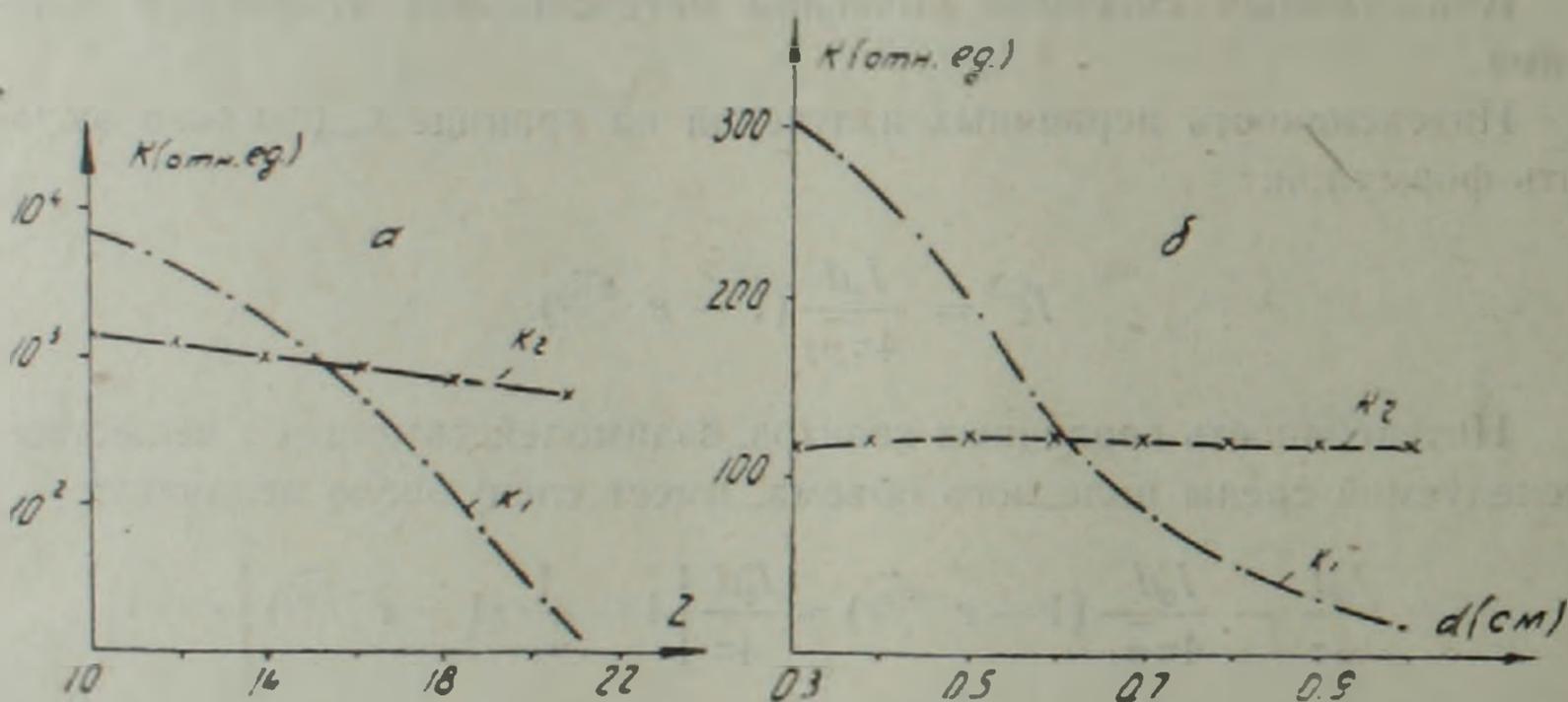


Рис. 2. Зависимости коэффициентов K_1 и K_2 от атомного номера среды Z (а) и диаметра коллиматоров d (б).

Как видно из рисунка, величина K_2 почти не зависит как от изменения атомного номера среды, так и от диаметра коллиматора, в то время как наблюдаются существенные изменения величины K_1 в зависимости от этих параметров.

Следует отметить, что результаты выполненных вычислений хорошо согласуются с экспериментальными данными, полученными нами на порошковых пробах, изготовленных из молибдена (определяемый элемент) и кремния (наполнитель) (рис. 3). Изменение эффективного атомного номера порошка осуществлялось путем добавления окиси меди.

При построении графиков зависимости характеристического излучения от атомного номера исследуемой среды для обеих геометрий

(рис. 3) учитывалось влияние меди на интенсивность характеристического излучения молибдена, обусловленное поглощением последних атомами меди [4].

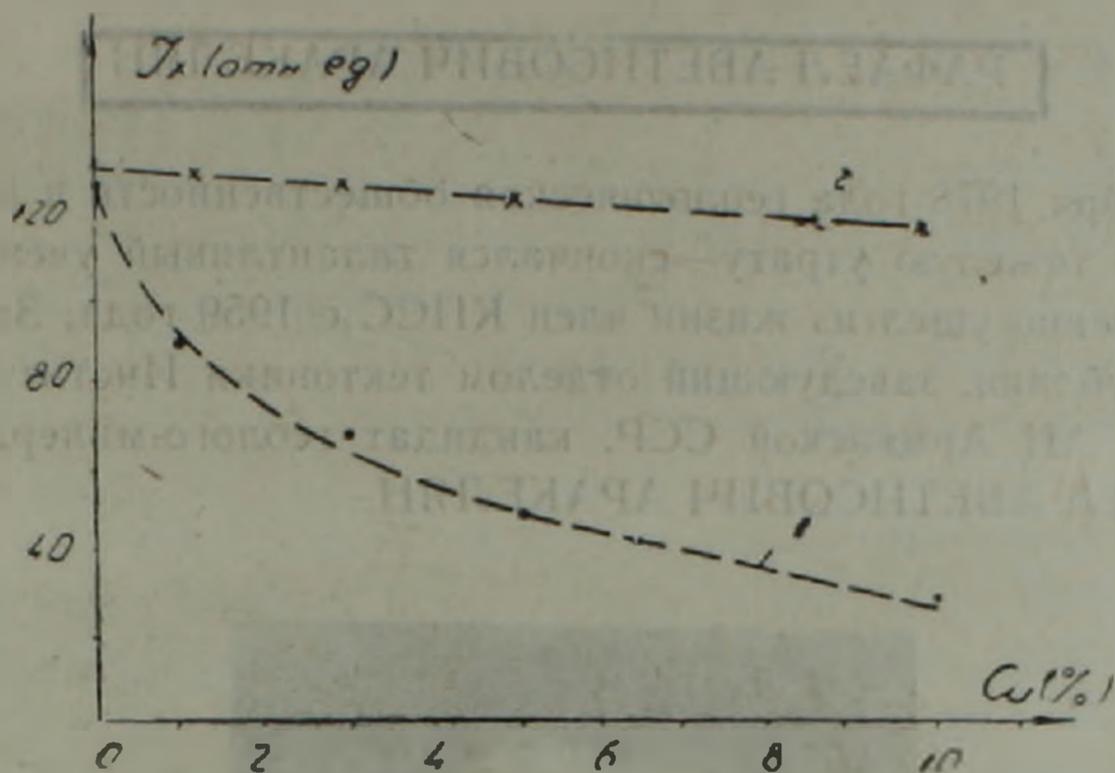


Рис. 3. Зависимость интенсивности характеристического излучения молибдена от изменения содержания меди для нулевой геометрии (1) и геометрии прямой видимости (2).

Итак, из вышесказанного следует, что при анализе гомогенных сред по интенсивности характеристического рентгеновского излучения элемента применение нулевой геометрии приводит к существенным изменениям представлений о вещественном составе исследуемых сред, т. е. к дополнительным ошибкам.

При использовании геометрии прямой видимости в тех же измерениях эти ошибки сводятся к минимуму.

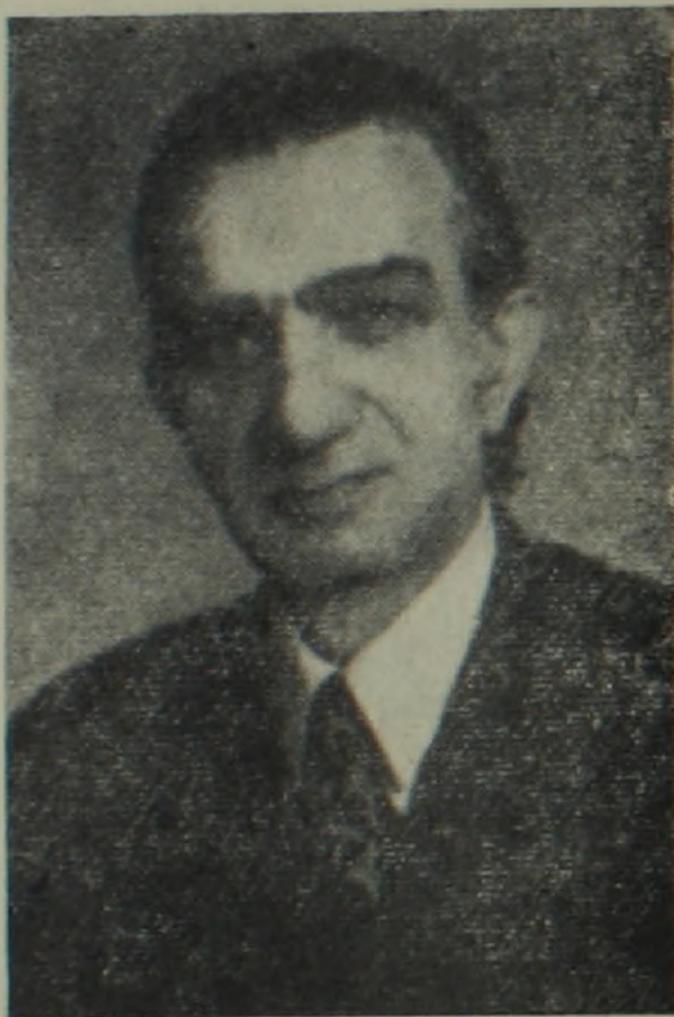
Ордена Трудового Красного Знамени институт геофизики и инженерной сейсмологии Академии наук Арм. ССР

Поступила 3.II.1978.

1. Кудрявцев Ю. И., Мейер В. А. Возможности изучения вещественного состава пород и руд в естественных условиях с помощью гамма-гамма-метода по эффектам вторичных излучений при геометрии прямой видимости. «Вопросы разведочной геофизики», вып. 6, 1965.
2. Леман Е. П., Митов В. Н., Болотова Н. Г. Рентгенорадиометрический анализ с коллимацией излучений. «Геофизическая аппаратура», вып. 60, 1977.
3. Мейер В. А., Нахабцев В. С. Раздельное определение тяжелых элементов в скважинах по характеристическому рентгеновскому излучению. «Вопросы разведочной геофизики», вып. 6, 1965.
4. Тамразян А. А. Определение меди и молибдена в комплексных рудах рентгенорадиометрическим методом. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле, № 1, 1977.
5. Якубович А. Л., Зайцев Е. Н., Пржиялговский С. М. Ядерно-физические методы анализа минерального сырья. «Атомиздат», М., 1973.

РАФАЕЛ АВЕТИСОВИЧ АРАКЕЛЯН

16 октября 1978 года геологическая общественность и наука Армении понесли тяжелую утрату—скончался талантливый ученый—геолог. Преждевременно ушел из жизни член КПСС с 1959 года, Заслуженный геолог Республики, заведующий отделом тектоники Института геологических наук АН Армянской ССР, кандидат геолого-минералогических наук **РАФАЕЛ АВЕТИСОВИЧ АРАКЕЛЯН**.



Его безвременная кончина глубоко потрясла геологическую общественность (стратиграфов, тектонистов, палеонтологов, геологов-нефтяников, специалистов в области космической геологии) всей страны.

Аракелян Рафаел Аветисович родился в 1919 году в городе Баку в семье ремесленника. В 1929 году их семья, как персоподанные, переехала в Иран, где он в 1941 году окончил среднюю школу и поступил на горно-геологический факультет Политехнического института Тегеранского университета, который окончил с отличием в 1945 году.

Р. А. Аракелян в 1946 году с родителями репатрировал в Советскую Армению в г. Ереван и начал работать в Армянском Геологическом Управлении. В 1947 году поступил в аспирантуру Института геологических наук АН Армянской ССР и успешно защитил кандидатскую диссертацию в 1950 году в Москве на тему: «Палеозойские отложения юго-западной Армении и прилегающих частей Нахичеванской АССР».

Научная деятельность Р. А. Аракеляна характеризуется широтой и многообразием исследований, глубоким их теоретическим осмыслением и практической направленностью. Он был одним из пионеров в создании новых направлений советской геологии и, в частности, космической геологии, исследования по которой, к сожалению, он не успел довести до желаемого уровня.

Р. А. Аракеляном написано более 60 работ, из коих 40 опубликованы. Им было составлено огромное количество докладных записок, рецензий, отзывов, заключений и экспертиз.

Он был участником многих международных и всесоюзных научных форумов, выступал с докладами, являлся членом ряда межведомственных комиссий и т. д.

Беззаветная преданность любимому делу, творческая активность, неутомимые поиски новых путей в науке, высокая ответственность и работоспособность, требовательность к себе и своим коллегам, умение сплотить и направить по единому пути сотрудников отдела—вот прекрасные черты, которые характеризовали Р. А. Аракеляна как ученого и человека. Вместе с тем Рафаел Аветисович Аракелян отличался большой скромностью, сердечностью, нравственным благородством, высокой душевной щедростью и простотой.

Научные исследования Р. А. Аракеляна посвящены древнейшим палеозойским образованиям территории республики и сопредельных стран и районов, их стратиграфии, тектонике, палеогеографии, а также нефтегазоносности республики, изучению осадочных полезных ископаемых. Объектом изучения Рафаела Аветисовича было также геологическое строение Кафанского рудного поля.

Особенно большой заслугой его была созданная им впервые дробная, палеонтологически обоснованная стратиграфическая схема всего палеозойского комплекса отложений, где убедительно доказывается отсутствие верхов нижнего, среднего и верхнего карбона. Научно обосновано наличие переходных девоно-каменноугольных отложений в соответствующей зоне этрен Западной Европы, о чем в 1970 году Р. А. Аракелян доложил на VII Международном конгрессе по стратиграфии и геологии карбона в г. Крефельде (ФРГ).

Пермские отложения он расчленил на ряд горизонтов и из них джюльфинский горизонт лег в дальнейшем в основу выделения джюльфинского яруса.

Созданная Рафаелом Аветисовичем Аракеляном упомянутая стратиграфическая схема позволяет коррелировать палеозойские отложения Армении, Западной Европы, Ирана, Турции, Афганистана и ряда регионов СССР.

Его усилиями была мобилизована большая группа палеонтологов-специалистов по палеозойской фауне как в Ереване, так и в Москве и Ленинграде, в результате чего была подготовлена монография «Фауна палеозойских отложений Армянской ССР» (находится в печати).

В последние годы наряду с традиционными методами геологических исследований Р. А. Аракелян занимался вопросами региональной тектоники и космической геологии, решению которых он предан беззаветно и увлеченно.

В области космической геологии он занимался совершенствованием методики дешифрирования аэро-космических снимков различных уровней генерализации, разработкой новых путей по построению моделей Земли и других планет. Особый интерес для всех специалистов, занимающихся проблемами дистанционных методов индикации земной поверхности, представляет выявленная впервые Р. А. Аракеляном связь между распределением полей напряженности на поверхности Земли и формированием геологических объектов, отображенная на космических снимках.

Р. А. Аракелян внес достойный вклад в геологическую науку Армении, в изучение природных богатств нашей республики. Научно-исследовательскую работу он умело сочетал с общественной деятельностью, избирался в партбюро института и был председателем месткома профсоюза. За плодотворную и безупречную научную деятельность Р. А. Аракелян неоднократно награждался медалями и грамотами.

Р. А. Аракелян ушел из жизни в расцвете сил, полный новых творческих замыслов. Внезапная кончина прервала его плодотворно начатые исследования.

Осталась неосуществленной мечта Р. А. Аракеляна о создании в Институте геологических наук АН Армянской ССР лаборатории космической геологии.

Тяжело сознавать, что ушел от нас талантливый исследователь, ученый, неутомимый труженик. Память о Рафаэле Аветисовиче—задушевном и верном друге и замечательном человеке навсегда останется в сердцах всех, знавших его.

Отделение наук о Земле АН Армянской ССР,
Институт геологических наук,
Армянское геологическое общество

СОДЕРЖАНИЕ XXXI ТОМА ИЗВЕСТИЙ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР, НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Н. Р. Азарян. Установление батских отложений в Кафанском антиклинории	1—8
Н. Р. Азарян. О прижизненных повреждениях и патологии раковин аммонитов	2—8
А. С. Айриянц, Ю. С. Костин. Первые результаты внедрения в Армении современных методов направленного бурения скважин	3—63
Ц. Г. Акопян, А. К. Караханян. Палеомагнитная характеристика палеогеновых образований Севано-Ширакского синклинали	5—65
П. Г. Алоян. Структура Сомхетского сегмента Малого Кавказа	5—50
А. Т. Асланян, Р. А. Аракелян, А. Р. Арутюнян, А. Т. Вегуни, Дж. А. Оганесян, М. А. Сатиан. Геология Армянской ССР в свете новейших представлений	1—3
А. Т. Асланян. Квазисуточная нутация и магнитное поле Земли	4—3
А. Т. Асланян. Расчет скорости векового радиуса Земли	5—3
А. Т. Асланян, А. В. Арутюнян. Исследование упругих свойств плотности и сжимаемости ультрамафитов офиолитовых поясов Армении	6—58
А. Т. Асланян, Г. П. Багдасарян, К. Г. Ширинян. Об одном ключевом разрезе для понимания взаимоотношений третичных вулканогенных толщ Армянского нагорья	6—7
А. А. Асланян. Французская экспедиция 1952 г. на вершине Большого Арарата	4—88
А. Б. Багдасарян. Состояние и перспективы исследования географических проблем среды Армянской ССР	2—58
М. С. Бадалян, Ш. С. Оганисян, С. А. Пирузян. О некоторых соотношениях между геофизическими полями и новейшим вулканизмом Армянской ССР	1—47
С. В. Бадалян, М. П. Воларович, В. М. Геворкян, А. Н. Никитин, Е. И. Русакова, Л. Д. Селезнев, Т. В. Тоноян. Опыт применения пьезоэлектрического метода на золоторудных месторождениях	1—58
С. Ю. Баласанян. Механизм образования естественных электрических полей на рудных объектах	1—71
А. В. Варданян. Разломно-блоковая тектоника юго-западной части Армянской ССР	6—35
Г. Г. Вардумян. Определение скорости и расходов селевых потоков	1—69
А. А. Габриелян. Тектонические основы металлогенического районирования Армении	5—31
В. Б. Гамоян, Е. М. Лулечян. Характер поля блуждающих токов от «линейно-двухполюсного» источника	2—47
Р. Г. Геворкян, Ф. В. Каминский, А. С. Павленко, Л. И. Мартirosян, С. Б. Абовян, К. А. Шепелева, Н. Д. Хачатрян. Гранаты и хромшпинелиды в алмазоносных ультрамафитах Армении	1—39
Р. Т. Джрбашян, А. А. Садоян. Особенности верхнеэоценового вулканогенно-осадочного литогенеза Вайоцдзора	4—32
Андрэ Кийо. Представление планисферы рельефа Марса в эквиповерхностной проекции	5—23
Н. К. Каралетян. Механизм очага Ереванского землетрясения 16 июня 1973 года	3—50
К. И. Каралетян. Условия формирования пещерных отложений нижнепалеолитической стоянки Ереван—1	4—52
Н. И. Магакьян, С. О. Карагулян. Минеральные ассоциации и типы руд Шаумянского месторождения	1—28

<i>Н. И. Магакян, С. О. Карагулян</i> Текстурные и структурные особенности руд Шаумянского месторождения	3—31
<i>Н. И. Магакян</i> Золотоносные рудные формации Армянской ССР	6—45
<i>Р. А. Мандалян</i> Эффузивно-гиалокластитовая ассоциация в верхнеюрском-нижнемеловом вулканогенно-осадочном комплексе Армянской ССР	6—22
<i>А. Г. Мидян, А. Дж. Мнацакчян, Е. В. Самвелян</i> Рудоносность метаморфического комплекса Цахкуняцкого хребта Армянской ССР	3—24
<i>Д. О. Минасян</i> О палеомагнитной корреляции неоген-четвертичных образований Армянской ССР	2—40
<i>Г. Р. Мкртчян</i> О стратиграфии и условиях образования ереванской соленосной толщи	2—13
<i>Г. М. Мкртчян, М. Я. Мартиросян</i> Проблема обеспечения правильности и единства аналитических измерений в современной геологии	4—68
<i>А. А. Мусаелян</i> «Минералогия» Микаэла Налбандяна	2—73
<i>П. П. Мхитарян</i> Об одной гипотезе заряженности облаков	2—69
<i>Д. Р. Назаретян</i> О вкладе русских ученых и путешественников в изучение природы Армянского нагорья	3—55
<i>А. С. Папоян</i> Некоторые данные о скелетном веществе кораллов Армянской ССР	2— 3
<i>Г. О. Пиджян, А. И. Карапетян</i> Характер распределения оруденения в рудном поле Азатекского месторождения	2—28
<i>С. А. Пирузян, А. Г. Бабаджанян, А. Т. Донабедов, Л. Б. Оганесян</i> Блоковое строение территории Армянской АЭС и сопредельных районов в связи с сейсмическим районированием	6—69
<i>А. А. Тамазян</i> Новые данные о подземном притоке оз. Севан	5—58
<i>Г. П. Тамразян</i> Лунные приливы как главный регулятор глобальной сейсмо-тектонической периодичности Земли	1—16
<i>Г. П. Тамразян</i> Этюды о закономерных тенденциях в распределении масс в Земле	3— 3
<i>Г. П. Тамразян</i> Главнейшие пространственно-временные закономерности сейсмотектонического развития Земли в XX веке	4—17
<i>А. А. Тащян</i> К вопросу стратиграфического положения октемберянской и нижней пестроцветной свит северо-западной части Араратской котловины	2—20
<i>А. А. Тащян</i> Геолого-геофизическая корреляция разрезов миоценовых отложений Араратской впадины и установление стратиграфического положения залежей каменной соли	3—13
<i>А. А. Халатян, Р. П. Сепоян, Н. Н. Громова, С. В. Мирошникова, Ю. Г. Шопин</i> Центральные-кольцевые структуры Кафанского рудного поля по данным магнитной съемки	4—61
<i>Ю. Г. Шопин, Н. Н. Громова, О. В. Мирошникова, Ш. Б. Камалян, А. А. Халатян</i> Сейсмические исследования интрузивных массивов южной части Малого Кавказа	3—41
<i>Р. Б. Ядоян</i> Некоторые вопросы современного состояния учения о месторождениях минеральных вод	6—52
<i>Л. П. Яшвили</i> Минеральный состав и генезис марганцевых руд северо-восточного побережья оз. Севан	4—42

Краткие сообщения

<i>Х. А. Аветисян</i> Взаимосвязь между рельефом и расселением населения (на примере Армянской ССР)	4—82
<i>Г. М. Авчян, Г. О. Акскалян, А. Т. Вегуни</i> Возможность оценки напряженного состояния зоны Еревано-Ордубадского глубинного разлома по данным изучения упругих свойств пород	1—85

<i>В. С. Аракелян.</i> О диффузии в геохимических системах: одновременное исследование диффузии и изоморфизма (на примере сурьмы в галите)	6—79
<i>М. Т. Бояджян, О. Б. Африкян.</i> К диагностике карбонатов доломит-анкеритового ряда	5—85
<i>Р. Зейм.</i> К геохимии перимагматических процессов гранитизации в пределах массива Брокен (Гарц—ГДР)	4—76
<i>Н. К. Карапетян, Ж. О. Манукян.</i> Сейсмическая сотрясаемость территории Армении по сейсмологическим данным	2—80
<i>Э. Н. Кургиян, Э. Г. Вартазарян.</i> К литологии неогеновых отложений юго-восточной части бассейна озера Севан	5—80
<i>И. Г. Магакьян, К. А. Карамян, М. Я. Мартиросян, Э. Х. Хуршудян.</i> Селенистый метациннабарит (онофорит) из Вартанского месторождения	1—77
<i>Р. А. Мандалян.</i> О природе мндалевидных карбонатных включений в подушечных спилитах верхней юры междуречья Ахум и Тавуш	1—79
<i>Г. М. Мкртчян, М. Я. Мартиросян.</i> Проблемные вопросы аналитических исследований в современной геологии (основные параметры аналитических методов и специфика геологических исследований)	3—83
<i>Р. А. Мкртчян.</i> К характеристике разрывных тектоических нарушений Зодского месторождения	3—70
<i>Г. А. Саркисян.</i> Саринарское медное рудопроявление в Присеванской офиолитовой зоне	3—74
<i>Р. М. Сирунян, С. А. Абрамян, А. Л. Саградян, К. А. Погосян, Р. И. Исаакян.</i> Электрохимические явления на поверхности сульфидных минералов при их взаимодействии с реагентами	1—93
<i>Т. А. Сирунян.</i> Магнитное поле в мезозое на территории Армении	2—86
<i>А. А. Тамразян.</i> О геометрических условиях при рентгенорадиометрическом анализе гомогенных сред	6—85
<i>Э. С. Халатян, М. Н. Арутюнова.</i> О возможности сорбционного извлечения редких щелочных металлов из термальных вод Малого Кавказа	1—89
<i>Л. В. Шатворян.</i> Влияние армянской фосфоритной муки на продуктивность альпийских лугов	5—90
<i>Г. З. Элбакян.</i> К вопросу континентальности климата	3—79

Рецензии

<i>Г. К. Габриелян.</i> Оригинальная гипотеза о дренажной оболочке земной коры	5—93
--	------

Научная хроника

<i>Г. С. Авакян.</i> О Всесоюзном семинаре «Геология, генезис и использование природных цеолитов»	3—88
<i>А. Е. Кочарян.</i> Геология Армении в честь юбилея	2—90
<i>В. Б. Мурадян, В. Т. Кочарян.</i> Первое республиканское совещание по стандартизации и метрологии в геологии	1—100
<i>К. М. Мурадян.</i> Третий Всесоюзный палеовулканологический симпозиум	1—97

Юбилейные даты

Андраник Бахшневич Багдасарян (к 60 летию со дня рождения)	6—3
Геворг Петросович Багдасарян (к 70-летию со дня рождения)	2—95

Потери науки

Рафаел Аветисович Аракелян	6—90
----------------------------	------

**ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱՅԻ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ
ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ ՏԵՂԵԿԱԳՐԻ XXXI ՀԱՏՈՐԻ ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆԸ**

Ն. Ռ. Ազարյան. Բաթի նստվածքների բացահայտումը Ղափանի անտիկլինորիումում	1— 8
Ն. Ռ. Ազարյան. Ամոնիտների խեցիների կենդանության օրոք ստացած վնասվածքները և պաթոլոգիայի մասին	2— 8
Պ. Գ. Այոյան. Փոքր կովկասի Սոմխեթի հատվածամասի կառուցվածքը	5—50
Ա. Տ. Ասլանյան. Երկրի համարյա քվադր նուտացիան և մագնիսական դաշտը	4— 3
Ա. Տ. Ասլանյան. Երկրագնդի շառավղի դարավոր փոփոխությունների արագության հաշվարկը	5— 3
Ա. Տ. Ասլանյան, Ռ. Ա. Առաֆեյյան, Ա. Ռ. Հաբուրյունյան, Ա. Թ. Վեհունի, Ջ. Ա. Հովհաննիսյան, Մ. Ա. Սարյան. Հայկական ՍՍՀ երկրաբանությունը նորագույն պատկերացումների լույսի տակ	1— 3
Ա. Տ. Ասլանյան, Գ. Պ. Թաղղասարյան, Կ. Գ. Շիրիկյան. Հայկական բարձրավանդակի խրոնոլոգիական հրաբխածին հաստվածքների փոխհարաբերությունների ըմբռնման մեկ հենակետային կտրվածքի մասին	1— 7
Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Վ. Հաբուրյունյան. Հայաստանի օֆիոլիտային գոտիների ուլտրամաֆիտների առաձգական հատկությունների, խտության և սեղմելիության ուսումնասիրությունը	6—58
Մ. Ս. Բաղայյան, Շ. Ս. Հովհաննիսյան, Ս. Ա. Փիրուզյան. Հայկական ՍՍՀ տարածքում հրաբխականության և գեոֆիզիկական դաշտերի որոշ հարաբերակցության մասին	1—47
Ս. Վ. Բաղայյան, Մ. Պ. Վոլաբովիչ, Վ. Մ. Գևորգյան, Ա. Ն. Նիկիտին, Ե. Ի. Ռուսակովա, Լ. Գ. Սելեզնև, Տ. Վ. Տոնոյան. Պիեզոէլեկտրական մեթոդի կիրառման փորձը ոսկու հանքավայրում	1—58
Ս. Յու. Բալասանյան. Հանքային օբյեկտներում բնական էլեկտրական դաշտերի առաջացման մեխանիզմը	5—71
Ա. Բ. Բաղդասարյան. Միջավայրի աշխարհագրական պրոբլեմների ուսումնասիրության վիճակը և հեռանկարները Հայկական ՍՍՀ-ում	2—59
Ա. Հ. Գաբրիելյան. Հայաստանի մետաղածնային շրջանացման տեկտոնական հիմունքները	5—31
Վ. Բ. Գամոյան, Ս. Մ. Լույեշյան. «Երկբևեռանի-գծային» աղբյուրի թափառող հոսանքների դաշտի բնույթը	2—47
Ռ. Գ. Գևորգյան, Յ. Վ. Կամինսկի, Ա. Ս. Պավլենկո, Լ. Ի. Մաբտիբոսյան, Ս. Բ. Աբովյան, Կ. Ա. Շեպելևա, Ն. Գ. Խաչատրյան. Գրանատները և քրոմչպինելիդները Հայաստանի այժմատարեր ուլտրամաֆիտներում	1—39
Ա. Ա. Թամազյան. Նոր տվյալներ. Սևանա լճի ստորերկրյա ներհոսքի մասին	5—58
Գ. Պ. Թամրազյան. Լուսնային մակընթացությունները որպես Երկրագնդի սեյսմոտեկտոնական պարբերականության գլխավոր կարգավորիչ	1—16
Գ. Պ. Թամրազյան. Ուսումնասիրություններ Երկրագնդի մեջ գանգվածների տեղաբաշխման օրինաչափ հակումների վերաբերյալ	3— 3
Գ. Պ. Թամրազյան. Երկրագնդի սեյսմոտեկտոնիկ զարգացման կարևորագույն տարածածածանակային օրինաչափությունները XX դարում	4—17
Ա. Ա. Խալաբյան, Ռ. Պ. Սեպոյան, Ն. Ն. Գրամովա, Ս. Վ. Միրոշնիկովա, Յու. Ա. Շուպին. Ղափանի հանքային դաշտի կենտրոնական-ողակային ստրուկտուրաները մագնիսական հանույթի տվյալներով	4—61
Անդրե Կայո. Մարսի ռելիեֆի հարթագնդի պատկերացումը համահավասար մակերեսային պրոյեկցիայում	5—23
Կ. Ի. Կաբալետյան. Երևան I ստորին պալեոլիթային կայանի քարայրային նստվածքների առաջացման սլայմանները	4—52
Ն. Կ. Կաբալետյան. 1973 թ. հունիսի 16-ի երևանյան երկրաշարժի օչախի մեխանիզմը	3—50

Յ. Գ. Հակոբյան, Ա. Կ. Կարախանյան. Սևան—Շիրակի սինկլինորիումի պալեոգենի
հասակի գոյացումների հնեամագնիսական բնութագիրը 5—65

Ա. Ս. Հայրիյանց, Յու. Ս. Կոստին. Հայաստանում հորատանյութերի ուղղորդված հորատ-
ման ժամանակակից մեթոդների ներդրման առաջին արդյունքները 3—63

Ն. Հ. Մաղաֆյան. Հայկական ՍՍՀ ոսկերեր հանքային ֆորմացիաները 6—45

Ն. Հ. Մաղաֆյան, Ս. Հ. Կարազուլյան. Շահումյանի հանքավայրի միներալային գու-
գակցումներն ու հանքանյութերի տիպերը 1—25

Ն. Հ. Մաղաֆյան, Ս. Հ. Կարազուլյան. Շահումյանի հանքավայրի հանքանյութերի
տեքստուրային և ստրուկտուրային առանձնահատկությունները 3—31

Ռ. Ա. Մանուկյան. էֆուզիվ հիալոկլաստիտային ասոցիացիան Հայկական ՍՍՀ վե-
րին յուրայի—ստորին կավձի հրաբխածին-նստվածքային կոմպլեքսում 6—22

Ա. Գ. Միզյան, Ա. Ջ. Մենազականյան, Խ. Վ. Սամվելյան. Հայկական ՍՍՀ Մաղկուն-
յաց լեռնաշղթայի մետամորֆային կոմպլեքսի հանքայնացումը 3—24

Ջ. Հ. Մինասյան. Հայկական ՍՍՀ նեոգեն-չորրորդական առաջացումների հնեամագ-
նիսական համահարաբերակցության մասին 2—40

Պ. Պ. Մխիրաբյան. Ամպերի լիցքավորման մեկ հիպոթեզի մասին 2—69

Գ. Մ. Մկրտչյան, Մ. Յա. Մալուխեոսյան. Անալիտիկ չափումների ճշտության և միաս-
նականության ապահովման խնդիրը ժամանակակից երկրաբանության մեջ 4—68

Հ. Ռ. Մկրտչյան. Երևանյան աղատար հաստվածքի շերտագրական դիրքի և առաջաց-
ման սլայմանների մասին 2—13

Հ. Հ. Մուսայելյան. Միքայել Նայրանդյանի «Հանքաբանությունը» 2—73

Ռ. Բ. Յաղոյան. Հանքային ջրերի հանքավայրերի մասին ուսմունքի արդի վիճակի
մի քանի հարցերը 6—52

Շ. Փ. Յաշվիլի. Սևանա լճի հյուսիսարևելյան առափնյա մասերի մանգանային հան-
քանյութերի միներալային կազմը ու ծագումը 4—42

Գ. Ռ. Նազարեթյան. Հայկական լեռնաշխարհի բնության ուսումնասիրման գործում
ոռու գիտնականների և ճանապարհորդների ներդրումների մասին 3—55

Յու. Գ. Շուպին, Ն. Ն. Կրոմովա, Օ. Վ. Միրոշնիկովա, Շ. Վ. Բուսալյան, Ա. Ա. Խա-
լաթյան. Փոքր Կովկասի հարավային մասի ինտրուզիվ զանգվածների սեյսմիկ
հետազոտությունները 3—41

Ա. Ս. Պապոյան. Որոշ տվյալներ Հայկական ՍՍՀ կորալների կմախքի նյութի մասին 2— 3

Ռ. Տ. Զերաչյան, Ա. Հ. Սաղոյան. Վայոցձորի վերինէոցենյան հրաբխա-նստվածքա-
յին լիթոգենեզի առանձնահատկությունները 4—32

Ա. Վ. Վալդանյան. Ուրց-Վայոցձորի խզումնա-բեկորային տեկտոնիկան 6—35

Գ. Գ. Վալդումյան. Սելավների արագության և ծախսերի որոշումը 1—69

Ա. Ա. Տաշչյան. Արարատյան իջվածքի հյուսիս-արևմտյան մասի ստորին խայտաբղետ
և Հոկտեմբերյանի հաստվածքների շերտագրական դիրքի մասին 2—20

Ա. Ա. Տաշչյան. Արարատյան իջվածքի միոցենի ապարների կտրվածքների երկրա-
բանական-երկրաֆիզիկական հարաբերակցությունը և աղային տարբեր շերտա-
խմբերի ստրատիգրաֆիական դիրքի որոշումը 3—13

Գ. Հ. Վիթյան, Ա. Ի. Կարապետյան. Հանքայնացման տեղաբաշխման բնույթը Ազա-
տեկի հանքավայրում 2—25

Ս. Ա. Փիրուզյան, Հ. Կ. Բաբաջանյան, Հ. Տ. Գոնարեզով, Լ. Բ. Հովհաննիսյան.
Հայկական ատոմային էլեկտրակայանի (ՀԱԷԿ) տարածքի և հարակից շրջան-
ների բլոկային կառուցվածքը կապված սեյսմիկ շրջանացման հետ 6—69

Համառոտ հաղորդումներ

Վ. Ս. Առաքելյան. 'Էֆուզիայի մասին գեոքրիմիական սխտեմներում' դիֆուզիայի
և իզոմորֆիզմի միաժամանակյա ուսումնասիրությունը (հալիտում ծարիրի
օրինակով) 6—79

Ա. Ա. Ասլանյան. 1952 թվականի ֆրանսիական արշավախումբը Արարատի գագաթին 4—83

Խ. Ա. Ավետիսյան. Բնակչության տարարնակեցման և ռելիեֆի միջև եղած փոխադարձ
կապը (Հայկական ՍՍՀ օրինակով) 4—82

2. Մ. Ավշյան, Գ. Հ. Ասկալյան, Ա. Թ. Վեհունի, Իրևան-Օրդուրադյան խորքային խզման շունայի յարվածության գնահատման մեկ հնարավորության մասին ապարների առաձգական հատկությունների ուսումնասիրման տվյալներով 1—85

Մ. Թ. Բոյաջյան, Հ. Բ. Աֆրիկյան, Գոլումիտ-անկերիտային շարքի կարբոնատների դիաֆնոստիկայի վերաբերյալ 5—85

Ռ. Ջեյմ, Բրոկեն զանգվածի (Հարց, ԳԴՀ) սահմաններում գրանիտացման պերիմագմատիկ պրոցեսների գեոքիմիայի շուրջը 4—76

Գ. Ջ. Էլբակյան, Յամաքային կլիմայի հարցի վերաբերյալ 3—79

Ա. Ա. Խամբազյան, Հոմոգեն միջավայրի ոռնտոգենա-ոադիոմետրական անալիզի ժամանակ չափումների երկրաչափական պայմանների մասին 6—85

Է. Ս. Խալաթյան, Մ. Ն. Հաբույրյունովա, Փոքր Կովկասի թերմալ ջրերից սորբցիոն եղանակով հազվագյուտ ալկալի մետաղների կորզման հնարավորության մասին 1—89

Ն. Կ. Կարասյետյան, Ժ. Հ. Մանուկյան, Հայաստանի տարածքի ցնցումայնությունը սեյսմոլոգիական տվյալներով 2—80

Է. Ն. Կուրդինյան, Է. Գ. Վարդազարյան, Սևանա լճի ավազանի հարավ-արևելյան մասի նեոգենի նստվածքների լիթոլոգիայի վերաբերյալ 5—80

Հ. Գ. Մաղաֆյան, Կ. Ա. Քարամյան, Մ. Յա. Մաբտիբոսյան, Է. Խ. Խուրշուդյան, Սելեն պարունակող մետաքսինարարիտը (օնոֆրիտը) Վարդանի հանքավայրից 1—77

Ռ. Ա. Մանդալյան, Հախումի և Քավուշի միջագետքի վերին յուրայի բարձանման սպիլիտներում նշած կարբոնատային ներփակումների բնույթի մասին 1—79

Գ. Ս. Մկրտչյան, Մ. Յա. Մաբտիբոսյան, Ժամանակակից երկրաբանության մեջ անալիտիկ հետազոտությունների պրոբլեմային հարցերը (անալիտիկ մեթոդների հիմնական պարամետրերը և երկրաբանական հետազոտությունների յուրահատկությունը) 3—83

Ռ. Հ. Մկրտչյան, Ջոզի հանքավայրի խզումնային տեկտոնական խախտումների բնութագրման վերաբերյալ 3—74

Պ. Վ. Շատվորյան, Հայկական ֆոսֆորիտային ալյուրի ազդեցությունը ալպիական մարգագետինների բերքատվության վրա 5—90

Հ. Հ. Սարգսյան, Մերձսևանյան օֆիոլիտային գոտում գտնվող Սարինարի պղնձի հանքերևակումը 3—74

Թ. Ա. Սիրունյան, Հայաստանի տարածքի մեզոզոյան ժամանակաշրջանի մագնիսական դաշտը 2—86

Ռ. Մ. Սիրունյան, Ս. Ա. Աբրահամյան, Ա. Լ. Սահբաղյան, Կ. Ա. Պողոսյան, Ռ. Ի. Լսահակյան, Էլեկտրաքիմիական երևույթները սուլֆիդային միներալների մակերեսի վրա ոռագենտների հետ նրանց փոխազդեցության ժամանակ 1—93

Գրախոսություն

Հ. Կ. Գալբրիելյան, Օրկրակեղևի դրենաժային թաղանթի յուրօրինակ վարկածի մասին 5—93

Կիտական խոնհիկա

Հ. Ս. Ավագյան, «Ինական ցեոլիտների երկրաբանությունը, ծագումը և օգտագործումը» համաձիութենական սեմինարի մասին 3—88

Կ. Մ. Մուրադյան, Պալեոֆրաբիականությունը նվիրված երրորդ Համաձիութենական սիմպոզիումը 1—97

Վ. Բ. Մուրադյան, Վ. Գ. Քոչարյան, Երկրաբանության մեջ ստանդարտացմանը և մետրոլոգիային նվիրված առաջին հանրապետական խորհրդակցությունը 1—100

Ա. Խ. Քոչարյան, Հայաստանի երկրաբանները հորելյանի պատվին 2—90

Հոբելյանական տաբեպվեր

Անդրանիկ Բախչիի Բաղդասարյան (ծննդյան 60-ամյակի առթիվ) 6—3

Գևորգ Պետրոսի Բաղդասարյան 2—95

Կիտություն կառուստները

Պաֆայել Ավետիսի Բուաքճյան 6—90

