

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

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



Журнал основан в 1943 г., выходит 6 раз в год  
на русском и армянском языках

#### ԽՄՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Տ. Ասլանյան, տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Րա-  
դայան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Հ.  
Իարցիկյան (պատասխանատու խմբագիր), Երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Ա. Բ.  
Կառապետյան, Երկրա-հանք. գիտ. թեկն. է. Խ. Ղուլյան, Երկրա-հանք. գիտ.  
թեկն. Բ. Մ. Մելիքսեբյան, Երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Երկրա-  
հանք. գիտ. թեկն. Խ. Տ. Միրզեանյան, է. Ա. Ռոստոմովա (պատասխանատու  
քարտուղար), ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, Երկրա-հանք.  
գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆարամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Акад. АН АрмССР А. Т. Асланян, член-корр. АН АрмССР А. Б.  
Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, академик АН АрмССР А. А.  
Габриелян (ответственный редактор), канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян,  
доктор геол.-мин. наук А. Н. Карапетян, канд. геол.-мин. наук Б. М.  
Меликсетян, канд. геол.-мин. наук Р. Т. Мириджанян, Э. С. Ростомова  
(ответственный секретарь), член-корр. АН АрмССР Г. И. Тер-Степанян,  
канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (зам. ответственного редактора),  
канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

Խմբագրությունը գտնվում է 375019, Երևան 19, Մարշալ Բաղրամյանի պող., 24ա.  
Адрес редакции: 375019, Ереван, 19, пр. Маршала Баграмяна. 24а

© Издательство АН Арм. ССР  
Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1987

Amc 409

ԲՈՎԱՆԳԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ի. Գ. Գևորգյան. Վերին ֆաներոզոյում Հայաստանի (Փոքր Կովկասի) մայրցամաքային կեղևի առաջացման բնյալագրում ապարարանա-երկրաքիմիական պրոցեսների հիմնական գծերը . . . . . 3

Ա. Տ. Ասլանյան, Մ. Ա. Սարյան, Ա. Խ. Մնացականյան, Հ. Ս. Խանգաղյան. Փոքր Կովկասի Վեդու օֆիոլիտային զոնայի մադնիումի բարձր պարունակություն ունեցող գնդաձև լավաները . . . . . 9

Դ. Պ. Բաղդասարյան, Ի. Խ. Կուկուսյան, Կ. Ա. Գաբրիելյան, Է. Ա. Սարգսյան, Լ. Մ. Խաչատրյան, Մ. Մ. Ավսյան, Մ. Մ. Աղամյան. Նոր տվյալներ Հայկական ՄՍԶ մեղոկայնոզոյան որոշ առաջացումների հասակի վերաբերյալ (ըստ կալիում-արգոնային երկրաժամանակաչափական տվյալների) . . . . . 17

Ս. Ա. Կուկուսյան. Հանքայնացման թաքնված միներալարանա-երկրաքիմիական զոնայականությունը Մարջանի բազմամետաղային հանքավայրում (Հայկական ՄՍԶ) . . . . . 26

Ն. Կ. Կառապետյան. Լեհինականյան մարզի երկրաշարժերի օջախների մեխանիզմը . . . . . 33

Յու. Ի. Բաղդասարյան. Տավրոս-Կովկասյան մարզի ուժեղ երկրաշարժերի միջև եղած կապը . . . . . 40

Գ. Բ. Գրիգորյան. Հայկական ՄՍԶ բնատարածքի ռեգիոնալ լանդշաֆտային տարրերակումը (շրջանացումը) . . . . . 48

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Ի. Վ. Հակոբյան, Ի. Ս. Մեծլումյան, Ն. Ս. Նալբանդյան, Լ. Գ. Ղևոնդյան. Խորանարդային «P» ցեոլիտի սինթեզն ու հետազոտումը . . . . . 56

Ա. Կ. Մաքևոսյան. Հարուցված բևեռացվածություն անցումնային բնութագրի բարձրագույն ածանցյալների շափման եղանակը . . . . . 59

Հ. Մ. Ավշյան, Գ. Վ. Մաքևոսյան. Ապարների քայքայման ուղղության կանխագուշակումը . . . . . 63

Վ. Վ. Նահապետյան. Հայկական ՄՍԶ ապարների նմուշների մածուցիկ մնացորդային մազնիսացվածության հետազոտումը ճնշման և ջերմաստիճանի ազդեցության տակ . . . . . 67

Ա. Մ. Ավետիսյան, Ն. Վ. Հովհաննիսյան. Մոզելային երկրաշարժերի կոորդինատների պարզ և մեքենայական եղանակներով որոշման արդյունքների համեմատությունը . . . . . 71

ԳԻՏԱԿԱՆ ՔՐՈՆԻԿԱ

Կովկասի երկրադինամիկային նվիրված III սեմինար-դպրոցը . . . . . 75

«Պոտենցիալ զաշտերի մեկնաբանման տեսությունն ու պրակտիկան» Համամիութենական V դպրոց-սեմինարը . . . . . 76

ՀՈՐԵԼՅԱՆԱԿԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ

Բարկեն Սիմոնի Վարդապետյան . . . . . 79

СОДЕРЖАНИЕ

Р. Г. Геворкян. Основные черты петролого-геохимических процессов при формировании континентальной коры Армении (Малый Кавказ) в верхнем Фанерозое . . . . . 3

А. Т. Асланян, М. А. Сатян, А. Х. Мнацаканян, Г. А. Ханзадян. Высокомагнетизальные шаровые лавы Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа . . . . . 9

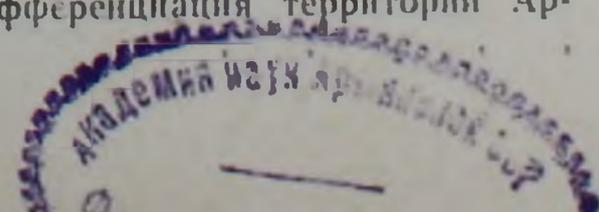
Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гукасян, К. А. Дарбинян, Э. А. Саркисян, Л. М. Хачатрян, М. М. Авоян, М. М. Адамян. Новые данные о возрасте некоторых мезокайнозойских образований Армянской ССР (по данным калий-аргоновой геохронометрии) . . . . . 17

М. А. Кукулян. Скрытая минералого-геохимическая зональность оруденения на Марджанском полиметаллическом месторождении (Армянская ССР) . . . . . 26

Н. К. Карапетян. Механизм очагов землетрясений Ленинканского региона . . . . . 33

Ю. Р. Багдасарян. Связь между сильными землетрясениями Тавро-Кавказа . . . . . 40

Г. Б. Григорян. Региональная ландшафтная дифференциация территории Армянской ССР (районирование) . . . . . 48



## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

<i>Р. В. Акопян, Р. С. Междумян, Н. С. Налбандян, Л. Г. Гевондян.</i> Синтез и исследование кубического цеолита «Р» . . . . .	56
<i>А. К. Матевосян.</i> Способ измерения высших производных переходной характеристики вызванной поляризации . . . . .	59
<i>Г. М. Авчян, Г. В. Маркосян.</i> Прогноз направления разрушения пород . . . . .	63
<i>В. В. Нагапетян.</i> Исследование вязкой остаточной намагниченности образцов горных пород Армянской ССР под действием давления и температуры . . . . .	67
<i>А. М. Аветисян, Н. В. Оганесян.</i> Сравнение результатов определения координат модельных землетрясений при ручной и машинной методах обработки . . . . .	71

## НАУЧНАЯ ХРОНИКА

III семинар-школа по геодинамике Кавказа . . . . .	75
V Всесоюзная школа-семинар «Теория и практика интерпретации потенциальных полей» . . . . .	76

## ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

<i>Бабкен Семенович Вартапетян</i> . . . . .	79
--	----

## C O N T E N T S

<i>R. G. Guevorkian.</i> The petrological-geochemical processes main features of the Armenia (Minor Caucasus) continental crust formation during Late Phanerozoic . . . . .	3
<i>A. T. Aslanian, M. A. Satian, A. Kh. Mnatsakanian, H. A. Khanzadian.</i> High-Mg pillow lavas of the Minor Caucasus Vedi ophiolite zone . . . . .	9
<i>G. P. Baghdasarian, R. Kh. Ghukasian, K. A. Darbinian, E. A. Sarkisian, L. M. Khachaturian, M. M. Avoyan, M. M. Adamian.</i> New data on the Armenian SSR some Meso-Cenozoic formations ages (according to K-Ar geochronometry data) . . . . .	17
<i>M. A. Kukulian.</i> The mineralization latent mineralogical-geochemical zonality of the Mardjan polymetallic ore deposit (Armenian SSR) . . . . .	26
<i>N. K. Karapetian.</i> The Leninakan region earthquakes foci mechanism . . . . .	33
<i>Yu. R. Baghdasarian.</i> Connection between the Taurus-Caucasus region strong earthquakes . . . . .	40
<i>G. B. Grigorian.</i> The regional landscape differentiation of the Armenian SSR territory (zoning) . . . . .	48

## SHORT REPORTS

<i>R. V. Hakopian, R. S. Mejlumian, N. S. Nalbandian, L. G. Guevondian.</i> Synthesis and investigation of the cubic „P“ zeolite . . . . .	56
<i>A. K. Matevosian.</i> The method of measurement the provoked polarization transitional characteristic highest derivatives . . . . .	59
<i>H. M. Avchian, G. V. Markosian.</i> Prognosis of the rocks destruction orientation . . . . .	63
<i>V. V. Nahapetian.</i> The Armentian SSR rock samples viscous residual magnetization investigation under pressure and temperature conditions . . . . .	67
<i>A. M. Avetisian, N. V. Hovhannisian.</i> Comparison of the model earthquakes coordinates determination results obtained by manual and computer methods . . . . .	71

## SCIENTIFIC CHRONICLE

The 3 <sup>rd</sup> seminar-school on the Caucasus geodynamics . . . . .	75
The 5 <sup>th</sup> All-Union school-seminar „Theory and practice of the potential fields interpretation“ . . . . .	76

## JUBILEE DATES

<i>Babken Semionovich Vartapetian</i> . . . . .	79
---	----

Р. Г. ГЕВОРКЯН

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ АРМЕНИИ (МАЛЫЙ КАВКАЗ) В ВЕРХНЕМ ФАНЕРОЗОЕ<sup>1</sup>

Показаны особенности формирования петролого-тектонических (тектоно-плутонических) формаций пород в связи с развитием геодинамических обстановок в пределах Армении (Малый Кавказ) в мезокайнозое. Этот процесс сопровождался тектоническим скучиванием пород палеоокеанической, переходной (средиземноморской) и континентальной стадий. Палеоокеаническая стадия представлена формациями пород офиолитовой ассоциации в Присеванской, Араксинской (Веднискской) и шовной Зангезурской зонах.

Переходная (средиземноморская) стадия сопровождалась развитием формаций пород, типоморфных для островной дуги (Сомхето-Карабахско-Кафанская), и активных окраин континентов (Центрально-Армянская зона).

На завершающей—континентальной стадии ярко выражен вулканизм с тенденциями развития известково-щелочных и субщелочных серий пород.

На основе данной геотектонической модели нами прослежены петролого-геохимические процессы и поведение редких металлов.

Настоящее сообщение ставит перед собою цель показать особенности формирования петролого-тектонических (тектоно-плутонических) формаций пород [11] (в понимании Шатского, Хераскова) в связи с развитием мезокайнозойских геодинамических обстановок в пределах Армении (Малый Кавказ) в фанерозое.

При детальном рассмотрении геотектонического строения Малого Кавказа отчетливо проступает к северу от дуги Ани-Арагац-г. Аждаак (Гегамское нагорье)—Ехегнадзор-Ордубад-Мегри альпийский тип развития с преобладанием мощных излияний лав андезито-базальтового типа и плагиогранит-гранодиоритовых интрузий, а к югу от указанной дуги—нормально-осадочные континентальные образования [2].

Малокавказский сегмент Альпийского складчатого пояса представляет собой регион, находящийся в мезокайнозое в режиме сближения Восточно-Европейской, Африкано-Аравийской континентальных плит с океанической корой Тетиса-1 [6, 9, 10, 11, 16, 17].

Палеоокеаническая офиолитовая ассоциация Армении (Малый Кавказ) [14] участвовал в ходе столкновения юрско-меловой островной дуги с окраиной Иранского мезоконтинента. В неокоме меланжевые комплексы серпентинитов вместе с хромитами (оз. Севан-Джил, Шоржа) и другими членами офиолитовой ассоциации претерпели интенсивные процессы пластических деформаций—выдавливаний и перемещений [7, 8, 10, 15]. Согласно упомянутой геотектонической гипотезе, возникли трансформные разломы, что привело к расчленению островной дуги, частичному поглощению окраинной океанической коры (Зангезур, район к югу от г. Горис) и выводу на поверхность шельфовых отложений и отдельных блоков эопалеозойского фундамента мезоконтинента. К северу же от этого разлома отчетливо проявились породы Присеванского офиолитового шва [1, 14].

После реализации такого столкновения периферия Иранского мезоконтинента в пределах Армении стала весьма схожа с современной континентальной активной окраиной. Так, именно с этим связаны интенсивный палеогеновый (эоцен-олигоцен) вулканизм и внедрение гранитоидов банатитовой, сиенитовой, калиево-гранитной и других формаций пород с сопряженными с ними медно-молибденовыми и медно-порфиоровыми рудами (Анкаван, Каджаран, Дастакерт, Агарак). Этот тип столкновения континентов отличается незавершенностью, что подтверждается продолжающимися в регионе сейсмическими и вулканическими процессами, за что был назван «Кавказским» [6, 9].

<sup>1</sup> Доклад прочитан на XXVII сессии МГК, том 3, секция 07 (Тектооника).

Проведенный позднее дискриминантный анализ петрохимических характеристик разновозрастных базальтовых (толеитовых) серий Кавказа подтвердил указанные палеорекострукции и позволил показать возможность развития юрско-меловой островной дуги Малого Кавказа в энсалическом режиме, т. е. на континентальной коре (северная окраина Иранского мезоконтинента), с выведением на поверхность гранитно-метаморфического фундамента (Арзакан-Апаранский, Храмский, Локский и др. массивы), а также принадлежность региона к типу активной окраины андийского типа [6].

На основе изложенной геотектонической модели нами прослежены петролого-тектонические (тектоно-плутонические) формации и петролого-геохимические процессы (табл. 1), а также поведение редких элементов [12, 13].

1. На палеоокеанической стадии—в результате унаследованного развития крупного океанического бассейна сформировались Присеванский и Еревано-Ордубадский прогибы [1, 19, 14]. Этой стадии отвечает офиолитовая ассоциация, включающая аллохтонные флишево-олистостромовые серии—парагенезисы пород: гарцбургитовой (мантийной), габброндной (расслоенной), базальт (диабаз)-кератофир-кремнистой (океанической) и метаморфических: габбро-амфиболитовой, либо глаукофан-альмандиновой (квазиэклогитовой) формаций, которые локализованы в зонах: Присеванской (Амасия-Севано-Акеринской), Араксинской (Вединской) и шовной Зангезурской (табл. 1).

Детальное изучение петрологии и геохимии пород офиолитовой ассоциации Армении [12, 13] привело к следующим выводам:

а) В основании ассоциации залегают породы гарцбургитовой формации—лерцолиты и гарцбургиты, уверенно сопоставимые по многим признакам с палеоокеанической мантией. Они подвержены дунитизации, сопровождаемой обособлением хромитовых руд. Характерными процессами являются серпентинизация, оталькование, куммингтонитизация и многократные процессы обратной регенерации с образованием полнокристаллических пироксен-оливиновых пород.

б) Выше располагается габброндная формация, включающая клинопироксеновые, троктолитовые, верлит-верлестеритовые и габбро-анортзитовые породы, границы которых с гарцбургитами тектонические. Полный разрез серии снизу вверх представлен: перидотитами, гарцбургитами, клинопироксенитами, меланократовыми габброидами, а сверху налегают лейкократовые габбро, анортзиты и плагиогранофиры. Особенности кальбазитового комплекса не противоречат его образованию по механизму кристаллизационной дифференциации в сочетании с метасоматическими процессами.

в) Венчает офиолитовый разрез толща базальт(диабаз)-кератофир-кремнистой формации, сложенной из переслаивающихся толеитовых диабазов и их спилитизированных разновидностей с кремнисто-фтанитовыми породами, граувакками и рифогенными известняками, формирующими зачастую олистоstromу.

Указанные соотношения отчетливо фиксируются по геохимическим признакам петрогенных и редких элементов [12, 13], из чего следует:

а) отчетливая геохимическая контрастность офиолитовой ассоциации от гарцбургитов до граувакк;

б) для всей ассоциации, за исключением лейкократовых членов, Sr устойчиво преобладает над Ba, что типично для «примитивных» глубинных пород. В группе гарцбургитов Ba/Sr достигает максимума—3,3, в противоположность этому в верлитах, пироксенитах и пр. содержание Sr резко увеличивается, а Ba/Sr колеблется около—0,5. Эти и другие геохимические признаки демонстрируют, что породы ряда гарцбургит (перидотит)-верлит (пироксенит) не являются генетически однородными и петрологически независимы;

в) с другой стороны, геохимические признаки указывают на развитие линии эволюционной серии пород палеоокеанической коры: пе-

**С Х Е М А**  
петролого-тектонической эволюции формаций пород в пределах  
Армении (Малый Кавказ) в мезокайнозой

тектонические		геологические		Петрологические		Петролого-тектонические формации	Структурно-формационные зоны		
Стадии	типы коры	Ассоциации	Комплексы	Серии	Парагенезисы				
Переходная (Средиземноморская)	K* (N <sub>1</sub> <sup>2</sup> -Q)	IV	Активно-окраинная	Вулкано-плутонический	Субщелочная	Трахибазальт, трахиандезит, трахидацит, трахилипарит	Трахиандезито-базальтовая	Базумо (Мисхано)-Зангезурская или Центрально-Армянская	
					Известково-щелочная	Базальт (ол.), андезит-базальт (ол., долерит), андезит, кв. андезит андезиго-дацит, дацит, липарито-дацит, липарит.	Липаритовая		
					Щелочно-толентовая	Порфировидный сиенито-гранит, граносиенит; гранит, гранит-порфир, гранит-аплит.	Калиево-гранитная		
						Тефрит, сиенит-порфир; псевдолейцитовый и эпилейцитовый андезит; фонолит, трахит, трахисиенит.	Сиенитовая		
	I	I	Островодужная	Вулкано-плутонический	Сиениты: щелочной, нефелиновый, псевдолейцитовый, кварцевый; сиенито-диорит.	Банатитовая			
					Габбро-монзонит, монцо-диорит, монзонит, кв. монзонит, монцогранит; габбро-эссекент, шонкиннит, тингуант.				
	(J <sub>2</sub> -K <sub>2</sub> )	I	I	Островодужная	Вулкано-плутонический	Норит (ол.), габбро норит, габбро-пироксенит; Габбро (Ол., Амф., Би.), габбро-диорит, диорит, кв. диорит, гранодиорит (адамелит)	Андезитовая		
						Базальт, андезит-базальт, андезит, кв. андезит, андезиго-дацит, дацит, риолит.			
						Плагиогранит, альбитофир; плагиопорфир, кв. плагиопорфир плагиолипарит.			Плагиогранитная
						Габбро, габбро-диорит, кв. диорит (тоналит), гранодиорит.			Тоналитовая
Палеоокеаническая (Мезо-Тетис)	J-K <sub>1</sub>	Океанический	Офиолитовая	Вулканогенно-осадочный (полосчатый)	Кремнисто-карбонатная	Радиолярит (яшмоид), кремнистый известняк (рифовый известняк); туфоконгломерат, граувакка, алевролит; аргиллит.	Глаукофан-альмандиновая (квази-эклогитовая) Габбро-амфиболитовая Базальт (диабаз)-кератофир кремнистая (океаническая)	Амасия-Севано-Акеринская (Присеванская); Араксинская (Вединская) и Зангезурская (шовная)	
					Эффузивная	Ол. базальт, высокотитанистый—магнезиальный базальт, голентовый базальт (долерит), андезит-базальт, андезит; Бонинит.			
					Дайково-экструзивная	Пикрит, пироксенит, анортозит. Габбро-диабаз, диабаз, диабазовый порфирит; Габбро-порфирит, габбро-диорит, микродиорит, диорит-порфирит. Андезит, андезит-диорит, андезиго-дацит, дацит, трахидацит, трахит, кератофир.			
					Ультракальмафитовая	Дунит (II), оливинит; ол. габбро (эвкрит), троктолит, анортозит, плагиогранофир; норит, габбро-норит, габбро (Би., Амф.), верлит, вебстерит, клинопироксенит.			
					Реакционно-ультрамафитовая	Дунит (I—метадуниг), ортопироксенит (энстатитит, бронзитит); плагио:—перидотит.—верлит,—вебстерит.			
					Ультрамафитовая (мантийная)	Лерцолит (аполерцолит), гарцбургит (апогарцбургит).			
				Гарцбургитовая (мантийная)					



ридоит (верлит)-плагноклазовый перидотит (анортозит-пегматит)-гроктолит. Для серии характерен рост Na при практически неизменных содержаниях K и Rb и постоянстве K/Rb. Содержания Sr и отношения Ba/Sr имеют в этой серии обратно пропорциональные отношения и обязаны вариациям Sr. О соотношениях гарцбургитов и верлитов судить пока трудно, но по аналогии вариационной линии перидотит-анортозит, линия верлит-анортозит стремится к «салитизации», аналогичной явлению «габбронизации» гарцбургитов;

г) комплементарно-промежуточное положение островодужных андезито-базальтов по составу и содержаниям малых элементов между породами океанической мантии и коры, с одной стороны, и океанического чехла (граувакки, яшмы)—с другой, служит дополнительным показателем роли пород океанического разреза как источника вещества для андезито-базальтовой ассоциации островных дуг.

По данным микрозондового изучения [13] породообразующих минералов: пироксенов, гранатов, шпинелей, ильменитов и их сопоставления с градуированными аналогами составов минералов из других регионов следует, что в нашей офиолитовой ассоциации:

а) резко преобладают гранаты с альмандиновой, андрадитовой и спессартиновой составляющей, перекрывающие на РТ-диаграммах поля амфиболитовой, глаукофан-сланцевой и эклогитовой фаций. В особенности это относится к гранатам из алмазоносного серпентинитового меланжа [12];

б) преобладают ортопироксены с низкой глиноземностью и клиноприоксены с низкими значениями жадеитового, хромшпинелевого компонентов, а также ильмениты с высокой титанистостью и шпинели с низкой глиноземностью.

Все эти минералогические данные свидетельствуют о малых давлениях (около 15 кб) преобразования пород офиолитовой ассоциации. Таким образом, петролого-геохимические признаки пород и минералов офиолитовой ассоциации позволяют сделать следующие выводы:

1. На палеоокеанической стадии породы ассоциации гетерогенны по исходному веществу. В ходе формирования коры дунит-гарцбургит-лерцолитовый комплекс океанической мантии и их палеоаналогов-офиолитов представляет рестит от выплавливания континентальных плато-базальтов (траппов) из метаморфически базифицированных сиалических континентальных эклогитов. Геохимические индикаторные признаки подтверждают вещественное сродство между породами «гранитного» слоя континентов: плагногранофирами, платобазальтами и гарцбургитовым комплексом офиолитов. Дуниты и хромитовые руды представляют продукты метасоматоза гарцбургитов.

Расслоенный (полосчатый) комплекс габбронидной формации является продуктом дифференциации толентов океанического типа, общий геохимический стиль которых он сохраняет. А сами толенты и породы расслоенного комплекса имеют более симатический характер, установившийся в ходе дифференциации и метаморфической базификации гранатовых перидотитов.

2. Породы офиолитовой ассоциации отвечают фациям метаморфизма малых глубин (45—50 км), не ниже верхов гранулитовой. Метаморфогенные образования обладают четкой латеральной зональностью и соответствуют фации глаукофановых сланцев и коровых (альмандиновых) эклогитов.

3. Индекс-минералы высоких давлений (алмаз, муассанит), встречающиеся в породах гарцбургитовой формации, рассматриваются нами как метастабильные акцессории, сохранившиеся в качестве реликтовых ксенокристов исходных гранатовых перидотитов—родоначальной матрицы ультрамафитов [12].

4. Офиолиты с различными вариантами геологических несогласий перекрываются породами островодужной ассоциации, представленной андезитовой, тоналитовой и плагногранитной формациями. Породы данной ассоциации являются продуктами почти полного плавления по-

род расслоенного комплекса диабазов и фтанитов офиолитовой ассоциации (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фация). Особенно примечателен толентовый характер их вулканизма, описанный многократно для юрско-меловой Сомхето-Карабахско-Кафанской зоны Армении.

На переходной (средиземноморской) стадии происходили излияния толентовых базальтов, андезитов, трахиандезитов и липаритов, ассоциированных с подстилающими в разрезе мощными аллохтонными флишево-олистоостромовыми сериями офиолитов. Завершением этого этапа является наращивание островной дуги и становление «незрелого-промежуточного» корового магматизма с преобладающими в его петрохимическом стиле Na над K. Позднее проявляется мощный калиевый метасоматоз, процессы магматического замещения и, как результат, развиваются формации типа—банатитовой, сиенитовой и калиево-гранитной. Ответственным механизмом кристаллизации этих расплавов мы продолжаем считать изотермическую апотектическую кристаллизацию [3]. Геохимический облик этих хорошо изученных [3, 12, 13] серий пород выражен в резких различиях содержаний ряда редких элементов ( $\Sigma TR, Li$ ) при кристаллизации щелочных субсерий (насыщенных и ненасыщенных— $SiO_2$ ) в рамках систем типа: Фо-Не-Кв; Фо-Лц-Кв или Ди-Не-Кв; Ди-Лц-Кв. Для  $\Sigma TR, Li$  температурного барьера в этих системах не существует, в то время как этого нельзя утверждать для Rb, Pb, Mo, Cu и др. Это подводит к идее о признании для региона определенной металлогенической специализации магматических расплавов.

На завершающей—континентальной стадии ярко выражена активизация вулканизма, в том числе липаритовой и трахиандезитобазальтовой формаций, завершающих последний, IV—гранитно-метаформический слой мезокайнозойской коры в пределах Малого Кавказа. Доверхнеплиоценовые вулканы образуют типично известково-щелочные и субщелочные серии. Излияния щелочно-базальтового вулканизма были достаточно краткосрочными и уже в плиоцен-четвертичное время снова получают наиболее широкое развитие андезито-базальты и липариты (табл. 1).

Результаты выполненных в последнее время совместных исследований [4, 5] позднекайнозойского вулканизма и геодинамики Армянского нагорья по данным глубинных включений в лавах и интерпретации их физических характеристик при высоких РТ-условиях показали:

1. Отчетливое взаимодействие (энергетическое и динамическое) коры и верхней мантии. Оно выражалось в совпадении во времени и пространстве участков с высокими значениями геотермического градиента, высокой сейсмичности и тренда общей щелочности в сторону повышения роли  $K_2O$  в высоко расположенных по разрезу магматических камерах вулканов. Этот процесс реализуем в коре в условиях преобладания тектонических усилий растяжений над сжатием.

2. Подобное синхронно-активное состояние коры и верхней мантии региона существенно отличается от аналогичных внутриконтинентальных зон активизации (Монголия), поскольку в Армении мантийный магматизм выражен значительно слабее, а области разуплотнения приближены к поверхности. Такое одновременное «горячее»—активное состояние мантии и коры в регионе свидетельствует об особом геодинамическом режиме, отличающемся от известных схем геосинклинального и орогенного развития (в понимании В. В. Белоусова). Более того, установленные преобразования низов коры в ходе ультраметаморфизма—амфиболитовой фации, калиевого метасоматоза указывают на возможность выплавливания андезитовых и андезит-базальтовых магм из первичного субстрата базальтового слоя в условиях воздействия вертикальных щелочных флюидных потоков на магматические очаги. Полученные петролого-геохимические эффекты удовлетворительнее объясняются с позиции мобилизма, поскольку очаги активного глубинно-щелочного новейшего вулканизма трассируют

известную шовную дугообразную Базумо-Зангезурскую тектоническую зону.

## ВЫВОДЫ

1. Верхнефанерозойская (мезокайнозойская) история земной коры Армении (Малый Кавказ) представляется как сложное и многостадийное развитие петролого-тектонических (тектоно-плутонических) ассоциированных формаций магматических и метаморфических пород, которые сформировались в ходе поступательного геодинамического процесса сочленения окраины Иранского мезоконтинента—Центрально-Армянского мегаблока с Сомхето-Карабахско-Кафанской палеоостровной дугой. Этот процесс сопровождался тектоническим скупиванием пород палеоокеанической, переходной и континентальной стадий.

2. Палеоокеаническая стадия представлена формациями офиолитовой ассоциации пород, имеющими пятнисто-полосовое распространение в Присеванской (Амасия-Севано-Акеринской), Араксинской (Вединской) и шовной Зангезурской зонах. Офиолитовые члены ассоциации подверглись тектоническому выдавливанию, растаскиванию чешуй, пластин и накоплению мощных флишево-олигостромовых толщ. Они сопровождаются хромовым, хризотил-асбестовым и наложенным золото-ртутным оруденением. Детальными исследованиями офиолитовой ассоциации установлены малая глубина их преобразования (45—50 км), геохимическая контрастность от своих океанических аналогов и более полная «стратификация» членов ассоциации.

3. Переходная (средиземноморская) стадия представлена формациями, характерными для островной дуги (Сомхето-Карабахско-Кафанская) со связанным оруденением меди и полиметаллов. Этой же стадии свойственно «наращивание» островной дуги и становление «незрелого» корового магматизма с преобладанием в его составе Na над K. На данной стадии развития активных окраин возникают тенденции калиевого метасоматоза, магматического замещения и внедрения третичных гранитоидов с связанным медно-молибденовым и золото-сульфидным оруденением.

4. Далее, на завершающей континентальной стадии формирования коры ярко выражено образование вулканических формаций с отчетливой тенденцией колебания уровней щелочности расплавов. Здесь же прослеживается динамика очагов магматизма и метаморфизма в условиях тесного взаимодействия активных—«горячих» участков коры и верхней мантии, размещенных вдоль шовной Базумо-Зангезурской зоны.

Армянская научно-исследовательская геохимическая станция ГЕОХИ АН СССР

Поступила 17.11.1986.

## Ի. Գ. ԿԵՎՈՐԳՅԱՆ

ՎԵՐԻՆ ԶԱՆԵՐՈՉՈՅՈՒՄ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ (ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ) ՄԱՅՐՑԱՄԱՔԱՅԻՆ ԿԵՂԵՎԻ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ԸՆԹԱՅՔՈՒՄ ԱՊԱՐԱԲԱՆԱ-ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ ՊՐՈՑԵՍՆԵՐԻ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ԳԾԵՐԸ

## Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում բերված են Հայաստանի (Փոքր Կովկասի) սահմաններում մեզոկայնոզոյի ընթացքում երկրադինամիկ տարրեր իրադարձությունների պարզացման հետ կապված ապարների ապարաբանա-տեկտոնական (տեկտոնա-պլուտոնիկ) ֆորմացիաների առաջացման առանձնահատկությունները: Այդ պրոցեսն ուղեկցվել է հնչաօվկիանոսային, անցումնային (միջերկածովային) և մայրցամաքային փուլերում առաջացած ապարների տեկտոնա-

կան կուտակումից: Հնէաօվկիանոսային փուլը ներկայացված է Մերձսևանյան, Արաքսի (Վեդու) և Զանգեզուրի կարային զոնաներում սարածված օֆիոլիտային ասոցիացիայի ապարների ֆորմացիաներով:

Անցումնային (միջերկրածովային) փուլն ուղեկցվել է կղզային աղեղների (Սոմխետ-Ղարաբաղի-Ղափանի) և մայրցամաքների ակտիվ եզրամասերին (Կենտրոնական-Հայկական զոնա) բնորոշ ապարների ֆորմացիաների առաջացմամբ:

Ավարտական՝ մայրցամաքային փուլի՝ ընթացքում վառ արտահայտություն է գտել կրալկալային և ենթաալկալային սերիաների ապարներ առաջացնող հրաբխականությունը:

Բերված երկրատեկտոնական մոդելի հիման վրա հետադրուոված են ապարաբանա-երկրաբանական պրոցեսները և հազվագյուտ մետաղների վարքը:

R. G. GUEVORKIAN

## THE PETROLOGICAL-GEOCHEMICAL PROCESSES MAIN FEATURES OF THE ARMENIA (MINOR CAUCASUS) CONTINENTAL CRUST FORMATION DURING LATE PHANEROZOIC

### A b s t r a c t

Origin peculiarities of the rocks petrological-tectonic (tectonic-plutonic) formations are shown connected with the geodynamical conditions development on the Armenia (Minor Caucasus) territory during Mesozoic. This process was accompanied with the tectonic clustering of paleoceanic, transitional (mediterranean) and continental stages rocks. The paleoceanic stage is represented by ophiolite association rock formations in Near-Sevanian, Araxian (Vedi) and suture Zanguezoor zones.

The transitional (mediterranean) stage was accompanied by the island arc (Somkhet-Karabagh-Kaphan) and active continental margins (Central Armenian zone) rock formations development.

During the final continental stage calc-alkaline and subalkaline volcanic rocks series are characteristic.

On the basis of this geotectonic model the petrological-geochemical processes and rare metals behaviour are considered.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т., Сатуан М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, т. XXX, № 4—5.
2. Асланян А. Т. История тектонического развития Тавро-Кавказской области. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984. 161 с.
3. Геворкян Р. Г. Геохимические особенности и петрогенезис щелочных пород центральной Армении: Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. кандид. г.-м. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1965. с. 220.
4. Генштафт Ю. С., Юханян А. К., Салтыковский А. Я., Геворкян Р. Г. Об особенностях эндогенного режима Армянского нагорья в кайнозой.—Геотектоника, 1985, № 2, с. 67—76.
5. Генштафт Ю. С., Юханян А. К., Геворкян Р. Г. Ксенолиты и мегакристаллы в лавах Гегамского нагорья (Армения).—В кн.: Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма, М.: Наука, 1982, 187 с.
6. Карякин Ю. В. Геодинамические обстановки формирования вулканогенных комплексов Малого Кавказа а альпийское время: Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН ССР, 1985.
7. Книппер А. Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа (внутреннее строение и возраст). Геотектоника, № 5 и 6, 1971.

8. Книппер А. Л. —Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). Тр. ГИН АН СССР, М.: 1975, вып. 267, 297 с.
9. Ковалев А. А., Карякин Ю. В. Состояние проблемы строения и эволюции островных дуг и связи с ними месторождений полезных ископаемых. Обзор. общ. и рег. геол., геол. картирования, ВИЭМС, 1977, 36 с.
10. Лордкипанидзе М. Б. Мезо-кайнозойский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса: Автореф. докт. диссертации, ГИН АН ГрузССР, Тбилиси, 1986, 48 с.
11. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР (Абовян С. Б., Агамалян В. А., Асланян А. Т. и др. Отв. ред Н. Г. Магакьян). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1980. 331 с.
12. Павленко А. С., Геворкян Р. Г., Асланян А. Т., Гулян Э. Х., Егоров О. С., Паланджян С. А. К вопросу об алмазоносности гипербазитовых поясов Армении.—Геохимия, 1974, № 3, с. 365—379
13. Павленко А. С., Геворкян Р. Г., Мартиросян Л. Н. Геохимические критерии глубинности пород офиолитовой ассоциации Армении. М.: ВИНТИ, 1977. 41 с.
14. Сатян М. А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984. 195 с.
15. Соколов С. Д. Олисторомовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 94 с.
16. Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии, М 1:5000000). М.: Наука, 1980. 220 с.
17. Твалчрелидзе Г. А., Панцулая В. В. Новые принципы металлогенетического районирования Кавказа.—В кн.: Геология и технология минерального сырья Кавказа, Тбилиси: Мецниереба, 1982, с. 9—35.

Известия АН Арм.ССР. Науки о Земле, XL, № 1, 9—16, 1987

УДК: 552.3: 551.24 (479.25)

## А. Т. АСЛАНЯН, М. А. САТЯН, А. Х. МНАЦАКАНЯН, Г. А. ХАНЗАДЯН ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ШАРОВЫЕ ЛАВЫ ВЕДИНСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

В разрезе офиолитовой серии Вединской зоны выявлены два горизонта высокомагнезиальных шаровых лав: низщелочные пикродолериты с 22—19% MgO и щелочные пикробазальты с 11% MgO. Первые характеризуют высокую степень плавления мантийного вещества ( $T_{лик} = 1220—1400^\circ$ ).

Рассмотрены тектонические условия возникновения зон растяжения субплатформенного основания и излияния высокомагнезиальных лав и проведено сопоставление с их аналогами на Кипре.

Исключительная редкость высокомагнезиальных шаровых лав в офиолитовых разрезах Средиземноморья и Передней Азии и их высокая значимость для петролого-тектонических реконструкций определяют интерес к находкам пикродолеритов и пикробазальтов в Вединской офиолитовой зоне.

Высокомагнезиальные шаровые лавы пикродолеритов, обнаруженные по левобережью в среднем течении р. Кюсуз (рис. 1), прослеживаются на протяжении не менее 3 км при мощности до 20—30 м. Вмещающие их отложения кремнисто-вулканогенной формации дислоцированы разрывными нарушениями, разрез ее разобран на ряд блоков. Пикродолериты находятся в опрокинутом залегании. Подстилающие (в опрокинутом разрезе их перекрывающие) микритовые перемятые розовые и светло-серые тонкослоистые известняки имеют падение ЮВ  $110^\circ < 25^\circ$ . Контакт их с брекчией закалки пикробазальтового состава носит явные признаки разрыхления известняков и формирования горной муки, свойственной зонам термального на них воздействия.

Горизонт шаровых пикродолеритов складывается преимущественно оливково-темно-зелеными породами, относимыми к брекчии закалки, в массе которой здесь и там беспорядочно размещены черные шаровые обособления и обрывки шаров пикродолеритов, составляющие не более

8. Книппер А. Л. —Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). Тр. ГИН АН СССР, М.: 1975, вып. 267, 297 с.
9. Ковалев А. А., Карякин Ю. В. Состояние проблемы строения и эволюции островных дуг и связи с ними месторождений полезных ископаемых. Обзор. общ. и рег. геол., геол. картирования, ВИЭМС, 1977, 36 с.
10. Лордкипанидзе М. Б. Мезо-кайнозойский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса: Автореф. докт. диссертации, ГИН АН ГрузССР, Тбилиси, 1986, 48 с.
11. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР (Абовян С. Б., Агамалян В. А., Асланян А. Т. и др. Отв. ред Н. Г. Магакьян). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1980. 331 с.
12. Павленко А. С., Геворкян Р. Г., Асланян А. Т., Гулян Э. Х., Егоров О. С., Паланджян С. А. К вопросу об алмазоносности гипербазитовых поясов Армении.—Геохимия, 1974, № 3, с. 365—379
13. Павленко А. С., Геворкян Р. Г., Мартиросян Л. Н. Геохимические критерии глубинности пород офиолитовой ассоциации Армении. М.: ВИНТИ, 1977. 41 с.
14. Сатян М. А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984. 195 с.
15. Соколов С. Д. Олисторомовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 94 с.
16. Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии, М 1:5000000). М.: Наука, 1980. 220 с.
17. Твалчрелидзе Г. А., Панцулая В. В. Новые принципы металлогенетического районирования Кавказа.—В кн.: Геология и технология минерального сырья Кавказа, Тбилиси: Мецниереба, 1982, с. 9—35.

Известия АН Арм.ССР. Науки о Земле, XL, № 1, 9—16, 1987

УДК: 552.3: 551.24 (479.25)

## А. Т. АСЛАНЯН, М. А. САТЯН, А. Х. МНАЦАКАНЯН, Г. А. ХАНЗАДЯН ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ШАРОВЫЕ ЛАВЫ ВЕДИНСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

В разрезе офиолитовой серии Вединской зоны выявлены два горизонта высокомагнезиальных шаровых лав: низщелочные пикродолериты с 22—19% MgO и щелочные пикробазальты с 11% MgO. Первые характеризуют высокую степень плавления мантийного вещества ( $T_{лик} = 1220—1400^\circ$ ).

Рассмотрены тектонические условия возникновения зон растяжения субплатформенного основания и излияния высокомагнезиальных лав и проведено сопоставление с их аналогами на Кипре.

Исключительная редкость высокомагнезиальных шаровых лав в офиолитовых разрезах Средиземноморья и Передней Азии и их высокая значимость для петролого-тектонических реконструкций определяют интерес к находкам пикродолеритов и пикробазальтов в Вединской офиолитовой зоне.

Высокомагнезиальные шаровые лавы пикродолеритов, обнаруженные по левобережью в среднем течении р. Кюсуз (рис. 1), прослеживаются на протяжении не менее 3 км при мощности до 20—30 м. Вмещающие их отложения кремнисто-вулканогенной формации дислоцированы разрывными нарушениями, разрез ее разобран на ряд блоков. Пикродолериты находятся в опрокинутом залегании. Подстилающие (в опрокинутом разрезе их перекрывающие) микритовые перемятые розовые и светло-серые тонкослоистые известняки имеют падение ЮВ  $110^\circ < 25^\circ$ . Контакт их с брекчией закалки пикробазальтового состава носит явные признаки разрыхления известняков и формирования горной муки, свойственной зонам термального на них воздействия.

Горизонт шаровых пикродолеритов складывается преимущественно оливково-темно-зелеными породами, относимыми к брекчии закалки, в массе которой здесь и там беспорядочно размещены черные шаровые обособления и обрывки шаров пикродолеритов, составляющие не более

30% от всей породы. Размер шаровых обособлений в диаметре достигает 30—40 см, в разрезе некоторых из шаров отчетливо обособляется более крепкое и свежее ядро ( $d \sim 5-10$  см), промежуточная менее крепкая серпентинизированная часть и внешняя сфера с более стекловатой и трещиноватой поверхностной коркой.

В верхней части разреза выявляется пачка темносеровато-коричневых трахитовых туфов, мощностью до 1,7 м, лито-витро-кристаллокластических, тонкослоистых с пропластками радиоляритов с градационной слоистостью. К-Аг датировки туфов дают цифры в 94—120 млн. лет. Горизонт пикродолеритовых лав перекрывается тонкослоистыми красными известковистыми силицитами. В этой части разреза нередко также силлы и потоки (?) габбро-диабазов<sup>1</sup>, линзы крупносреднезернистых рыхлых доломитов, чередующихся с желтыми и бурыми силицитами, обладающими глобулярным строением.

Наконец, следует отметить еще две маркирующие пачки голубовато-серых вулканокластов, мощностью до 3 м каждая, которые размещены стратиграфически выше красных силицитов и обычно разобщены тонкослоистыми микритовыми известняками. Состав вулканокластов весьма своеобразен низкой кремнеземистостью (41%) и высокой калиевой щелочностью (4%).

Второй горизонт высокомагнезиальных лав обнаружен по правобережью долины Веди, в верховьях поперечных долине оврагов, в 1,5—2 км севернее и северо-восточнее развалин с. Азизкенд (рис. 1). Лавы

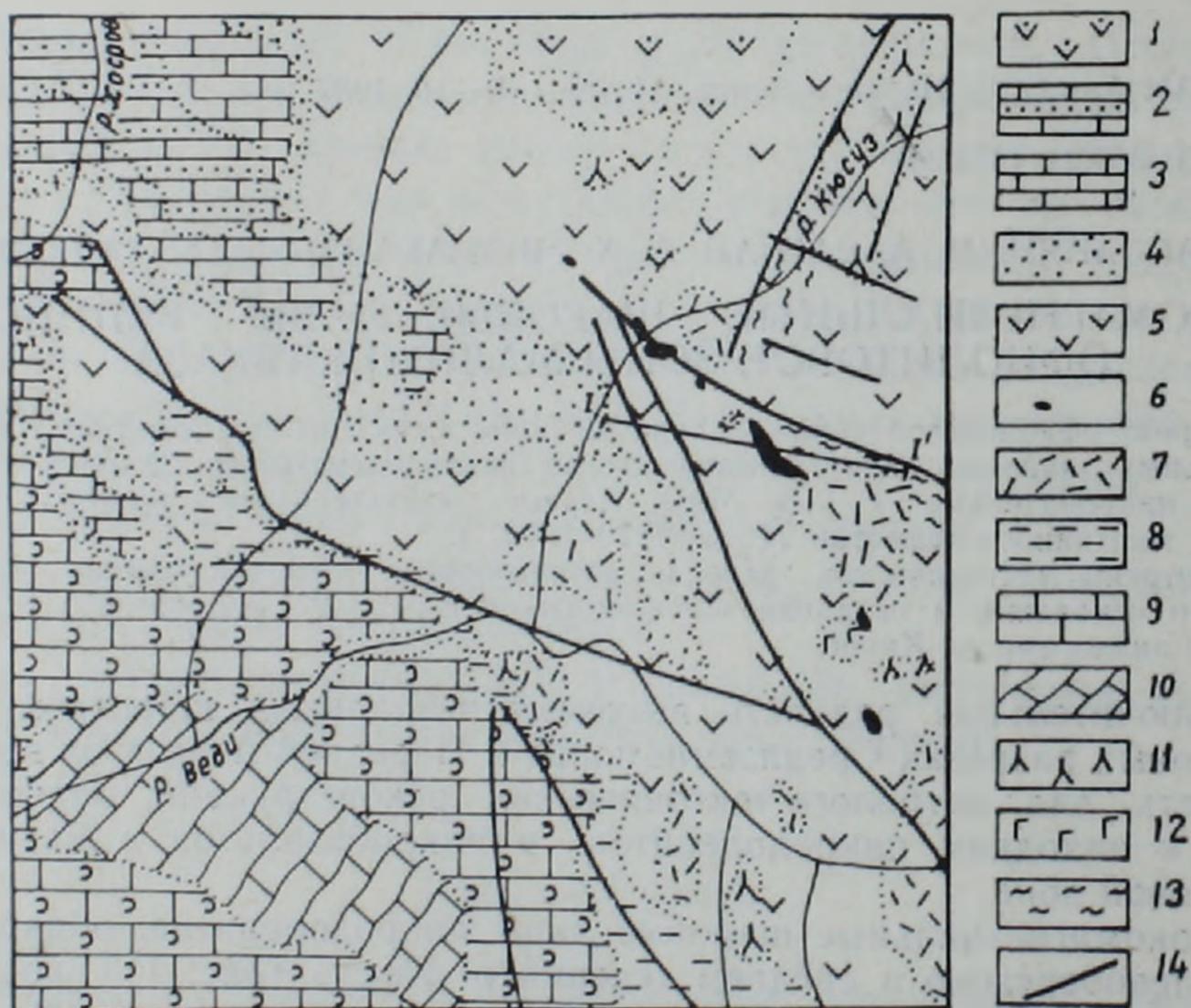


Рис. 1. Схематическая геологическая карта верховья басс. р. Веди. 1. Лавы. Плиоцен. 2. Флишондная толща. Даний-палеоцен. 3. Микритовые известняки. Верхний сантон—верхний сенон. 4. Граувакковая толща, офиолитокластическая. Верхний коньяк—нижний сантон. 5. Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая толща офиолитовой серии. Альб—нижний коньяк. 6. Крупные выходы шаровых лав пикродолеритов и пикробазальтов. 7. Туфовые трубки андезитового состава. 8. Мергельная свита. Нижний коньяк. 9. Известняковая толща. Сенoman-турон. 10. Известняковая толща. Пермь-нижний триас. 11. Ультрабазиты серпентинизированные (гарцбургиты и др.). 12. Габбро. 13. Зона рассланцевания. 14. Разломы.

<sup>1</sup> По-видимому, именно внутри данной группы пород установлены субвулканические тела высокомагнезиальных оливин-клинопироксеновых габбро, которые упоминаются Г. С. Закарнадзе с соавторами [4].

темно-серого цвета с шаровидной, местами типично шаровой отдельностью. Размер шаров достигает в диаметре 1,5—1,7 м.

Внутренняя концентрическая структура шаров очень слабо заметна, либо отсутствует. Матрикс преобладает над шаровыми обособлениями, по строению это гналокластиты, сильно серпентинизированные. Поля их сопровождаются развитием на склонах оползней. Мощность горизонта шаровых пикробазальтов достигает 50—70 м.

Пикробазальты несогласно залегают над мощными тонкослоистыми микритовыми известняками и известковистыми силицитами, причем можно видеть признаки вспахивания их вышележащими пикробазальтами и включения в подошву пикробазальтов, которые тектонически размещены над ними, представляя внутриформационную покровную пластину, скорее гравитационного происхождения. Из структурных построений предполагается, что первый горизонт пикродолеритов занимает в разрезе кремнисто-эффузивно-вулканокластической формации более высокое положение, чем второй горизонт—пикробазальтов.

Перейдем к краткой петрохимической характеристике высокомагнезиальных шаровых лав.

Высокомагнезиальные лавы первого горизонта относятся к пикродолеритам (троктолитодолеритам) и пикробазальтам. Микроструктуры их варьируют от полнокристаллических панидиоморфнозернистых или порфирированных в центральных частях лавовых потоков до резкопорфирированных с гналиновой основной массой в периферических зонах шаров и в гналокластическом матриксе. Соответственно увеличивается трещиноватость пород, замещенность оливина иддингситом и серпофитом. Шары пикродолеритов резко обособляются от матрикса своим черным цветом, массивным сложением и большей крепостью.

Разности с панидиоморфнозернистой структурой несут следы равновесной кристаллизации в условиях сравнительно медленного охлаждения и характеризуются примерно равной степенью идиоморфизма трех главных минералов—оливина (40—45%), плагиноклаза (35—40%) и авгита (15—25%). Участками наблюдаются переходы к пойкилофитовой структуре с появлением вростков оливина в крупных индивидах клинопироксена. В виде призматических выделений или агрегатов, замещающих клинопироксен, присутствует бурая роговая обманка. В интерстициях отмечаются агрегаты цеолитов.

Разности с порфирированной структурой кристаллизовались в два этапа и содержат крупные одиночные идиоморфные фенокристаллы оливина или их гломеросростки на фоне тонкокристаллической плагиноклаз-клинопироксеновой основной массы. Количественное содержание оливина и плагиноклаза в этих разностях возрастает, доходя до 45—50% и 40—45% соответственно; количество клинопироксена сокращается до 5—6% и появляется интерстициальный серпофит (1—3%). Для основной массы характерна вариолитовая микроструктура с образованием сноповидных, веерообразных агрегатов резко удлиненных кристаллов плагиноклаза, в промежутках между которыми располагаются мелкие зерна клинопироксена, реже магнетита.

Матрикс—закалочная брекчия оливково-зеленого, охристо-зеленого, голубовато-зеленого цвета, сложенная пикробазальтами с резко выраженным порфирированным сложением и гналиновой основной массой. Единственной фазой фенокристаллов в них является оливин (40—45%), нацело преобразованный в серпофит-иддингситовый агрегат. Оливин погружен в буроватую, ярко окрашенную апогналиновую массу тонкоагрегатного или чешуйчато-волокнистого строения, состоящую из гидрослюдистого минерала типа иддингсита. Эта масса пропитана гидроокислами железа и на отдельных участках становится полупрозрачной, особенно вокруг фенокристаллов оливина.

Во втором горизонте развиты пикробазальты, которые характеризуются афировой или спорадофировой, мелкозернистой, вариолитовой микроструктурой. Резко сокращается в них количество вкрапленников оливина, и состав преимущественно плагиноклаз-клинопироксеновый.

Микроструктурные особенности описываемых лав обоих горизонтов свидетельствуют о ранней кристаллизации оливина в качестве фазы, избыточной против плагиоклаз-пироксеновой котектики. На позднемагматической стадии в центральных частях шаров наиболее мощных лавовых тел первого горизонта, где еще сохраняется флюидная фаза, развивается первичная роговая обманка. Послемагматический минеральный комплекс представлен цеолитами, иддингситом, серпофитом, актинолитом.

Вкрапленники оливина (табл. 1) характеризуются высоким содержанием форстеритовой молекулы ( $f=0,16-0,17$ ), низкой кальциево-стью и глиноземистостью. Клинопироксены относятся к диопсид-сали-там ( $Wo_{46-44} En_{41-42} Fs_{13-14}$ ) с пониженной железистостью ( $f=0,24-0,25$ ) и к авгитам ( $Wo_{45} En_{38-39} Fs_{17-16}$ ) с более высоким содержанием железа ( $f=0,29-0,31$ ), титана и алюминия. Состав первично-магма-тической роговой обманки близок к эдениту по высокому содержанию  $SiO_2$ ,  $MgO$  и щелочей. Повышенное содержание титана в авгите, эденитовый состав роговой обманки, а также отсутствие в минераль-ном парагенезисе ортопироксена указывают на субщелочной уклон вмещающих пород и сравнительно высокое парциальное давление флюида.

Таблица 1

Химический состав темноцветных породообразующих минералов из высокомагнезиальных пикродолеритов и пикробазальтов Вединской офиолитовой зоны

№№ обр.	Оливин		Клинопироксен				Роговая обманка		
	135	2	135	135а	1	1а	135б	135в	135г
$SiO_2$	39,55	38,86	50,16	52,02	48,91	48,48	47,44	45,28	45,10
$TiO_2$	—	0,01	0,90	0,38	1,49	1,37	1,59	2,34	2,63
$Al_2O_3$	0,08	0,06	1,68	1,62	4,30	4,27	5,52	7,18	7,40
$\Sigma FeO$	15,31	15,66	7,33	7,69	9,41	10,04	8,50	9,75	9,77
$MnO$	0,18	0,22	0,24	0,52	0,20	0,21	0,15	0,11	0,19
$MgO$	41,25	43,87	14,09	13,99	13,14	12,68	17,80	10,31	15,96
$CaO$	0,32	0,31	20,62	21,69	21,06	20,70	10,30	16,47	10,37
$Na_2O$	0,03	0,02	0,34	0,74	0,43	0,50	3,19	3,46	3,30
$K_2O$	—	0,01	0,01	—	—	0,03	0,07	0,31	0,33
$NiO$	0,30	—	0,08	—	0,06	0,08	0,04	0,10	0,05
$Cr_2O_3$	—	—	0,26	—	0,11	0,13	—	0,13	0,03
$\Sigma$	100,02	99,37	98,70	98,69	99,14	98,49	94,59	95,44	96,13
$f$	0,16	0,17	0,25	0,24	0,29	0,31	0,21	0,48	0,35

Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР на микроанализаторе *Самбелх*; аналитик В. Н. Королюк. Место отбора—левобережье ср. течения р. Кюсуз.

Петрохимические пересчеты составов высокомагнезиальных лав (табл. 2) выполнены на безводной основе: содержание воды, связанной с иддингситизацией, цеолитизацией и хлоритизацией, достигает 4—12%. Химизм пород указывает на их принадлежность к низкоглиноземистому толентовому ряду, меланократовый облик и ненасыщенный  $SiO_2$  гиперстеннормативный состав. По содержанию  $MgO$ ,  $TiO_2$  и суммы щелочей они подразделяются на две группы: 1) высокомагнезиальную, низкотитанистую и низкощелочную (анализы 1—4), приближающуюся к границе коматитовой и толентово-серий и 2) умеренномагнезиальную и высокотитанистую, с более высоким содержанием суммы щелочей (анализы 5, 6), отвечающую толентово-серий. Выявляется также, что в изученной группе пород направленность вариаций  $SiO_2$  и  $Na_2O + K_2O$  совпадает, но темп возрастания суммы щелочей более резкий.

Химический состав лав пикродолеритов и пикробазальтов  
офиолитовой серии Ведикской зоны

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	38,22	39,07	35,42	42,84	40,19	43,66
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,50	0,46	0,59	1,08	1,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,73	5,69	11,19	8,23	7,77	13,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,36	8,37	8,70	13,94	9,00	6,20
FeO	3,97	8,04	11,74	2,29	7,66	7,95
MnO	0,14	0,15	0,18	0,11	0,23	0,05
MgO	22,29	21,68	19,36	19,19	11,16	11,12
CaO	3,12	3,32	2,01	6,53	10,29	5,35
Na <sub>2</sub> O	1,00	0,20	0,35	1,00	1,30	1,80
K <sub>2</sub> O	0,08	0,26	0,10	0,20	0,40	0,40
H <sub>2</sub> O	4,73	4,09	2,08	1,08	1,12	1,16
п.п.п.	8,60	8,10	8,90	4,54	10,46	8,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,23	0,05	—	0,11	0,18
Σ	100,61	99,70	100,54	100,54	100,77	100,50

## Параметры по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	2,3	0,8	0,8	2,3	3,7	4,8
<i>c</i>	3,7	3,4	2,3	4,0	3,5	6,9
<i>b</i>	51,1	51,5	58,1	47,3	44,7	34,1
<i>s</i>	42,9	44,3	38,8	46,4	48,1	54,2
<i>f'</i>	21,3	28,6	30,8	28,2	35,1	40,5
<i>m'</i>	72,5	70,3	53,9	64,6	43,8	58,8
<i>c'</i>	—	1,1	—	7,2	21,1	—
<i>a'</i>	6,2	—	15,3	—	—	0,7
<i>n</i>	95,0	57,1	85,7	89,5	82,8	88,9
<i>t</i>	0,7	0,9	0,9	1,0	2,0	2,3
<i>φ</i>	13,7	13,7	12,2	23,7	17,7	16,7
<i>a/c</i>	0,6	0,2	0,3	0,6	1,1	0,7
<i>Q</i>	-22,5	-16,4	-26,3	-15	-14,7	-8,1

## Нормативный состав по CIPW

<i>il</i>	0,76	1,06	0,91	1,21	2,28	2,88
<i>mt</i>	13,89	13,89	14,12	6,25	14,59	9,96
<i>ap</i>	—	0,67	—	—	0,34	0,34
<i>hem</i>	—	—	—	10,38	—	—
<i>or</i>	0,56	1,67	0,56	1,11	2,78	2,23
<i>ab</i>	9,96	2,10	3,15	8,91	12,58	16,78
<i>an</i>	17,52	15,85	11,13	18,36	15,58	28,09
<i>di</i> { <i>wo</i>	—	0,35	—	6,50	17,07	—
{ <i>en</i>	—	0,20	—	5,62	11,04	—
{ <i>fs</i>	—	0,13	—	—	4,85	—
<i>hy</i> { <i>en</i>	33,23	47,18	33,83	31,33	12,75	30,32
{ <i>fs</i>	0,13	2,64	10,82	7,32	0,53	7,91
<i>ol</i> { <i>fo</i>	21,25	9,99	14,07	—	5,21	—
{ <i>fa</i>	—	4,28	3,67	—	0,41	—
<i>cor</i>	2,75	—	7,75	—	—	0,51
<i>q</i>	—	—	—	—	—	1,02
MgO	0,84	0,77	0,69	0,80	0,63	0,65
MgO+FeO+						
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	0,10	0,16	0,14	0,17	0,30
<i>al'</i>						

Анализы выполнены в ИГи АН Арм. ССР З. Ш. Гаспарян

1—обр. 135—гидрокластит из периферической части шара; 2—обр. 85-с-в-пикродолерит из центральной части шара в лавовом потоке; 3—обр. 131—троктолитодолерит из центральной части потока; 4—обр. 135—троктолитобазальт из центральной части шара в лавовом потоке; 5—обр. 17а—пикробазальтит из потока; 6—обр. 5б—габбро-диабаз из потока.

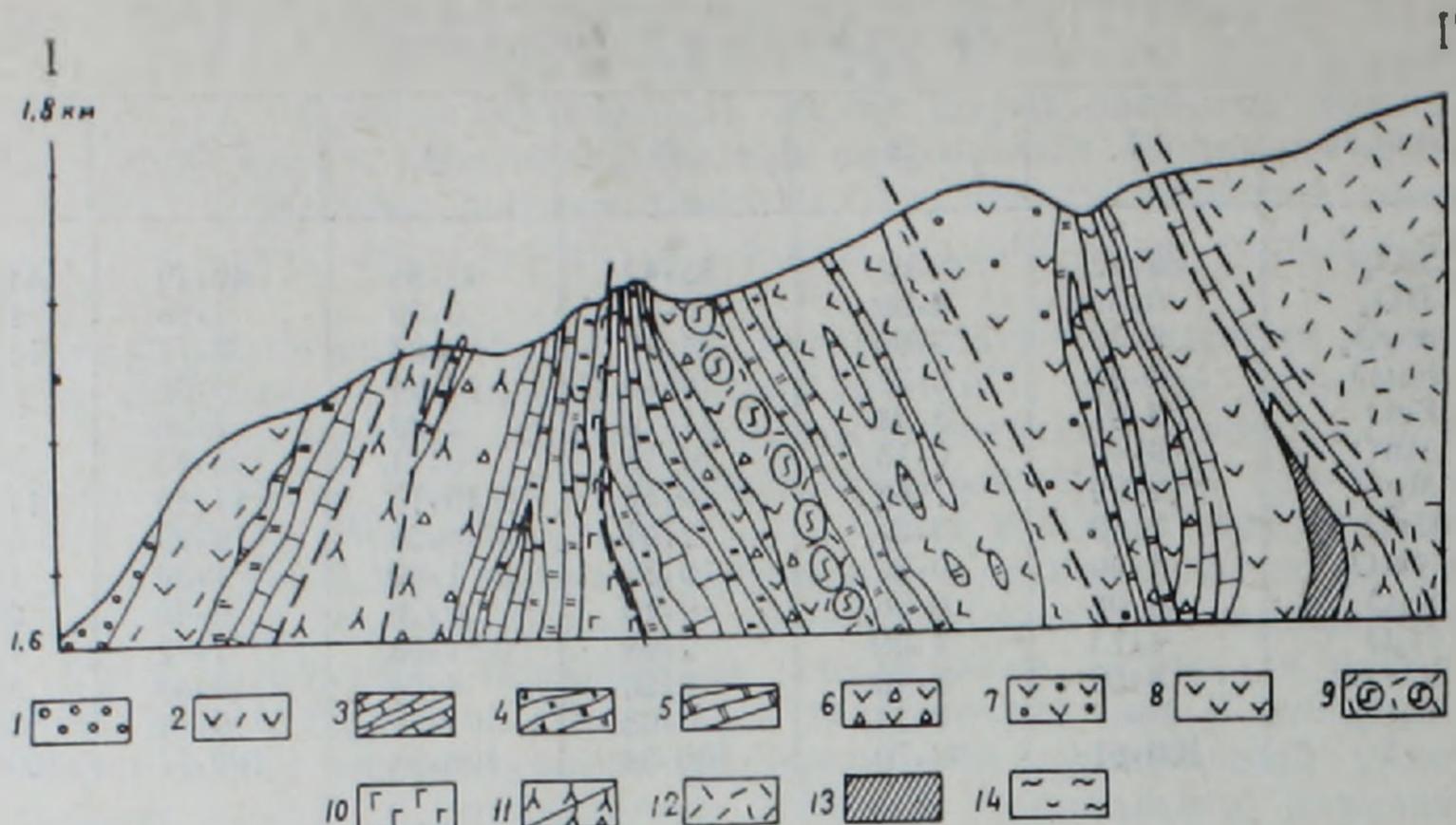


Рис. 2. Разрез, поперечный долине р. Кюсуз (среднее течение, левобережье). 1. Граувакковая толща офиолитокластическая. Верхний коньяк—нижний сантон. 2—9. Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая формация офиолитовой серии. 2. Верхняя свита, базальтовые порфириты с линзами известняков, редко трахиты. 3—9. Нижняя свита. 3. Тонкослоистые перемятые известняки. 4. Тонкослоистые известковистые радиолариты, реже кремнистые турбидиты. 5. Кремни с глобулярной структурой, линзы доломитов. 6. Туфы, вулканические брекчии трахитов. 7. Мидалекаменные базальты. 8. Спилиты, спилитовые порфириты. 9. Шаровые лавы пикродолеритов. 10. Габбро. 11. а) Серпентиниты. б) Брекчия серпентинитов. 12. Породы гуфовых трубок андезитового состава. 13. Метасоматиты. 14. Зоны рассланцевания.

Таблица 3

Содержание микроэлементов в высокомагнезиальных лавах Вединской офиолитовой зоны

	1	2	3	4	5	6	7
Ni	420	700	580	140	210	1223	—
Co	56	56	59	59	59	97	100
Ti	3640	2760	2220	8140	6480	1080	8640
V	290	220	280	110	170	92	—
Cr	760	1200	1200	530	650	1439	540
Zr	71	62	41	210	170	2	200
Nb	7,3	13	11	180	20	сл.	20
Sr	230	210	240	230	260	20	395
Ba	530	700	920	830	700	—	130
Ti/Cr	4,8	2,3	1,8	15,9	10	0,75	16
Ti/Zr	51,3	44,5	54,1	40,2	38,1	540	43,2

Количественно-спектральный анализ. Лаборатория ИГН АН АрмССР, на ДФС—13. Аналитик М. А. Мартиросян (№ № 1—5).

1—пикродолерит, шаровая лава, бассейн р. Кюсуз; 2—пикробазальт, брекчия закалки потока пикродолеритов, бассейн р. Кюсуз; 3—пикродолерит, центральная часть потока шаровой лавы, слабо серпентинизированной, бассейн р. Кюсуз; 4—5—пикродолерит, шаровая лава, правобережье верховья р. Веди. 6—пикрит витрофировый, шаровая лава, о. Кипр [8]; 7—пикробазальт, лава, Красное море [1].

Шаровые лавы высокомагнезиальных низкощелочных пикродолеритов (табл. 3, анализы 1—3) отличаются от умеренномагнезиальных пикробазальтов (анализы 4—5) высокими концентрациями Cr, Ni, V и низкими—Ti, Zr, Nb и Ti/Zr отношением. По концентрации Cr, Ni, Co выявляется промежуточное положение изученных пикродолеритов

между кипрскими пикритами и пикробазальтами Красного моря. С последними же весьма сходны умеренномагнезиальные пикробазальты Вединской офиолитовой зоны.

### Основные выводы

1. По геологическому положению потоки пикродолеритов и пикробазальтов Вединской офиолитовой зоны принадлежат нижней, осадочно-пирокластической, свите кремнисто-эффузивно-вулканокластической формации офиолитовой серии [6].

2. Особенности состава: высокая магнезиальность вкрапленников оливина и вмещающих низкощелочных пикродолеритов, низкие значения коэффициента распределения Mg между оливином и породой ( $K_{Dol/liq}^{Mg} = 1 - 1,05$ ) характеризуют высокую степень плавления мантийного вещества и соответствуют глубинным первичным расплавам. Не исключается однако частичная аккумуляция вкрапленников оливина. Умеренномагнезиальные пикробазальты можно рассматривать как продукт частичного плавления и эволюции расплавов в сторону более лейкократовых и щелочных составов.

3. Подъем мантийных выплавов мог происходить путем внедрения в открытые промежуточные камеры, в которых в связи с падением температуры начиналась кристаллизация избыточного против пироксен-плагноклазовой котектики оливина. Интрателлурический характер вкрапленников последнего и их равновесные соотношения с основной массой позволяют по геотермометру [3] оценить  $T_{лик} = 1400 - 1220^\circ$ ,  $T_{сол} = 1220 - 1000^\circ$ . Минимальная температура установления равновесия между кристаллами оливина и клинопироксена при величине  $K_{Dol/cpx}^{Ni} = 3,75$  отвечает по графику [9]  $1050^\circ$ , между кристаллами клинопироксена и амфибола по графику [5]  $850 - 900^\circ$ .

4. Тектонические условия, приведшие к подъему мантийного расплава, определялись вначале фазой масштабного растяжения, сменившегося сжатием и подъемом внедрившихся расплавов к поверхности морского дна. С этой фазой компрессии были связаны взрывы высокощелочных продуктов, слагающих маркирующий горизонт туфов и последующие потоки высококальциевых базальтов.

5. При корреляции с офиолитовыми разрезами Кипра, Бассита и Омана, где имеются проявления высокомагнезиальных лав и даек [7, 8, 10], выясняется их тяготение к областям субплатформенного развития на доофиолитовом этапе. Деструкции континентальной коры в позднем триасе завершились в юрско-раннемеловое время, за некоторыми исключениями, стабилизацией и воссозданием континентальной коры. Высокомагнезиальные вулканиты обозначают альб-позднемеловой этап крупнейших деструкций континентальной коры и формирования офиолитовых трогов. Вединская офиолитовая зона имеет сходные черты тектонического развития на доофиолитовом этапе (первые деструкции континентальной коры относятся к лейасу). Однако для этой зоны показательны: малые объемы ультрабазитов, доминирование габброидов «верхнего уровня», отсутствие sheeted-комплекса преобладание высокотитанистых щелочных базальтов, появление в верхах разреза трахитов, ведущая роль микритовых известняков относительно кремнистых пород. Все это указывает на условия ограниченного рифтогенеза континентальной коры без заметного проявления начального спрединга (отсутствие толентов типа COX, металлоносных силицитов и т. д.).

Авторы благодарят за содействие в исследовании В. В. Велинского (ИГиГ СО АН СССР), Г. П. Багдасаряна, М. Я. Мартиросяна, Ж. С. Вартазарян, З. Ш. Гаспарян (ИГН АН АрмССР).

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՎԵԳՈՒ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԶՈՆԱՅԻ ՄԱԳՆԵՒՈՒՄԻ ԲԱՐՁՐ  
ՊԱՐՈՒՆԱԿՈՒԹՅՈՒՆ ՈՐՆՆՑՈՂ ԳՆԴԱԶԵՎ ԼԱՎԱՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ս մ

Վեդու զոնայի օֆիոլիտային սերիայի կտրվածքում ի հայտ են բերված մագնիումի բարձր պարունակություն ունեցող գնդաձև լավաների երկու հորիզոն՝ յաժր ալկալայնության պիկրոդոլերիտներ, որոնց մեջ մագնիումի օքսիդը կազմում է 22—19 տոկոս և ալկալային պիկրոբազալտներ՝ մագնիումի օքսիդի 11 տոկոս պարունակությամբ:

Քննարկված են ենթապլատֆորմային հիմքում ձգման զոնաների առաջացման և վերոհիշյալ լավաների սրտավիժման տեկտոնական պայմանները, ինչպես նաև բերված է գրանց և Կիպրոսում տարածված նման առաջացումների համեմատական բնութագիրը:

A. T. ASLANIAN, M. A. SATIAN, A. Kh. MNATSAKANIAN, H. A. KHANZADIAN

HIGH-Mg PILLOW LAVAS OF THE MINOR CAUCASUS VEDI  
OPHIOLITE ZONE

A b s t r a c t

Two horizons of high-Mg pillow lavas are revealed in the Vedi zone ophiolite series: low-alkaline picrodolerites with 22—19 % MgO and alkaline picrobasalts with 11 % MgO. The first ones characterize a high degree of mantle substance melting ( $T_{liq}=1220^{\circ}-1400^{\circ}\text{C}$ ).

Tectonic conditions of the subplatform basement extension zones formation and high-Mg lavas eruption are considered as well as they are compared with their Cyprus analogues.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Альмухамедов А. И., Кашинцев Г. Л., Матвеевков В. В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск: Изд. Наука, 1985. 191 с.
2. Асланян А. Т., Сатян М. А., Ханзадян Г. А. Высокомagneзимальные шаровые лавы офиолитовой серии Вединской зоны Малого Кавказа.—В кн.: Тез. докл. III семинара «Геодинамика Кавказа». Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, с. 74.
3. Ваганов В. И., Кузнецов И. Е. Определение температуры кристаллизации оливины ультраосновных и основных пород.—В кн.: Современные методики петрологических исследований. М.: Наука, 1976, с. 142—155.
4. Закариадзе Г. С., Книппер А. Л., Соболев А. Б., Цомерян О. П., Дмитриев Л. В., Вишневская В. С., Колесов Г. М. Особенности структурного положения и состава вулканических серий офиолитов Малого Кавказа—В кн.: Океанический магматизм—эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986, с. 218—241.
5. Лордкипанидзе М. Б., Закариадзе Г. С. Дифференциация базальтовой магмы в глубинных коровых очагах в связи с формированием горнблендитов и родственных им пород (на примере Малого Кавказа).—В кн.: I Международный геохимический конгресс, том I, Магматические процессы. М.: Мир, 1972, с. 556—581.
6. Сатян М. А. Позднемеловый литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1979. 170 с.
7. Desmons J., Delaloye M., Desmet A., Gagny C., Rocci G., Voldet P. Trace and rare earth element abundances in Troodos lavas and sheeted dikes, Cyprus. „Ophiolite“, v. 5, № 1, 1980, p.p. 35—36.
8. Gass J. Ultrabasic pillow lavas from Cyprus. „Geol. Mag.“ v. XCV, № 3, 1958, p.p. 241—251.
9. Ilkkl T. A., Wright Th. L. The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer. „Geoch. et Cosmoch. Acta“, v. 31, № 1, 1967, p.p. 877—884.
10. Smewing J. D. Regional setting and petrological characteristics of the Oman ophiolite in North Oman. „Ophiolite“, Tethyan ophiolites, v. 2, Eastern area, sp. issue, 1980, p.p. 335—378.

Г. П. БАГДАСАРЯН, Р. Х. ГУКАСЯН, К. А. ДАРБИНЯН,  
Э. А. САРКИСЯН, Л. М. ХАЧАТРЯН, М. М. АВОЯН, М. М. АДАМЯН

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ НЕКОТОРЫХ МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР (по данным калий-аргоновой геохронометрии)

В статье приведены результаты калий-аргоновой геохронометрии мезокайнозойских магматических образований территории Армянской ССР из числа не охваченных абсолютным датированием и ряда других, для которых требовались дополнительные определения возраста этим же методом. Изотопно-геохронологическими исследованиями охвачен весьма большой фактический материал—163 серии определений на 90 образцах, представляющих многочисленные магматические комплексы мезозоя, палеогена и отчасти неогена Армянской ССР.

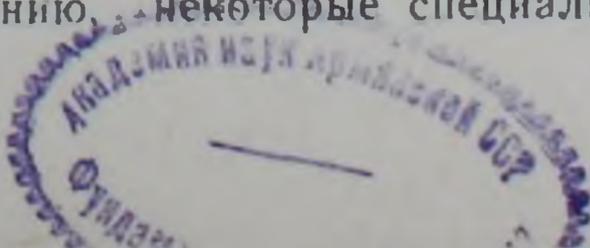
Изотопно-геохронологическим исследованиям предшествовали полевые наблюдения с отбором характерных образцов пород для геохронометрии, а также просмотр литературных данных как регионально-геологических [11, 12, 9, 5, 6, 7, 8, 13, 1], так и более детальных исследований. Все это позволило учесть существующие, подчас противоречивые геологические представления о возрасте тех или иных формаций. К числу таковых относятся некоторые «немые» вулканогенные и метаморфические толщи и отдельные интрузивные массивы. И, напротив, изотопно-геохронологические данные во всех случаях проявляли соответствие с теми образованиями, которые имели достаточно обоснованную биостратиграфическую привязку.

Методика изотопно-геохронологических исследований достаточно освещена во многих публикациях лаборатории, в том числе в монографии [4]. Необходимо, однако, вкратце отметить нижеследующее.

Для надежного определения возраста того или иного интрузива, вулканогенной свиты, покрова, потока, экструзива и т. д. неизменными условиями являлись наряду с геологическими наблюдениями, отбор нескольких характерных образцов из различных фаций интрузивов, разновидностей пород эффузивно-экструзивных образований и т. д., их микроскопическое изучение. Подобный метод отбора проб, как показала практика наших многолетних исследований, имеет определенные преимущества: а) сходящиеся радиометрические значения по нескольким образцам повышают уверенность в корректном датировании данного объекта; б) в ряде случаев в пределах изучаемого интрузива, вулканогенной или метаморфической толщи, свиты и пр. отчетливо выявляются штоки, дайковые тела, экструзивы, силлы, резко разорванные во времени от вмещающих их формаций и принадлежащие более поздним тектоно-магматическим процессам [4]; в) немаловажное значение имела традиционная для нашей лаборатории двукратная серия К-Аг датировки одной и той же пробы и получение тем самым двух взаимоконтролирующих возрастных значений; г) дополнительным контролем корректности полученных возрастных значений являлся периодический анализ (обычно через каждые 10 экспериментов) всесоюзных и международных эталонных проб (стандартов). Все это придавало большую уверенность в надежности получаемых возрастных значений.

При вычислении последних К-Аг методом использовалась константа распада  $^{40}\text{K}$ , рекомендованная Международной подкомиссией по геохронологии:  $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10}/\text{год}$ ;  $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10}/\text{год}$ .

Отметим также, что общепризнанная в мировой практике калий-аргоновая геохронометрия пользуется широким распространением в СССР и развитых зарубежных странах. В отличие от других ядерно-геохронологических методов, которые по специфике своей имеют сравнительно ограниченное применение, этот метод позволяет охватить изотопным датированием большое многообразие калийсодержащих горных пород и минералов. К сожалению, некоторые специалисты,



недостаточно вникшие в сущность этого метода, неоправданно скептически относятся к нему. Поэтому здесь кстати напомнить о выпущенных в 1982 г. Мингео СССР «Методических рекомендациях по учету геохимических причин искажения калий-аргоновых дат»: «... По своей теоретической основе и практическим возможностям сохранения равновесия между материнским и дочерним элементами, калий-аргоновый метод несколько не хуже прочих распространенных радиологических методов: свинцовых и рубидий-стронциевого. С попытками дискриминации метода, основанной на незнании его возможностей и ограничений, на использовании многими лабораториями в ряде случаев явно недоброкачественного материала, следует решительно бороться, так как это дискредитирует радиологические методы вообще» [10, стр. 3].

Существует, несомненно, ряд причин, несколько искажающих возраст исследуемых К-Аг методом пород и минералов, преимущественно в сторону так называемого «аргонового омоложения». Причиной тому являются наложенные на породу телетермальные и контактовые процессы более поздних тектоно-магматических событий, явлений метаморфизма, воздействие гидротерм. гидратация слюд и т. д. Вместе с тем К-Аг метод является весьма информативным, т. к. отражает время поздних наложенных процессов.

По нашей лаборатории, применяющей совершенный вариант этого метода (изотопное разбавление с использованием в качестве трассера моноизотопа  $^{38}\text{Ar}$ ), погрешность для мезокайнозойских и более древних пород практически доведена до  $\pm 5-6\%$ . Учитывая однако тенденцию частичной утечки из пород (особенно калишпатсодержащих) радиогенного  $^{40}\text{Ar}$ , представляется целесообразным при рассмотрении возрастных значений вводить поправку в пределах погрешности метода со знаком «+».

Таблица 1

Результаты изотопно-геохронологических исследований

Наименование пород, местонахождение и номера исследованных образцов	Количество		Средние значения			
	Исследованных проб	Серий определений	Калия %	Радиог. $^{40}\text{Ar}$ %	$^{40}\text{Ar}$ $z/2$ $10^{-9}$	Возраст млн. лет
1	2	3	4	5	6	7
<b>1. Шамшадинский антиклинорий</b>						
1. Андезито-базальты (потоки). Подошва вулканог. разреза байоса. Зап. окраина пос. Берд—6650, 6651, 6655	3	5	1,07	34,42	12,72	165 $\pm$ 2,3
2. Кварцевые плагиопорфиры (плагиолипариты). Район с. Айгедзор—6657, 6658, 6659, 6661.	4	8	1,70	46,21	19,07	162 $\pm$ 2,5
3. Днабаз, дайка в вулканитах байоса, подстилающих плагиопорфиры. Тот же участок—6657.	1	2	1,01	32,72	13,39	158 $\pm$ 1
4. Крупные экструзивные тела мезозоя. Днабазовые порфириты. Куполообразные тела. В 1 км к западу от перевального участка дороги Красносельск-Берд; 6763, 6764. Мурхузский перевал.	2	4	0,36	14,43	3,65	137 $\pm$ 4
Днабаз—диориты экструзива в 200—250 м выше слияния р. Гегик с р. Агстев—6782, 6783.	2	4	0,95	29,0	9,14	137 $\pm$ 2
5. Базальты, андезито-базальты разреза вулканогенной толщи восточного склона Правакарского перевала, по дороге Берд-Правакарский перевал—6662, 6668, 6652, 6656.	9	21	1,05	23,0	6,32	88 $\pm$ 5,4

1	2	3	4	5	6	7
---	---	---	---	---	---	---

### II. Цахкуняцкий антиклинорий

1. Гехаротский гранитоидный массив (дополнительные определения) Тоналиты, кварцевые диориты, гранодиорит-по фиры — 6526, 6627, 6629, 6622, 6625.	5	8	3.56	55.85	30.02	135±3
2. Дайки, мелкие штокообразные тела основного состава в кристаллическом фундаменте. Диабазы, габбро-диориты и др.	5	11	0.78	15.58	5.23	105±2.8
3. Дайки диорит-порфиритов, габбро-диабазов и пр.—6614, 6618, 6696, 6692, 6635, 6636.	6	12	1.41	14.26	4.91	49±2.5
4. а) Монцититы, б) диорит-порфириты, мелкие штоки и дайкообразные тела, прорывающие Ахавнадзорский гранитоидный массив—6689, 6852.	а) 1	3	5.31	29.4	9.07	25±0.6
	б) 1	2	0.84	4.50	1.46	25±0.9

### III. Алавердский антиклинорий

1. Плагнолипаритовые порфиры. Мощное дайкообразное тело прорывает келловейские отложения. Дорога Шамлуг-Ахтала — 6755.	1	2	1.44	52.15	15.77	151.5±1.5
2. Кварцевый диорит-порфирит. Дайка мощн. 2 м, сечет келловейские отложения. Дорога Шамлуг-Ахтала; окраина пос. Шамлуг—6756.	1	2	1.56	51.7	17.19	152.5±2.5

### IV. Севано-Амасийский пояс

1. Диабазовые порфириты офиолитовой ассоциации нижнего течения р. Дзкнагет—6707, 6724.	2	4	1.68	39.7	11.09	93±0.5
--	---	---	------	------	-------	--------

### V. Севано-Ширакский синклиний и прилежащие участки

#### А. Вулканические образования среднего и нижнего течения р. Гетик (от с. Тту-джур выше, в 250 м от устья р. Гетик)

1. Андезит-базальты, потоки, реже экструзии и пирокласты—6774, 6776, 6780, 6781.	4	5	1.54	19.4	4.50	42±1.5
2. Андезит-дациты, дациты; потоки, реже экструзивные тела—6772, 6773, 6775, 6777, 6778, 6779.	4	6	3.70	38.0	10.56	40.9±0.7

#### Б. Вулканические образования верховья басс. р. Гетик

3. Андезит-базальты и базальты; крупные силлы, секущие эоцен. вулканиты. Ущелье Хор-дзор—6793, 6794, 6795, 6797, 6798.	5	6	0.84	6.0	2.41	41.5±0.6
4. Дациты; лавовые потоки и куполообразные экструзии. Верни Чамбарак и с. Орджоникидзе—6790, 6791, 6792, 6719.	4	4	3.90	36.7	11.63	41.6±0.4

#### В. Экструзивно-эффузивные образования северо-западной части Базумского хребта

5. Диабазовые и диоритовые порфириты—крупные дайки, секущие вулканогенную толщу среднего эоцена. Северный склон Базумского хребта, ущ. Кузнечное—6574, 6575, 6578, 6576.	4	8	0.84	5.25	2.80	19.1±0.9
--	---	---	------	------	------	----------

1	2	3	4	5	6	7
6. Андезит-базальты; мощные протяженные дайки, секущие ср. эоценовую вулканогенную толщу; туфонорфириты; южная и северная стороны Пушкинского перевала—6299, 6298, 6580, 6300.	4	8	1,21	8,46	3,92	44,3±2,8
7. Кварцевый плагиопорфир, крупная дайка. Вершина Пушкинского перевала. Прорывает ср. эоценовую толщу.	1	2	1,93	19,3	5,87	42,0
8. Андезиты. Огромный экструзив. Размещен в / среднеэоценовой вулканогенной толще. Подножье северного склона Базумского хребта. Гора Медвежья—6294, 6296, 6297, 6292, 6293.	5	10	2,60	21,6	7,52	41,5±1,2

Г. Эффузивно-экструзивные образования восточной части Базумского хребта и прилежащих участков

9. Андезито-дациты. Огромный экструзив в вулканогенной толще среднего эоцена, у слияния рр. Дзорaget и Дебед—6714.	1	2	3,46	42	11	45,4±0,3
10. Андезито-базальты. Крупная дайка в вулканогенной толще среднего эоцена. Между г. Дилжаном и с. Фиолетово—6712, 6714.	1	2	1,21	22,5	3,82	45±0,11
11. Андезит, трахандезит. Экструзивные тела в толще среднего эоцена. Среднее течение р. Агарцин—6749, 6750.	2	4	3,46	20,6	10,32	42,6±0,3
12. Андезит-трахандезиты. Крупное (1×1,5 км) экструзивное тело в вулканогенной толще среднего эоцена. Южный склон Севанского хребта. В 10 км от озера Севан к с. Красносельск—6645, 6646.	2	4	2,99	27,5	8,82	42±0,26
13. Габбро. Адатапинский массив прорывает вулк. толщу среднего эоцена—6723.	1	2	0,40	14	1,16	41
14. Туфобрекчия андезитового состава. СВ побережье оз. Севан. В 10 км от с. Тохлуджа, по дороге в Ереван—6644.	1	2	1,31	22	4,25	46±2,7

Д. Эффузивно-экструзивные образования верховья р. Масрик (юго-восточнее озера Севан)

15. Андезиты, лавовые покровы. Слагают верхнюю часть вулканогенной толщи эоцена —6890, 6891.	2	4	2,56	17,25	4,10	23±0,65
16. Дациты и риолиты, размещенные в среднеэоценовой толще. Экструзивные тела—6889, 6892, 6893.	3	6	3,42	23,12	5,70	24±1,22

Краткое обсуждение результатов

Материал излагается в последовательности данных таблицы. Для краткости римскими цифрами показаны разделы таблицы, а арабскими—его подразделы. Например, III, п. п. 1, 2.

## 1. В пределах Шамшадинского антиклинория

1) Андезито-базальты и 2) кварцевые плагиопорфиры (плагиолипариты) по 13 сериям определений на 7 образцах привели к сходным возрастным значениям, соответственно,  $165 \pm 2,3$  и  $162 \pm 2,5$  млн. лет. С учетом частичной (незначительной) утечки из пород радиогенного  $^{40}\text{Ar}$  и внесенной поправки в пределах погрешности метода (5—6% со знаком +) полученные значения близко подходят к таковым бата-верхнего байоса, что достаточно согласуется с геологическими данными (I, п. п. 1, 2).

3) Несколько пониженное значение—158 млн. лет, полученное по дайке диабаз, прорывающей указанные породы, с поправкой на погрешность метода указывает на предоксфордское время ее внедрения (I, п. 3).

4) На восточном склоне водораздела Мурхузского хребта в ареале широкого развития вулканогенных пород эоцена крупный куполообразный экстрюзив диабаз-диоритового состава, а также подобное образование в приустьевой части ущелья р. Гетик, в 250 м выше ее слияния с р. Агстев, оказались совершенно синхронными—137 млн. лет, отвечающими поздней верхней юре—раннему неокому (I, п. 4).

5) Немаловажный интерес представляло датирование мощной вулканогенной толщи восточных склонов Правакарского перевала. Отобранные по разрезу (снизу-вверх, вдоль полосы дороги Берд-Правакар) 9 характерных для толщи пород базальтов и андезитобазальтов по 21 серии определений уложились в узкий возрастной диапазон— $88 \pm 5,4$  млн. лет, отвечающий турону—раннему коньяку (I, п. 5). Если охарактеризованный разрез по стратиграфическим построениям рассматривается как правакарская свита, то радиометрический возраст ее будет лежать в пределах 88—93 млн. лет.

II. Цахкуняцкий антиклинорий. Это один из интереснейших и чрезвычайно сложно построенных на Малом Кавказе сооружений с выступами древнего кристаллического фундамента. Несмотря на ранее проведенные здесь геохронологические исследования, предстоит еще немало работ по датировке магматических и, особенно, метаморфических комплексов. За последние два года радиометрическими исследованиями охвачены:

1. Гехаротский гранитоидный массив—один из крупных интрузивов Цахкуняцкого антиклинория, ранее отнесенного к эоцену [11]. Геологические и особенно К-Аг радиометрические многочисленные данные последних лет надежно установили поздневерхнеюрско-ранне-неокомовое время его формирования. И тем не менее было отобрано в поле дополнительное количество образцов для рубидий-стронциевого изохронного датирования. Работы эти еще не завершены, однако предварительные данные уже говорят об указанном возрасте массива. Повторное К-Аг исследование тех же образцов пород вновь подтвердило корректность ранних датировок [4]. Получено  $135 \pm 3$  млн. лет (II, п.1).

2. Разновозрастные серии даек и мелких штокообразных тел основного состава, размещенных в кристаллическом фундаменте Цахкуняцкого антиклинория. Рассматриваемые тела в значительной своей части далеко не докембрийского заложения [4]. Некоторые из них К-Аг датированием оказались мезокайнозойского возраста.

Полевые наблюдения и отбор десятков образцов из многих секущих сланцевую толщу тел позволяют выделить четыре возрастные группы. Наиболее древние из них предположительно можно отнести к докембрийским формациям на том основании, что они, равно как и вмещающие их метаморфические сланцы, претерпели интенсивное «аргоновое омоложение», приведшее их к значениям, не моложе 140—150 млн. лет.

Вместе с тем, ряд даек и мелких штоков диабазов, габбро-диабазов, диоритов, габбро-диоритов укладывается в узкий возрастной

интервал со средним значением 105 млн. лет (II, п. 2). Это, по-видимому, более поздние, чем предыдущая группа тел, резко разорванных во времени на 40—50 млн. лет. Следует допустить, что последняя группа пород претерпела незначительное «аргоновое омоложение», что могло иметь место не в связи с диафторезом кристаллического фундамента, завершившимся не позднее, чем 140—150 млн. лет назад. Учитывая наличие в их составе таких хорошо удерживающих аргон от утечки минералов, как роговая обманка и пироксен, логично предположить их формирование не ранее, чем в нижнемеловое время. Вероятно, образование последних—это отголоски разыгравшихся на Цахкуняцком антиклинории мощных тектоно-магматических событий перед ранним неокомом, в процессе которых формировались крупные гранитоидные массивы и множество мелких тел основного состава, пользующихся значительным развитием в данной области.

Третья возрастная группа даек и небольших штокообразных тел, размещенных в кристаллическом фундаменте Цахкуняцкого антиклинория, заведомо верхнемелового возраста; достаточно охарактеризована на большом фактическом материале. Среднее значение по 29 сериям определений на 17 образцах составляет 86,4 млн. лет [4, стр. 190—191]. Эти данные согласуются с геологической позицией рассматриваемой группы секущих тел. Ряд из них отчетливо прорывает также отложения коньяка. Подобные факты можно видеть по правым притокам среднего течения р. Раздан, северо-восточнее с. Бжни, в монастырском ущелье.

Четвертая возрастная группа секущих древний метаморфический комплекс крупных даек и дайкообразных тел датируется лабораторией впервые. Отдельные К-Аг возрастные значения, полученные на образцах, давших палеогеновые цифры, говорили о необходимости отбора образцов из многих не опробованных еще секущих тел, которые предварительно рассматривались как мезозойские. Из двух десятков осмотренных в поле даек и мелких штоков, размещенных в сланцевой толще, и такого же количества отобранных и датированных проб одна треть оказалась явно палеогенового возраста. Причем некоторые из них заходят в перекрывающие сланцевую толщу отложения турона-коньяка и даже в туфогены среднего эоцена. По 12 сериям определений на 6 образцах они дают  $49 \pm 2,5$  млн. лет, указывая на средний эоцен (II, п. 3).

Примечательно, что в пределах Цахкуняцкого антиклинория по мере детальных изотопно-геохронологических исследований выявляются иногда секущие тела (дайки и штоки) раннемиоценового возраста в заведомо эоценовых интрузивных комплексах. Подобные факты встречены нами пока в Ахавнадзорском и Корчлинском выходах гранитоидных интрузивов (басс. среднего течения р. Мармарик). Так: 1) штокообразное тело меланократовых монзонитов прорывает Ахавнадзорский массив на восточной окраине одноименного села; 2) мощная, в 12 м дайка диорит-порфирита сечет Корчлинский интрузив в речке Кабахлу. Оба тела дали синхронное возрастное значение — 25 млн. лет (II, п. 4).

III. По Алавердскому антиклинорию. К многочисленным ранним абсолютным датировкам, охватившим ряд магматических формаций Алавердского антиклинория [4], недавно при контрольных маршрутах были отобраны нами образцы из двух дайкообразных тел, прорывающих келловейские отложения на участках между Ахталой и Шамлугом. Результаты датирования, давшие  $151,5 \pm 1,5$  и  $152 \pm 2,5$  млн. лет, говорят о позднем верхнеюрском времени их внедрения (III, п. п. 1, 2).

IV. По Севано-Амасийскому поясу. Породы спилит-диабазовой формации отмеченного пояса были радиометрически исследованы в пределах особенно Зодского рудного поля и в прилежащих к нему с запада участках. Полученный ряд возрастных датировок, как известно [4, стр. 130], ложился в пределы 90—100 млн. лет при среднем значе-

нии в 93 млн. лет. Кстати, весьма близкие значения были получены также по вулканитам Вединской офиолитовой ассоциации.

Приведенные ниже новые К-Аг определения выполнены на характерных образцах подобных же пород, обнажающихся в низовье долины р. Дзкнагет, впадающей в озеро Севан близ сел. Цовагюх. Полученное новое значение— $93 \pm 1$  млн. лет хорошо сходится с отмеченными выше результатами (IV, п. 1).

#### V. По Севано-Ширакскому синклинорию.

А. Эффузивно-экструзивные образования басс. нижнего и среднего течений долины р. Гетик (от с. Тту-джур до р. Агстев).

Бассейн р. Гетик являлся одним из радиогеохронологически слабо изученных районов; сложен преимущественно вулканитами эоцена. За последние два года здесь проводились полевые наблюдения с отбором большого количества образцов из различного состава вулканических и экструзивных образований, представленных преимущественно андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами (потoki, экструзии, пирокласты). К-Аг датировкой установлено:

1. Для андезито-базальтов—по 5 сериям определений на 4 характерных образцах— $42 \pm 1,5$  млн. лет (V, п. 1).

2. Для андезитов, андезито-дацитов—на 6 образцах  $40,9 \pm 0,7$  млн. лет (V, п. 2).

Б. Эффузивно-экструзивные образования верховья долины р. Гетик и ее правых притоков, заходящих в юго-западную краевую часть Шамшадинского антиклинория.

Радиометрическими исследованиями охвачены:

3. Серия крупных даек и силл андезито-базальтов и базальтов ущелья Хор-дзор, давших по 5 образцам  $41,5 \pm 0,6$  (V, п.3).

4. Лавовые потоки, куполовидные экструзии дацитового состава по 4 образцам— $41,6 \pm 0,4$  (V, п. 4).

Таким образом, по басс. р. Гетик широко распространенные эффузивно-экструзивные породы дали почти синхронные значения, отвечающие (с поправкой на погрешность метода) рубежу позднего-среднего и раннего—верхнего эоцена (V, п. п. 1, 2, 3, 4).

В. Палеогеновые эффузивно-экструзивные образования северо-западной части Базумского хребта. Полевыми работами в отмеченном районе абсолютным датированием дополнительно охвачены эффузивно-экструзивные образования отдельных участков, примыкающих или заходящих в область Севано-Амасийского пояса. Геохронологические же данные предыдущих лет отражены в монографии [4]. Ниже приводятся результаты некоторых не датированных ранее участков развития эоценовых экструзивно-эффузивных образований.

5. Серии крупных дайкообразных экструзий, прорывающих эоценовую вулканогенную толщу в правых притоках реки Дзорагет, тяготеющих к офиолитовому поясу верховья Черной речки, охарактеризованы образцами 4 крупных даек диорит-порфиритов, давших  $49 \pm 0,9$  млн. лет (V, п. 5). Ближе отвечают они среднему эоцену.

6. Андезито-базальты, мощные протяженные дайкообразные экструзивы обонх склонов Пушкинского перевала. 8 серий определений на 4 образцах показали  $44,3 \pm 2,8$  млн. лет, что соответствует позднему-среднему эоцену (V, п. 6).

7. Мощная дайка кварц-плагиопорфира, выступающая на самом водораздельном участке Пушкинского перевала— $42$  млн. лет (V, п. 7).

8. Крупное куполообразное экструзивное тело андезитового состава «Медвежья гора», размещенное в среднеэоценовой вулканогенной толще в подножьи северного склона Базумского хребта; датируется в  $41,5 \pm 1,2$  млн. лет (V, п. 8).

Формирование отмеченных в трех последних пунктах экструзивов также достаточно согласуется с геологическими данными: они прорывают вулканогенную толщу среднего эоцена и укладываются в интервале от верхов среднего до раннего верхнего эоцена.

Г. Экструзивно-эффузивные и интрузивные породы восточной части Базумского хребта и Севано-Амасийского пояса.

9. Андезит-дациты; слагают изометрической формы крупный экструзив, прорывающий отложения среднего эоцена у устья слияния р. Дзорагет с р. Дебед. Возраст  $45,4 \pm 0,3$  млн. лет (V, п. 9).

10. Андезито-базальты; дайкообразное тело в вулканогенной толще среднего эоцена на южном склоне Базумского хребта между гор. Дилижаном и с. Фиолетово. Дает синхронное с предыдущим возрастное значение— $45 \pm 0,1$  млн. лет. Образование обоих экструзивов имело место, по-видимому, в позднем-среднем эоцене вслед за формированием вмещающей их вулканогенной толщи.

11 и 12. Андезит-трахиандезитовые экструзивы. Первый—дайкообразное тело, прорывающее вулканиты среднего эоцена в ущелье р. Агарци. Второе—весьма крупное (примерно  $1 \times 1,5$  км) на южном склоне Севанского хребта, в 10 км к северу от оз. Севан. Возрастные значения, соответственно,  $42,6 \pm 0,3$  и  $42,0 \pm 0,25$  позволяют предположить о раннем верхнем эоцене их образований.

13. Адатапинский интрузивный массив габброидов в южном подножье Севанского хребта. Возраст—41 млн. лет, указывает на верхнеэоценовое время его заложения (V, п. 13).

14. Туфобрекчии андезитового состава Южное подножье Севанского хребта. В 10 км от с. Тохлуджа, по дороге в Ереван. Значение  $46 \pm 2,7$  млн. лет говорит о среднеэоценовом возрасте (V, п. 14).

Таким образом, из приведенного фактического материала раздела V, основанного на более чем 60 сериях К-Аг определений на 40 образцах, отобранных из различных участков развития эффузивно-экструзивных образований северной части Армянской ССР, достаточно уверенно устанавливается их эоценовое время формирования. Причем эти данные хорошо согласуются с имеющимися стратиграфическими построениями.

Д. Эффузивно-экструзивные образования неогена верховья р. Масрик (юго-восточнее озера Севан). Наряду с вышеизложенным, К-Аг датированием охвачен также район развития пород, отнесенных, по геологическим данным, к эоцену. Однако, изотопно-геохронологические исследования отобранных здесь образцов выявили также раннемиоценовые образования, слагающие как самые верхние горизонты вулканогенной толщи эоцена, так и прорывающие ее экструзивы:

15. Лавовые покровы андезитов. Определен возраст  $23 \pm 0,65$  млн. лет (V, п. 15).

16. Экструзии дацитов, риодацитов в эоценовой вулканогенной толще. Возраст— $24 \pm 1,2$  млн. лет (V, п. 16).

Последние данные и особенно ранее выявленные в эоценовых формациях многочисленные, более поздние раннемиоценовые секущие тела [4] позволяют предполагать о значительном проявлении послепалеогеновых магматических событий в ареалах развития эоценовых вулканических комплексов.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 4.VIII.1986.

Գ. Պ. ԲԱՂԴԱՍԱՐՅԱՆ, Թ. Խ. ՂՈՒԿԱՍՅԱՆ, Կ. Ա. ԴԱՐՐԻՆՅԱՆ, Է. Ա. ՍԱՐԳՍՅԱՆ,  
Է. Մ. ԽԱԶԱՏՐՅԱՆ, Մ. Մ. ԱՎՈՅԱՆ, Մ. Մ. ԱԴԱՄՅԱՆ

ՆՈՐ ՏՎՅԱԼՆԵՐ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՄԵԶՈԿԱՅՆՈՉՈՅԱՆ ՈՐՈՇ ԱՌԱՋԱՅՈՒՄՆԵՐԻ  
ՀԱՍԱԿԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

(ըստ կալիում-արգոնային երկրածամանակաչափական տվյալների)

Ա մ փ ո փ ո ս մ

Հողվածում բերված են Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի մեզոկայնոզոյան  
մազմայական այն առաջացումների կալիում-արգոնային երկրածամանակա-

չափական արդյունքները, որոնց բացարձակ հասակը մինչ այժմ որոշված չի եղել կամ անհրաժեշտություն է առաջացել նրանց հասակի լրացուցիչ որոշումներ կատարելու նույն եղանակով: Իդիսոտոպային-երկրաժամանակագրական հետազոտման է ենթարկվել զգալի քանակության փաստացի նյութ կատարվել է 163 հասակային որոշում 90 նմուշների համար, որոնք ներկայացնում են Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի մեզոզոյի, պալեոգենի և, մասամբ էլ, նեոգենի բազմաթիվ մազմայական համալիրներ:

G. P. BAGHDASARIAN, R. Kh. GHUKASIAN, K. A. DARBINIAN, E. A. SARKISIAN  
L. M. KHACHATURIAN, M. M. AVOYAN, M. M. ADAMIAN

## NEW DATA ON THE ARMENIAN SSR SOME MESO-CENOZOIC FORMATIONS AGES

(according to K-Ar geochronometry data)

### A b s t r a c t

The results of K-Ar geochronometry of the Armenian SSR territory Meso-Cenozoic magmatic formations are brought in this paper, those of which have not been yet dated and of some others which need an additional age determination by the same method.

A great amount of factual material is studied by the isotopical-geochronological investigations, i. e. 163 series of determinations have been made for 90 samples, which represent a great number of Mesozoic, Paleogene and, partially, Neogene magmatic complexes of the Armenian SSR.

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Закавказья. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962. 288 с.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 430 с.
3. Асланян А. Т., Арутюнян А. Р., Везуни А. Т., Мкртчян К. А., Оганесян Дж. А. Тектоническая схема Армянской ССР. Мин. геол. СССР, Управление геологии АрмССР, 1968.
4. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985. 291 с.
5. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959. 185 с.
6. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР (стратиграфия, тектоника, история геологического развития). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964. 299 с.
7. Габриелян А. А., Акопян В. Т., Везуни А. Т., Саркисян О. А. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд. Митк, 1968. 72 с.
8. Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т. и др. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности по территории Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1968, № 1—2, с. 6—39.
9. Котляр В. Н. Памбак. Геология, интрузивы и металлогения. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958. 228 с.
10. Методические рекомендации по учету геохимических причин искажений калий-аргоновых дат. М.: Изд. Наука, 1982. 50 с.
11. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1947. 341 с.
12. Паффенгольц К. Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1979. 434 с.
13. Харленд У. Б., Кокс А. В. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.

М. А. КУКУЛЯН

## СКРЫТАЯ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ НА МАРДЖАНСКОМ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Рассматривается скрытая минералого-геохимическая зональность рудных тел Марджанского полиметаллического месторождения, обусловленная закономерным изменением химического состава блеклых руд.

Распределение руд, а также некоторых слагающих ее минералов в рудных телах на месторождениях различных генетических типов, как правило, подчиняется определенной закономерности. Последнее обуславливается зональным изменением состава по падению и простиранию жил. В зависимости от генетического типа, по терминологии В. И. Смирнова [9], зональность может относиться либо к стадийной (первого рода), либо к фациальной (второго рода). Зональность может проявиться как в виде закономерного пространственного распределения основных рудообразующих минералов, так и в слагающих их компонентах [2, 5, 6, 7]. Большое значение придается геохимической зональности внутри контуров рудных тел, где часто выявляются закономерности в пространственном распределении полезных компонентов руд. В настоящей работе автором рассматривается фациальная зональность.

Марджанское полиметаллическое месторождение локализовано в верхах капутджухской, низах гехакарской свит и объединяет ряд кварц-полиметаллических жил преимущественно северо-западного простирания. По составу рудные тела месторождения представляют собой типичный кварц-полиметаллический тип оруденения. В различной степени здесь развиты пирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, бурнонит и др. Оруденение на месторождении формировалось в течение двух этапов: раннего полиметаллического и позднего реальгар-аурипигментового. Продуктивным является первый полиметаллический этап, в пределах которого выделяются 7 стадий минерализации: 1) кварц-пиритовая, 2) кварц-пирит-сфалеритовая, 3) кварц-сфалерит-галенитовая, 4) сульфосолевая, 5) кварц-карбонатная, 6) антимонитовая и 7) баритовая.

Проведенное изучение изменений содержаний минералообразующих компонентов блеклых руд в пределах Марджанского полиметаллического месторождения позволило установить некоторые закономерности их распределения в пространстве. Закономерные изменения химического состава блеклых руд в пространстве и во времени известны для многих месторождений мира [5, 6, 7]. По данным Н. Н. Мозговой и А. И. Цепина [6], рассматривавших некоторые месторождения, зональность, выявляемая по изменениям химического состава блеклых руд, бывает двух типов: «1—на глубине или в центре месторождения или рудных тел развиваются мышьяковые блеклые руды, а ближе к поверхности и на флангах—сурьмяные; 2—на глубине или в центре месторождения или рудных тел представлены сурьмяные блеклые руды, а в верхних частях и по периферии—мышьяковые» (с. 175).

Закономерность по блеклым рудам была установлена Н. И. Ереминым в рудах Гусяковского месторождения [4], а зональность, устанавливаемая по изменению состава дискретного минерала, либо его разновидностей в контурах однородного сульфидного тела без видимых признаков строения, была названа им «скрытой минералого-геохимической зональностью»—СМГЗ [10]. Несколько позже дальнейшее изучение СМГЗ позволило Н. И. Еремину [2] выявить в ней четыре порядка: зональность первого порядка «соответствует законо-

мерному изменению состава минерала, наблюдаемому в определенном направлении для тела» (с. 250); зональность второго порядка «отражает закономерное пространственное изменение состава минерала в определенном интервале, выполненном рудами одного типа» (с. 253); третьего порядка—отражает зональность текстур и, наконец, четвертого порядка проявляется в зональном строении минеральных индивидов.

Для выявления изменения химического состава блеклых руд, выделившихся в пределах одной, кварц-сфалерит-галенитовой стадии, нами проводились детальные исследования рудных тел, вскрытых горными выработками<sup>1</sup>. С этой целью было изучено около 140 полированных шлифов и проведено более 90 электронно-зондовых точечных анализов, на основании которых удалось обнаружить некоторые закономерности в распределении блеклых руд на месторождении. Методичное минераграфическое и электронно-зондовое изучение этих минералов с последующей статистической обработкой полученных результатов позволяет говорить как минимум о двух порядках выявленной скрытой минералого-геохимической зональности.

Зональность самого низкого, четвертого порядка обусловлена закономерным изменением химического состава блеклых руд от центра монозерна к его периферии. Впервые такое явление наблюдалось в монозернах серебряно-свинцовых месторождений Якутии [2], а концентрически зональная структура одного кристалла блеклой руды Дарасунского месторождения была описана Ю. С. Бородаевым [11].

Аналогичная зональность в монозернах блеклой руды Марджанского месторождения хорошо наблюдается на экране электронно-лучевой трубки в виде неоднородности состава отдельных зерен, проявляющейся в изменении содержаний сурьмы и мышьяка. В центре монозерен отмечаются более сурьмянистые разности, а к перифериям—мышьяковые. Степень сурьмянистости определялась нами по номеру блеклой руды [8]:

$$\text{№ блеклой руды} = \frac{\text{атомное количество Sb}}{\text{атомное количество (As + Sb)}} \times 100.$$

Зональность монозерен блеклой руды имеет часто пятнисто-мозаичную структуру и является, по-видимому, направлением роста кристалла. Сами зоны, количество которых не превышает, как правило, 4-х, сильно отличаются друг от друга по размерам, а часто наблюдаемые нами малые размеры последних затрудняют качественное определение их состава. Однако необходимо отметить, что и в этих случаях подтверждается общая тенденция уменьшения сурьмянистости и увеличения мышьяковистости зон. Такой тип зональности носит название неповторяющейся и описан Н. И. Ереминым [4]. Номер блеклой руды в пределах всех отмеченных зон варьирует в широких пределах и лежит в интервале от 92 до 2, т. е. от почти чистых тетраэдритов до теннантитов. Однако в конкретных зернах диапазон вариации блеклой руды уменьшается и, как правило, находится в пределах интервала сурьмянистости данной части рудного тела.

В наблюдаемых зональных монозернах блеклых руд между медью, с одной стороны, серебром и кадмием—с другой, наблюдается обратная корреляционная связь, связанная с замещением меди серебром и кадмием. Между Sb и Ag отмечается прямая корреляция, иными словами сурьмянистый центр зерна, как правило, бывает обогащен серебром, содержание которого к периферии падает.

Зональность монозерен блеклых руд наблюдалась нами исключительно в пределах первого и второго рудного тела.

<sup>1</sup> Закономерности изменения химического состава блеклых руд, выделившихся в кварц-сфалеритовую стадию минерализации, выявить не удалось в связи с их ограниченным распространением в рудах месторождения.

Зональность первого порядка выявлена нами на обоих горизонтах во всех рудных телах, вскрытых в штольнях. Она обусловлена закономерным изменением сурьмянистости по простиранию кварц-полиметаллических жил. Для выявления этой зональности все полученные анализы были объединены в точки наблюдения, которые представляют собой среднее содержание всех компонентов, слагающих минерал на конкретном интервале опробования кварцево-рудной жилы.

По всем точкам наблюдений по двум переменным Sb и As был построен дендрограф, на котором выделялись две группы блеклых руд, отличающихся друг от друга: первая группа объединила в себе мышьяковые разности, вторая—сурьмяные. Средняя сурьмянистость блеклой руды, определяемая по номеру, для первой группы равна 27, а для второй—79. Изучение распределения точек наблюдений в пространстве по рудным телам позволило выявить повторяющуюся зональность по кварц-полиметаллическим жилам № 1 и 4 на горизонте 2370 м. Здесь для обоих рудных тел южные фланги жил оказались мышьяковыми, центральные части—сурьмяными и северный—снова мышьяковым (последний выявлен только для рудного тела № 1). Таким образом эти зоны были установлены по номеру блеклой руды, а использование кластерного анализа позволило статистически правильно сгруппировать их и тем самым выявить различие зон. Для южной мышьяковой зоны рудных тел 1 и 4 средний номер блеклой руды равен соответственно 28 и 24, центральная сурьмяная зона характеризуется соответственно 83 и 80 и, наконец, средний номер блеклой руды для северной мышьяковой зоны рудного тела 1 равен 49. Отсутствие северной мышьяковой зоны в рудном теле 4 связано, видимо, с тем, что рудное тело вскрыто штольней неполностью.

На горизонте 2250 м в рудных телах 1 и 6 на основании того же дендрографа нами выявлены две зоны, аналогичные зонам верхнего горизонта: южная—мышьяковая и центральная—сурьмяная. Северная зона здесь не установлена по причине недостаточного вскрытия рудных тел на этом горизонте, а южная—выявлена только в рудном теле № 6. средний номер блеклой руды которой равен 28. Центральная сурьмяная зона рудного тела 6 характеризуется средним номером блеклой руды, равным 78, а рудного тела 1—80. Такой тип зональности носит название неповторяющейся.

Рассмотренная нами скрытая минералого-геохимическая зональность является отражением изменения сурьмянистости блеклой руды, т. е. ее номера по простиранию рудных тел. Однако выявление зональности только по изменению соотношения Sb/As носит весьма обобщенный характер и затушевывает истинную закономерность распределения блеклых руд в пространстве.

В связи с этим нами были построены дендрографы, в которых число переменных постоянно менялось. Целью настоящего исследования ставилось выяснить, какие переменные наиболее сильно влияют на закономерное распределение точек наблюдения по группам, а также какой набор переменных наиболее объективно отражает закономерность распределения блеклых руд в пространстве. В качестве отправных нами были приняты вышеописанный дендрограф, построенный по переменным Sb и As, и дендрограф, построенный по всем минералообразующим компонентам. В процессе работы строились дендрографы по одно- и двухвалентным катионам, часто используемые совместно с переменными Sb и As. Анализ построенных дендрографов показал следующие результаты.

Группировка точек наблюдения по одно- и двухвалентным катионам выявила группы точек наблюдений, объединенные по введенным показателям. В эти группы попадали точки наблюдения, закономерно распределенные по простиранию рудных тел и иллюстрирующие изменение химического состава блеклых руд по введенным компонентам. По мере ввода в дендрограф дополнительных переменных полученные группы более полно отражали закономерности изме-

нения химического состава блеклых руд в их точках наблюдения, характеризующих определенный интервал кварц-полиметаллических жил. Наиболее сильно влияющими на пространственное распределение точек наблюдения на дендрографе, как и следовало ожидать, оказались сурьма и мышьяк. Сильное влияние также оказывают катионы Ag и Cd, изоморфно замещающие соответствующие по валентности катионы меди, что, по-видимому, связано с большими колебаниями в блеклых рудах содержания серебра и относительно большими—кадмия. Наиболее слабое влияние на распределение по группам точек наблюдения оказывают катионы Fe<sup>2+</sup> и Zn<sup>2+</sup>, также изоморфно замещающие двухвалентную медь. Незначительное влияние этих катионов, с одной стороны, связано с небольшими колебаниями их содержания в блеклой руде, а с другой—замещением двухвалентного катиона меди цинком и в меньшей степени железом. В дендрографе, построенном по 7 переменным и таким образом объединяющем в себе все минералообразующие компоненты блеклых руд, при окончательном расчленении точек наблюдений было выделено 3 группы (рис 1). Однако необходимо отметить, что 2 переменные из 7 (двухвалентные катионы железа и цинка) настолько незначительно влияют на распределение точек наблюдения в дендрографе, что по используемому уровню кластеризации данные три группы были получены уже по одновалентным катионам вместе с сурьмой и мышьяком.

Выделившаяся на дендрографе первая группа характеризуется низкими содержаниями сурьмы, серебра, кадмия и высокими—меди,

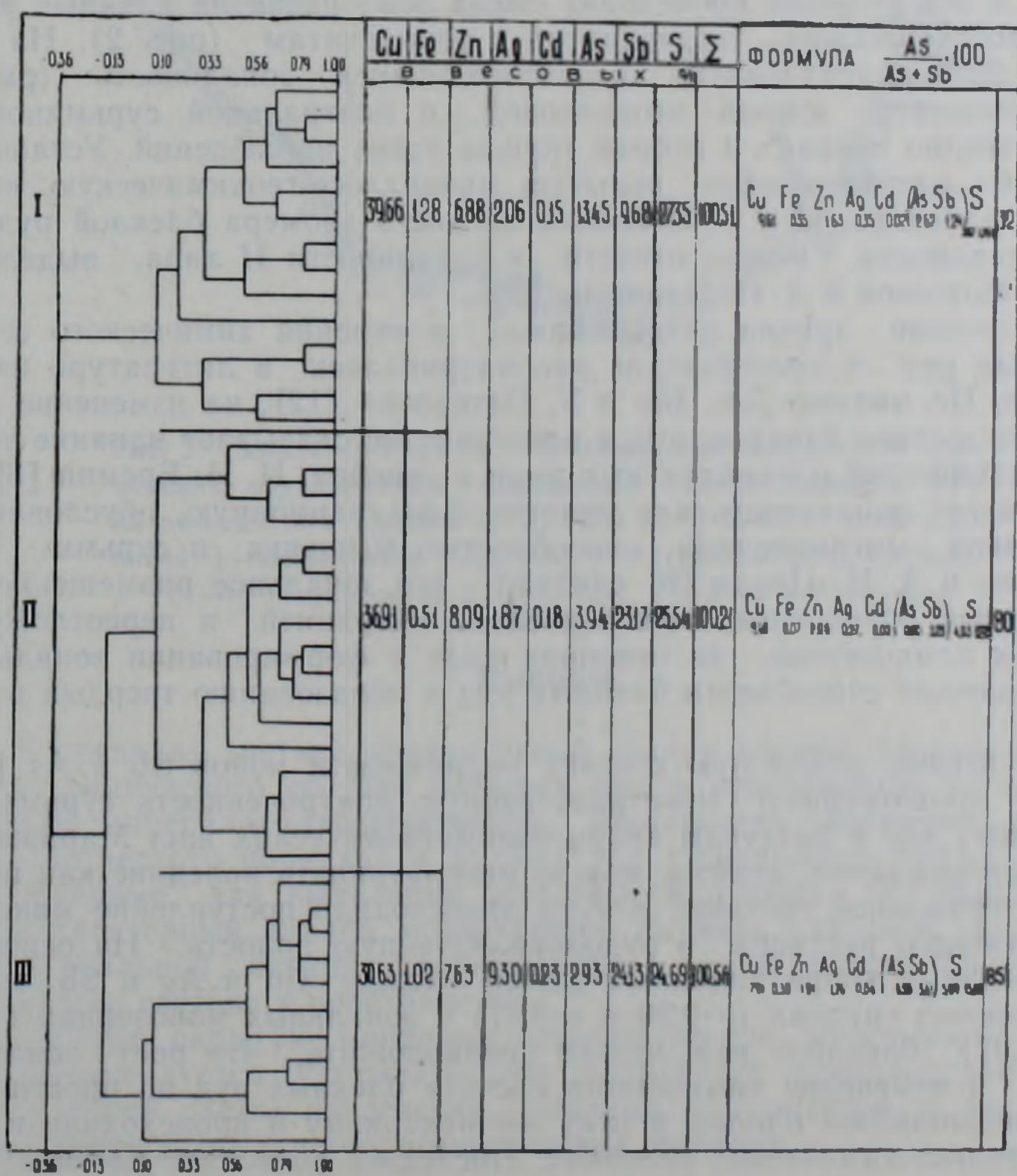


Рис. 1. Дендрографическая схема распределения точек наблюдений блеклых руд по группам

цинка и мышьяка и несколько повышенным—железа (рис 1). Средний номер блеклых руд этой группы равен 32, что указывает на мышьяковистость объединившихся разностей. На обоих горизонтах точки наблюдений этой группы характеризуют северные и южные фланги рудных жил, выделяя тем самым внешнюю мышьяковую зону.

Вторая группа, проявившаяся на дендрографе, объединяет блеклые руды с несколько пониженным содержанием меди и серебра и повышенными содержаниями цинка и кадмия. Соотношения сурьмы и мышьяка—здесь определяются номером средней блеклой руды, равным 80. Точки наблюдений, выделившиеся в эту группу на горизонте 2370 м, находятся в пережимах центральных частей рудных тел, а на горизонте 2250—в центральной части, независимо от их морфологии.

Точки наблюдения, объединившиеся в третью группу на дендрографе и расположенные в раздувах рудных тел, характеризуются пониженными содержаниями меди, резко возросшими содержаниями серебра и несколько повышенным на общем высоком фоне содержанием цинка. Номер средней блеклой руды для группы равен 85. Необходимо отметить, что все точки наблюдений рассматриваемой группы локализируются исключительно на горизонте 2370 м.

Таким образом, анализ полученного дендрографа и пространственного распределения точек наблюдений позволил выявить в рудных телах на месторождении скрытую минералого-геохимическую зональность первого порядка. На горизонте 2370 м в рудных телах 1 и 4 выявлена повторяющаяся зональность, центр которой соответствует раздувам кварц-полиметаллических жил. По мере удаления от раздувов в обе стороны происходит смена зон—развития блеклых руд от серебросодержащих тетраэдритов к теннантитам (рис. 2). На горизонте 2250 м установлена неповторяющаяся зональность (рис. 2), обусловленная южной мышьяковой и центральной сурьмяной—соответственно первая и вторая группы точек наблюдений. Установленную на месторождении скрытую минералого-геохимическую зональность, проявившуюся в изменении среднего номера блеклой руды, по всей видимости, можно отнести к зональности II типа, выделенной Н. Н. Мозговой и А. И. Цепиным [6].

Изучение причин закономерных изменений химического состава блеклых руд в пространстве рассматривалось в литературе неоднократно. По мнению Дж. Вю и У. Петерсона [12], на изменение химического состава блеклых руд в пространстве оказывает влияние эволюция активностей одновалентных меди и серебра. Н. И. Еремин [3] рассматривает зональность как типично фильтрационную, обусловленную различной миграционной способностью мышьяка и сурьмы. Н. Н. Мозгова и А. И. Цепин [6] считают, что зональное размещение этих минералов обусловлено геохимической миграцией и переотложением рудных компонентов, где основная роль в формировании зональности принадлежит способности блеклых руд к образованию твердых растворов.

Учитывая различную степень подвижности ионов Sb и As [4], а также закономерную пространственную приуроченность сурьмяно-серебряных зон к раздувам кварц-полиметаллических жил Марджанского месторождения, видимо, можно рассматривать поледние как центры гидротермальной системы, откуда происходило поступление минералообразующего раствора в рудолокализирующую полость. На основании аналогичных корреляционных связей между Cu и Ag и Sb и As в выделенных группах (—0,90 и —0,97) и зональных монозернах (—0,94 и —0,97) блеклых руд, можно предположить, что рост зональных зерен и изменение химического состава блеклых руд по простиранию жил подчинялись одному и тому же механизму и происходили в сходных физико-химических условиях. Последнее позволяет рассматривать направление изменения процесса как результат эволюции среды минералообразования в процессе фильтрации.

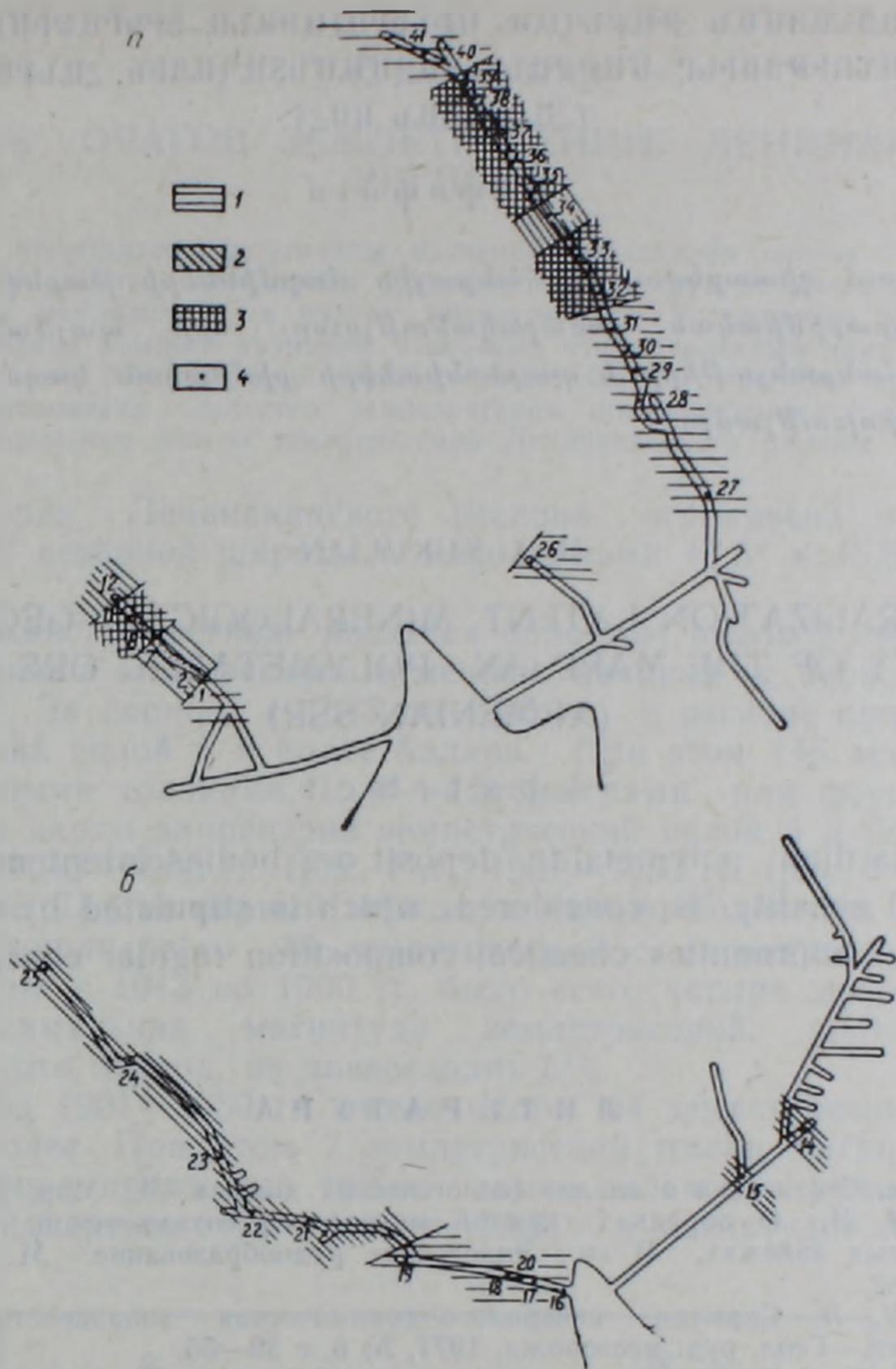


Рис. 2. Скрытая минералого-геохимическая зональность оруденения, обусловленная изменением состава блеклых руд на разведочных горизонтах: а) 2370 м, б) 2250 м. Зоны развития: 1—теннантитов (I группа), 2—тетраэдритов (II группа), 3—Ag-тетраэдритов (III группа), 4—точки наблюдения.

### Выводы

В пределах третьей продуктивной стадии минерализации по изменению химического состава блеклых руд в пространстве установлена скрытая минералого-геохимическая зональность монозерен (зональность четвертого порядка) и рудных тел (зональность первого порядка). Впервые для выявления зональности рудных тел был использован кластерный анализ, позволивший выявить наиболее приближенную к реальной картину закономерного распределения блеклых руд различного состава в пространстве.

Выявленную скрытую минералого-геохимическую зональность рудных тел рекомендуется учитывать при разработке производственно-технологической схемы извлечения полезных компонентов, а также при геологоразведочных и геолого-поисковых работах.

ՀԱՆՔԱՅՆԱՅՄԱՆ ԹԱՔՆՎԱԾ ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱԿԱՆ-ԵՐԿՐԱՔԻՄԻՈԿԱՆ  
ՉՈՆԱՅՈՎԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ՄԱՐՉԱՆԻ ԲՍՉՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐՈՒՄ  
(ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ)

Ա. մ. փ ո փ ու լ մ

Հողվածում դիտարկվում է հանքային մարմինների թաքնված միներալաբանա-երկրաքիմիական զոնայականությունը, որը պայմանավորված է խունացած հանքանյութերի և բուրնոնիտների քիմիական կազմության օրինաչափ փոփոխությամբ:

M. A. KUKULIAN

THE MINERALIZATION LATENT MINERALOGICAL—GEOCHEMICAL  
ZONALITY OF THE MARDJAN POLYMETALLIC ORE DEPOSIT  
(ARMENIAN SSR)

A b s t r a c t

The Mardjan polymetallic deposit ore bodies latent mineralogical-geochemical zonality is considered, which is stipulated by the grey ore minerals and bournonites chemical composition regular changes.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977, 572.
2. Еремин Н. И. О порядках скрытой минералого-геохимической зональности в колчеданных залежах. В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985, с. 250—262.
3. Еремин Н. И. Скрытая минералого-геохимическая зональность колчеданных рудных тел.—Геол. руд. месторожд. 1977, № 6, с. 39—55.
4. Еремин Н. И. и др. Эндогенная зональность сфалеритовой и теннантит-тетраэдритовой минерализации Гуслияковского месторождения на Рудном Алтае.—Геолог. рудн. месторожд., 1975 № 1, с. 58—63.
5. Минералы рудных формаций Армянской ССР. Т. 1, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984. 306 с.
6. Мозгова Н. И., Цепин А. И. Блеклые руды: способности химического состава и свойств. М.: Наука, 1983, 280 с.
7. Пароникян В. О. Характер минерализации полиметаллической формации руд Айоцзорского рудного района Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1964, т. 17, № 3—4, с. 55—70.
8. Сахарова М. С. О зависимости химического состава блеклых руд от условий рудообразования.—В кн.: Очерки геохимии гипергенных и эндогенных процессов. М.: Наука, 1966, с. 109—118.
9. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.
10. Смирнов В. И., Еремин Н. И. О минералого-геохимической зональности сульфидных рудных тел.—Зам. ВМО, 1976, т. 105, № 5 с. 598—616.
11. Smirnov V. J. et al. The study of Internal Chemical Heterogeneity of Microcrystals with JXA—5. Jcol. News, 1973, 11e № 1, pp. 47—51.
12. Wu J., Peterson U. Geochemistry of Tetrahedrite and Mineral Zoning of Casapalca, Peru. Econ. Geol., 1972, v. 72, № 6, p. p. 993—1016.

Н. К. КАРАПЕТЯН

## МЕХАНИЗМ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЛЕНИНАКАНСКОГО РЕГИОНА

В статье приводятся результаты изучения механизма очагов землетрясений Ленинаканского региона. Определены ориентации плоскостей разрывов и направления осей главных напряжений в очагах землетрясений. Установлены направления и характер движения крыльев разрывов. Показано, что выявленный нами при изучении механизмов очагов землетрясений Эрзинджан-Бингёльского региона прогностический признак возникновения сильного землетрясения подтверждается также при рассмотрении механизмов очагов землетрясений Ленинаканского региона.

Территория Ленинаканского региона ограничена параллелями  $40,5^\circ$  и  $41,5^\circ$  северной широты и меридианами  $43,5^\circ$  и  $45,3^\circ$  восточной долготы.

Ленинаканский регион является областью высокой сейсмичности. Землетрясения в этом регионе отмечены, начиная с первой половины XI века [7]. За период с 1043 по 1980 гг. в регионе произошло 189 землетрясений силой 5 и более баллов. При этом 145 землетрясений были основными толчками, а 44—афтершоками или форшоками. На рис. 1 даны карты эпицентров землетрясений силой 5 и более баллов за периоды 1043—1900 гг. (рис. 1 а), 1901—1950 гг. (рис. 1 б) и 1951—1980 гг. (рис. 1 в). В первый период, а именно более чем за 8,5 столетий, произошло всего 13 землетрясений с магнитудой  $M \geq 4$ . При этом за время с 1043 по 1900 гг. было всего четыре землетрясения с  $M \geq 5$ . Максимальная магнитуда землетрясений, происшедших в регионе в это период, не превосходит  $5\frac{1}{2}$ .

В период 1901—1950 гг. имело место 84 землетрясения силой 5 баллов и более. При этом 7 землетрясений имели магнитуду  $M \geq 5$ . В этот период произошло также самое сильное в регионе за все время Ленинаканское землетрясение 1926 г. с магнитудой  $M = 5\frac{3}{4}$ .

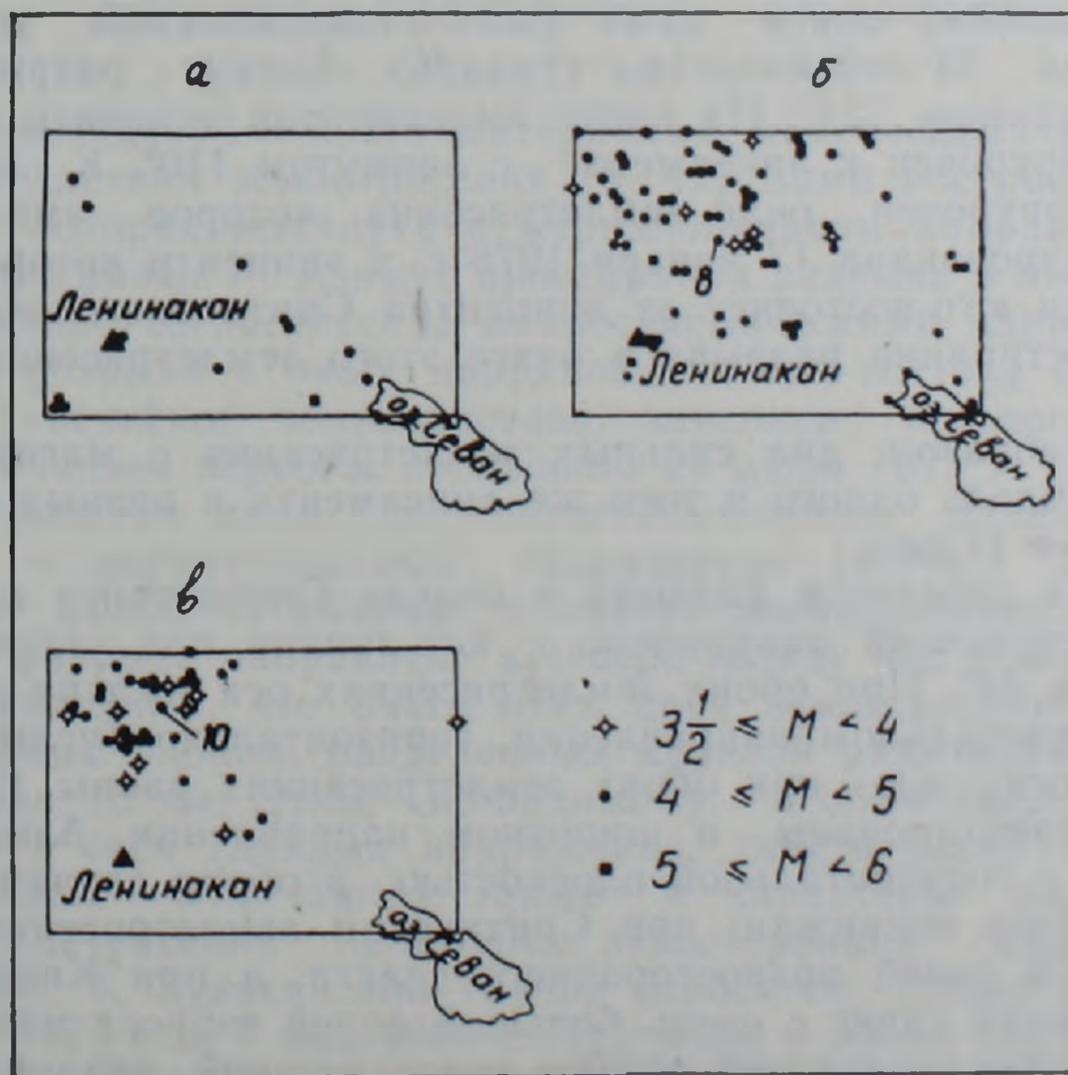


Рис. 1. Эпицентры сильных землетрясений Ленинаканского региона за периоды: а—1043—1900 гг.; б—1901—1950 гг.; в—1951—1980 гг.

В третий период—с 1951 по 1980 гг.—наблюдалось 48 землетрясений силой 5 и более баллов. Эпицентры этих землетрясений были расположены в основном на Ахалкалакском нагорье. В этот период только четыре землетрясения имели магнитуду  $M=5-5\frac{1}{4}$ .

Нами изучены механизмы очагов 31 землетрясения Ленинанканского региона. При этом рассмотрены все значительные сейсмические события, имевшие место в регионе, начиная с 1958 г., в числе которых Шахназарское, Спитакское, Параванское, а также Гукасянские и Дманисские землетрясения. Данные о землетрясениях приведены в табл. 1. Эпицентры рассмотренных землетрясений расположены в северо-западной части региона, в области, ограниченной координатами  $40^{\circ}50'$  и  $41^{\circ}30'$  северной широты и  $43^{\circ}45'$  и  $44^{\circ}25'$  восточной долготы, т. е. в основном на Джавахетском нагорье.

Изучение механизма очагов землетрясений исследуемого региона проведено по методу, основанному на теории дислокации [4]. Все построения велись на сетке Вульфа в проекции верхней полусферы. Определены азимуты простирания, падения и углы падения двух возможных плоскостей разрыва в очагах, величины и направления подвижек по разрывам, а также ориентация осей главных напряжений в очагах землетрясений. Полученные результаты сведены в табл. 2.

Направление одной из возможных плоскостей разрыва в очагах землетрясений (плоскость 1 в табл. 2) в основном совпадает с направлением известных тектонических разломов на исследуемой территории [5] и линеаментов, выявленных по космическим снимкам [1].

Рассмотрим детально результаты, полученные по механизмам очагов исследованных землетрясений в направлении с юга на север.

На юге рассматриваемой территории расположены эпицентры Кироваканского ( $M=4$ ) и Спитакского ( $M=5$ ) землетрясений. По данным макросейсмических обследований [2, 9, 12], нами построена изосейста 5—6 баллов при Спитакском землетрясении 30 января 1967 г., согласно которой азимут направления вытянутости изосейсты (что соответствует направлению разрыва) равен  $110^{\circ}$ . При исследовании механизма очага нами были использованы знаки первых смещений на 53 сейсмических станциях. Азимут разрыва в очаге получился равным  $124^{\circ}$ . На карте линеаментов эпицентр этого землетрясения приурочен к линеаменту с азимутом  $110^{\circ}$ . К этому же линеаменту приурочен очаг землетрясения, которое имело место в районе г. Кировакана 17 января 1978 г. и эпицентр которого расположен в 22 км юго-восточнее от эпицентра Спитакского землетрясения. Азимут простирания разрыва в очаге этого землетрясения составляет  $110^{\circ}$ .

Таким образом, два сильных землетрясения с магнитудой  $M \geq 4$  произошли вдоль одного и того же линеаментов в разных его частях с интервалом в 11 лет.

Падение плоскости разрыва в очагах Спитакского и Кироваканского землетрясений направлено к юго-западу под углом, соответственно,  $64^{\circ}$  и  $44^{\circ}$ . При обоих землетрясениях оси сжатия ориентированы в меридиональном направлении, горизонтально (углы с горизонтальной плоскостью при обоих землетрясениях равны  $12^{\circ}$ ), оси растяжения ориентированы в широтном направлении, близвертикально (угол осей с горизонтальной плоскостью в обоих случаях составляет  $55^{\circ}$ ). Характер подвижки: при Спитакском землетрясении—взброс со значительной долей правостороннего сдвига, а при Кироваканском—правосторонний сдвиг с очень большой долей взброса или надвига.

Эпицентры следующей группы землетрясений, механизм очагов которых нами исследован, расположен северо-западнее эпицентров Спитакского и Кироваканского землетрясений, в районе Гукасяна. Первое Гукасянское землетрясение произошло 3 декабря 1961 г. и

## Основные параметры землетрясений

№№ п п	Дата и время возникновения землетрясения — число, месяц, год, ч, мин		Координаты эпицентра		Глубина	Магнитуда	Энергетический класс	Район или название землетрясения
			$\phi^{\circ}$ , $\psi^{\circ}$	$\lambda^{\circ}$ , $\epsilon^{\circ}$				
1	16/V	1958 09 18	41 14	43 49	20	4 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>		Богдановка
2	31/V	1958 03 50	41 24	43 55	15	4 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>		Гандза
3	3/XII	1961 18 31	41 02	44 05	20	5		Гукасянское I
4	30/I	1967 01 20	40 54	44 09	20	5		Спитакское
5	29/VI	1967 08 22	41 24	43 52	10	4 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	12	Параванское
6	8/IX	1971 22 35	41 16	43 59	15	4 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	12	Дманисское I
7	11/III	1973 08 55	41 22	44 02	10	3 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>	9—10	Дманиси
8	11/III	1973 08 59	41 25	44 05	10		9—10	Дманиси
9	14/V	1973 15 10	41 18	44 03	10		10	Дманиси
10	1/VI	1973 09 35	41 22	43 58	10		10	Форшок Шахназарского землетрясения
11	27/VI	1973 23 24	41 02	43 51	10	3 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>	10—11	Гукасянское II
12	10/I	1974 17 08	41 12	44 00	10		10	Шахназар
13	30/III	1974 00 34	41 24	43 58	5	4	11	Шахназарское
14	12/VII	1974 17 42	41 21	44 00	10		10	г. Агрикар
15	10/I	1977 12 26	41 06	43 54	5	3 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	10	Гукасян
16	14/III	1977 19 42	41 20	44 00	15	4 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>	11—12	Форшок Дманисского II землетрясения
17	2/I	1978 06 31	41 24	44 07	10	5 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>		Дманисское II
18	17/I	1978 19 12	40 51	44 24	15	4	11	Кировакан
19	1/III	1978 10 20	41 18	43 58	10		10	Афтершок Дманисского II землетрясения
20	2/III	1978 05 29	41 12	44 02	10	3 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>	10—11	—*—
21	14/VI	1978 13 35	41 22	44 00	15	4	11	—*—
22	17/VI	1978 18 58	41 20	43 54	10	3 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>	10—11	—*—
23	27/VI	1978 04 45	41 08	44 00	15	4	11	—*—
24	15/VIII	1978 09 04	41 14	44 00	15	4 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	12	—*—
25	2/IV	1979 07 16	41 16	43 50	15		10	Богдановка
26	7/V	1980 03 41	41 10	44 03	18		9	Гукасян
27	23/V	1980 03 18	41 29	43 49	10		10	Гандза
28	23/V	1980 06 37	41 28	43 49	10		10	Гандза
29	23/V	1980 06 39	41 28	43 48	10		9	Гандза
30	23/V	1980 07 03	41 27	43 49	10		10	Гандза
31	27/V	1980 17 33	41 16	43 49	10		10	Богдановка

имело магнитуду  $M=5$ . По материалам макросейсмических исследований последствий землетрясения [9, 12] нами построена 5-балльная изосейста, которая вытянута в меридиональном направлении: азимут большой оси равен  $7^{\circ}$ . Азимут простиранья разрыва в очаге составляет  $9^{\circ}$ , что хорошо согласуется с макросейсмическими данными. Падение плоскости разрыва в очаге направлено к юго-востоку под углом  $76^{\circ}$ . Второе Гукасянское землетрясение, эпицентр которого расположен в 15 км западнее первого, произошло 27 июня 1973 г. Первая изосейста, построенная нами по макросейсмическим данным [3, 9, 10], вытянута в меридиональном направлении ( $A=8^{\circ}$ ). Такое же направление имеет и разрыв в очаге землетрясения. Но падение плоскости разрыва направлено к северо-западу под углом  $50^{\circ}$ . Отсюда следует заключить, что очаги этих двух землетрясений относятся к двум соседним блокам, разделенным крупной разломной зоной, шириной порядка 15 км. Этим, по-видимому, и объясняется различие в ориентациях осей главных напряжений, действующих в очагах этих землетрясений. Отличаются также и характеры подвижки: при первом землетрясении произошел левосторонний сдвиг, а при втором—взброс. К Гукасянской группе относятся также землетрясения 10 января 1977 г. и 7 мая 1980 г. При этом в обоих случаях плоскость разрыва в очагах имеет меридиональное направление, но падение плоскости разрыва в очаге землетрясения 10 января 1977 г. крутое и направлено к юго-востоку, как при I Гукасянском землетрясении, а в очаге землетрясения 7 мая 1980 г.—к северо-западу, как при II Гукасянском землетрясении.

Ориентация разрывов и осей главных напряжений в очагах землетрясений Ленинградского региона

№№ п п	Дата и время возникновения землетрясений — число, месяц, год, ч. мик			Плоскость разрыва I				Плоскость разрыва II				Напряжение					
				вектор падения		компоненты подвижки		вектор падения		компоненты подвижки		сжатия		промежуточное		растяжения	
				A°	e°	по простиранню	по падению	A°	e°	по простиранню	по падению	A°	e°	A°	e°	A°	e°
1	16 V	1958 09 18	192	28	-0.68	+0.73	59	70	+0.34	+0.94	224	23	323	19	88	60	
2	31 V	1958 03 50	25	50	+0.54	+0.84	160	50	-0.55	+0.83	183	1	274	24	93	65	
3	3 XII	1961 18 31	99	76	-0.99	+0.14	6	82	+0.97	+0.23	143	4	247	74	52	15	
4	30 I	1967 01 20	214	64	+0.59	+0.81	335	44	-0.77	+0.64	9	12	106	33	261	55	
5	29 VI	1967 08 22	294	62	-0.97	-0.24	30	78	+0.87	-0.48	346	29	142	58	250	10	
6	8 IX	1971 22 35	244	60	+0.95	-0.31	145	74	-0.86	-0.52	191	33	32	55	287	9	
7	11 III	1973 08 55	236	84	+0.43	+0.90	339	26	-0.97	+0.24	35	35	144	26	263	45	
8	11 III	1973 08 59	227	84	+0.33	+0.94	333	20	-0.95	+0.30	30	37	136	20	248	47	
9	14 V	1973 15 10	254	20	+0.98	+0.20	355	86	-0.33	+0.94	192	39	86	19	336	46	
10	1 VI	1973 09 35	234	32	+0.94	+0.34	242	80	-0.50	+0.87	186	28	78	30	311	47	
11	27 VI	1973 23 24	278	50	-0.34	+0.94	128	44	+0.38	+0.92	112	3	22	15	212	74	
12	10 I	1974 17 08	204	30	+0.45	-0.89	354	64	-0.25	+0.97	144	18	91	13	326	68	
13	30 III	1974 00 34	330	72	-0.87	+0.45	224	64	+0.85	+0.53	7	1	99	50	276	40	
14	12 VII	1974 17 42	289	86	+0.11	+0.99	166	8	-0.84	+0.54	114	41	19	6	283	48	
15	10 I	1977 12 26	99	76	+0.45	-0.89	344	30	-0.88	-0.48	68	52	196	26	300	26	
16	14 III	1977 19 42	328	44	-0.74	+0.67	204	62	+0.58	+0.81	359	11	97	31	253	57	
17	2 I	1978 06 31	246	72	+0.71	+0.70	353	48	-0.91	+0.41	34	15	138	42	290	43	
18	17 I	1978 19 12	200	44	+0.78	+0.63	320	64	-0.60	+0.80	166	12	69	33	273	55	
19	1 III	1978 10 20	229	62	-0.41	-0.91	5	36	+0.61	-0.79	272	64	127	21	32	14	
20	2 III	1978 05 29	254	80	-0.74	+0.67	352	48	-0.97	+0.23	40	20	153	47	294	36	
21	14 VI	1978 13 35	252	84	+1.00	+0.03	342	88	-0.99	+0.10	207	3	91	84	298	6	
22	17 VI	1978 18 58	253	60	-0.95	+0.32	153	74	+0.85	+0.52	295	9	39	55	199	33	
23	27 VI	1978 04 45	253	60	+0.59	-0.81	128	46	-0.71	-0.70	200	58	3	31	18	8	
24	15 VIII	1978 09 04	249	70	+0.74	+0.68	356	50	-0.89	+0.45	37	12	139	44	296	44	
25	2 IV	1979 07 16	192	60	-0.60	+0.80	68	46	+0.71	+0.70	38	8	304	30	140	58	
26	7 V	1980 03 41	273	20	+0.87	+0.50	31	80	-0.30	+0.95	226	33	125	17	11	52	
27	23 V	1980 03 18	315	52	-1.00	-0.09	48	86	+0.79	-0.62	9	30	144	52	266	22	
28	23 V	1980 06 37	315	70	-0.68	-0.74	66	46	+0.87	-0.48	359	47	206	39	105	14	
29	23 V	1980 06 39	316	72	-0.77	-0.64	60	52	+0.92	-0.40	1	41	205	47	102	12	
30	23 V	1980 07 03	318	74	-0.75	-0.66	62	50	+0.93	-0.37	2	41	210	46	105	15	
31	27 XI	1980 17 33	198	30	-0.67	+0.74	65	68	+0.36	+0.93	229	21	327	19	96	61	

Следующая, Богдановская группа землетрясений, механизм очагов которых нами исследован, расположена северо-западнее Гукасянской группы и характеризуется широтным простиранием разрыва в очагах землетрясений, падающим к юго-западу. К этой группе относятся землетрясения 16 мая 1958 г., 2 апреля 1979 г. и 27 ноября 1980 г. Во всех трех случаях оси сжатия и промежуточные оси направлены близгоризонтально, а оси растяжения—близвертикально. Подвижка по разрыву в очагах этих землетрясений имеет взбросовую или надвиговую компоненту с значительной долей левостороннего сдвига. Таким образом в очагах землетрясений этой группы происходил взбросо-сдвиг или сдвиго-надвиг.

Северо-восточнее Богдановской группы расположена Гандза-Дманисская группа землетрясений. В этом районе пересекаются три различно направленных линеамента: меридиональный, широтный и с азимутом примерно  $55^\circ$ . Гандза-Дманисская группа землетрясений является наиболее многочисленной из всех рассмотренных в Леннаканском регионе.

Рассмотрим результаты, полученные по механизму очагов этих землетрясений, в хронологическом порядке.

Разрыв в очаге землетрясения 31 мая 1958 г. имеет широтное направление как по макросейсмическим ( $107^\circ$ ), так и по инструментальным ( $115^\circ$ ) данным. Ось сжатия имеет меридиональное направление, а ось растяжения и промежуточная ось—широтное. При этом ось сжатия ориентирована горизонтально, промежуточная ось—близгоризонтально, а ось растяжения—близвертикально. Подвижка по разрыву имеет характер взброса со значительной долей правостороннего сдвига. Землетрясение 31 мая 1958 г. имело форшок, который произошел днем раньше (30 мая) и в очаге которого согласно макросейсмическим данным [9, 11, 12] по направленности первой изосейсты произошел разрыв в  $40^\circ$ , т. е. под углом примерно  $70^\circ$  к разрыву в очаге основного толчка. Таким образом проявился прогностический признак, выявленный нами при изучении механизма очагов землетрясений Эрзинджан-Бингельского региона [8].

Затем 29 июня 1967 г. произошло Параванское землетрясение, эпицентр которого расположен вблизи меридионального линеамента. В очаге этого землетрясения произошел меридиональный разрыв, а подвижка по разрыву имела характер левостороннего сдвига. Ось сжатия ориентирована в меридиональном, а ось растяжения в широтном направлениях. Обе оси близгоризонтальны.

8 сентября 1971 г. имело место первое Дманисское землетрясение, которое не сопровождалось землетрясением равной или большей силы, так как плоскость разрыва в очаге землетрясения имеет меридиональное простирание, как и линеамент, проходящий здесь.

Затем, в 1973 и 1974 гг. в районе Дманиси и Шахназара произошло несколько землетрясений с  $K=9-10$  и 10. При этом землетрясение 1 июня 1973 г. явилось форшоком 6—7-балльного Шахназарского землетрясения 30 марта 1974 г. Азимут разрыва в очаге Шахназарского землетрясения, по макросейсмическим данным, равен  $55^\circ$ , а по инструментальным— $60^\circ$ , что хорошо соответствует данным о линеаментах. В очаге же форшока этого землетрясения азимут простирания разрыва равен  $144^\circ$ .

2 января 1978 г. произошло второе Дманисское землетрясение с магнитудой  $M=5\frac{1}{4}$ . При исследовании механизма очага Дманисского II землетрясения нами использованы данные 74 сейсмических станций. Землетрясение сопровождалось многочисленными афтершоками, из которых для шести нами изучен механизм очага. В очагах Дманисского землетрясения и его афтершоков плоскость разрыва ориентирована меридионально и имеет крутое падение к юго-западу. Землетрясение 2 января 1978 г. имело форшок 14 марта 1977 г. с магнитудой  $M=4\frac{1}{4}$ . Обе возможные плоскости разрыва в очаге

форшока, определенные по данным 30 сейсмических станций, имеют широтное направление, не совпадающее с Кечутским разрывом, с которым связаны Дманисские землетрясения [6]. Следовательно, после 5—6-балльного землетрясения 14 марта 1977 г. должно было последовать более сильное землетрясение. Действительно, 2 января 1978 г. произошло Дманисское II землетрясение, проявившееся в эпицентральной области с силой 8 баллов. Компоненты подвижки имеют одинаковую величину по простиранию и по падению разрыва, то есть произошел правосторонний сдвиг со взбросом.

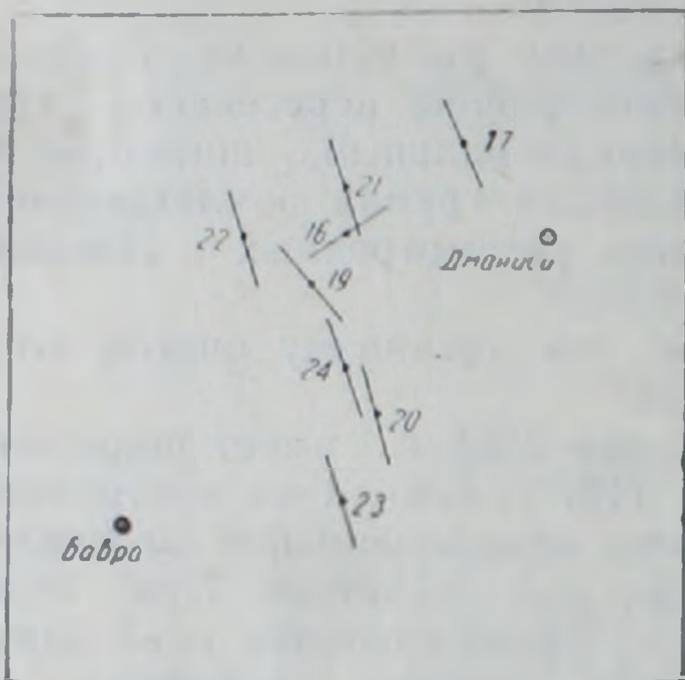


Рис. 2. Ориентация плоскостей разрывов в очагах Дманисского землетрясения 2 января 1978 года, его форшока и афтершоков.

На рис. 2 даны направления плоскостей разрыва в очагах Дманисского II землетрясения, его форшока и афтершоков. Номера землетрясений на рисунке соответствуют порядковым номерам табл. 1. Из рис. 2 следует, что направления плоскостей разрыва в очагах форшока и основного землетрясения не совпадают.

Таким образом, выявленный при изучении механизмов очагов землетрясений Эрзинджан-Бингельского региона прогностический признак возникновения сильного землетрясения подтверждается также при рассмотрении механизмов очагов землетрясений Ленинанканского региона.

Для последней группы землетрясений, которые имели место в районе Гандзы в пограничной с Аджаро Триалетским регионом зоне 23 мая 1980 г., характерно крутое падение плоскости разрыва в очаге, азимут простирания которого равен  $45-48^\circ$ . Оси сжатия с горизонтальной плоскостью составляют угол  $30-47^\circ$  и имеют меридиональное направление, а оси растяжения ориентированы горизонтально (угол с горизонтальной плоскостью равен  $12-22^\circ$ ) в широтном направлении.

Как следует из вышеприведенного анализа и из табл. 2, плоскости разрыва в очагах землетрясений Ленинанканского региона в основном совпадают с направлением линейных элементов, но не всегда имеют крутое падение. Из 31 рассмотренного случая при 23 землетрясениях угол падения плоскости разрыва в очаге  $e \geq 50^\circ$ , но в восьми случаях этот угол  $< 45^\circ$ .

Оси сжатия в восемнадцати случаях составляют с горизонтальной плоскостью угол  $e \leq 30^\circ$ , в 12 случаях — угол  $30^\circ < e < 60^\circ$  и только в одном случае  $e \geq 60^\circ$ .

Оси растяжения в 11 случаях составляют с горизонтальной плоскостью угол  $e \leq 30^\circ$ , в пятнадцати случаях  $30^\circ < e < 60^\circ$  и в пяти случаях  $e \geq 60^\circ$ .

Оси промежуточного напряжения в 14 случаях имеют  $e \leq 30^\circ$ , в 15 случаях —  $30^\circ < e < 60^\circ$  и только в двух случаях  $e \geq 60^\circ$ .

Полученные данные о различных ориентациях плоскостей разрывов и главных осей напряжений в очагах землетрясений обусловлены сложным блоковым строением земной коры и наличием разнонаправленных линейных элементов на территории Ленинанканского региона.

ԼԵՆԻՆԱԿԱՆՅԱՆ ՄԱՐԶԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ՕՋԱԽՆՆԵՐԻ ՄԵԽԱՆԻԶՄԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոգւածում բերված են Լենինականյան մարզի երկրաշարժերի օջախների մեխանիզմի ուսումնասիրման արդյունքները: Որոշված են խզումների հարթությունների կողմնորոշումը և երկրաշարժերի օջախներում գլխավոր լարվածությունների առանցքների ուղղությունները: Պարզաբանված են խզումների թևերի շարժման ուղղություններն ու բնույթը: Ցույց է տրված, որ Երզնկա-Բինգյուլի մարզի երկրաշարժերի օջախների մեխանիզմների ուսումնասիրման ընթացքում ի հայտ բերված ուժեղ երկրաշարժերի առաջացման կանխագուշակման հայտանիշը հաստատվում է նաև Լենինականյան մարզի երկրաշարժերի օջախների մեխանիզմների դիտարկման ժամանակ:

N. K. KARAPETIAN

THE LENINAKAN REGION EARTHQUAKES FOCI MECHANISM

A b s t r a c t

The Leninakan region earthquakes foci mechanism investigation results are brought in this paper. The rupture planes orientations and general stresses axes directions are determined in seismic foci. Directions and ruptures walls movements character are established. It is shown, that the earlier revealed prognostical indication for strong earthquakes of Yerzinka-Bingöl region is corroborated during the Leninakan region earthquakes foci mechanisms consideration too.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аслонян А. Т., Дебадов А. С., Карахачян А. С., Коровина Т. Л., Усиков Д. А. О возможности применения результатов дистанционного зондирования из космоса для интерпретации пространственно-го распределения сейсмичности (на примере Анатолийско-Армяно-Иранского региона).—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1981, т. XXXIV, № 6, с. 3—11.
2. Баграмян А. Х., Папалашвили В. Г., Пирузян С. А., Шагинян С. Г., Спитакское землетрясение 30 января 1967 г.—В кн.: Землетрясения в СССР в 1967 г. М.: Наука, 1970, с. 29—31.
3. Баграмян А. Х., Геодикян Э. Г., Папалашвили В. Г. Гукасянское землетрясение 27 июня 1973 года.—В кн.: Бюллетень сети сейсмических станций Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1974, с. 147—157.
4. Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969. 134 с.
5. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. Ереванского университета, 1981. 283 с.
6. Дманисское землетрясение 2 января 1978 года. М.: Наука, 1982. 174 с.
7. Карапетян Н. К. Механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья (сейсмические условия). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986. 228 с.
8. Карапетян Н. К. Механизм очагов землетрясений и напряженно-деформированное состояние трех регионов Армянского нагорья.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1986, т. XXXIX, № 2, с. 47—55.
9. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 536 с.
10. Папалашвили В. Г., Султанова З. З. и др. Землетрясения Кавказа. В кн.: Землетрясения в СССР в 1973 году. М.: Наука, 1976, с. 22—29.
11. Цхакая А. Д. Землетрясения Кавказа за 1957—1958 годы.—Тр Ин-та геофизики АН ГССР, 1960, т. XIX, с. 109—123.
12. Цхакая А. Д., Папалашвили В. Г. Сейсмические условия Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1973, 116 с.

Ю. Р. БАГДАСАРЯН

СВЯЗЬ МЕЖДУ СИЛЬНЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ  
ТАВРО-КАВКАЗА

Рассматривается ряд совокупностей сильных землетрясений Тавро-Кавказского региона с точки зрения временной связи. Показан неслучайный характер склонения экспериментальных частот землетрясений от закона Пуассона. Методами математической статистики подробно анализируются промежутки времени между моментами возникновения землетрясений, в результате чего показывается, что моменты возникновения землетрясений не случайны, и между ними существует положительная связь.

В настоящее время существует ряд публикаций, освещающих сейсмический режим Армянского нагорья и Кавказа [1,5—11]. Но среди них мало работ, посвященных особенностям временного хода сейсмичности, в частности Армянского нагорья. В них в основном выявлены пространственные закономерности сейсмичности, которые, как правило, связываются с региональной геологией.

В настоящей статье рассматривается вопрос связи между сильными землетрясениями Тавро-Кавказского региона, причем под связью мы понимаем статистическую связь между моментами возникновения землетрясений, что является понятием более обширным, чем генетическая связь. Иными словами, ставится задача выяснения не генетической связи между отдельными землетрясениями, а сейсмического режима на уровне сильных землетрясений в целом, как системы причинно-связанных или несвязанных событий.

Известно, что время подготовки тектонических землетрясений зависит от темпа нарастания упругих деформаций и иногда охватывает целые десятилетия. Следовательно, для изучения связи между такими событиями необходимо располагать длительными наблюдениями. Поэтому мы рассматриваем ряд совокупностей землетрясений с магнитудами  $M \geq 5$ ,  $M \geq 5,5$ ,  $M \geq 6$ , которые произошли за последние 100 лет, а также трехсотлетние наблюдения над землетрясениями с магнитудой  $M \geq 6$ .

*Распределение землетрясений во времени.* Сопоставление частот повторяемости землетрясений с теоретическими распределениями является одним из способов опознания стационарности сейсмического режима. Мы воспользовались этим приемом для выяснения связи между сильными землетрясениями Тавро-Кавказского региона. С этой целью в качестве теоретических распределений рассматриваем распределение Пуассона

$$P_m = \frac{e^{-a} a^m}{m!} \quad (1)$$

и распределение Пойя

$$P_m = \frac{a(a+d)(a+2d) \dots [a+(m-1)d]}{m!(1+d)^{a/d+m}} \quad (2)$$

Первое из них указывает на независимость событий (землетрясений), а второе наоборот. Примером такого сопоставления может служить таблица 1, из которой видно, что критерий  $\chi^2$  при 5%-ом уровне значимости приводит к противоречию с гипотезой Пуассона, а правдоподобность о следовании экспериментальных частот к распределению Пойя полностью принимается.

На рис. 1 представлены графические изображения таких сопоставлений для двенадцати совокупностей сильных землетрясений наблюдаемого региона, а результаты сравнений приведены в табл. 2.

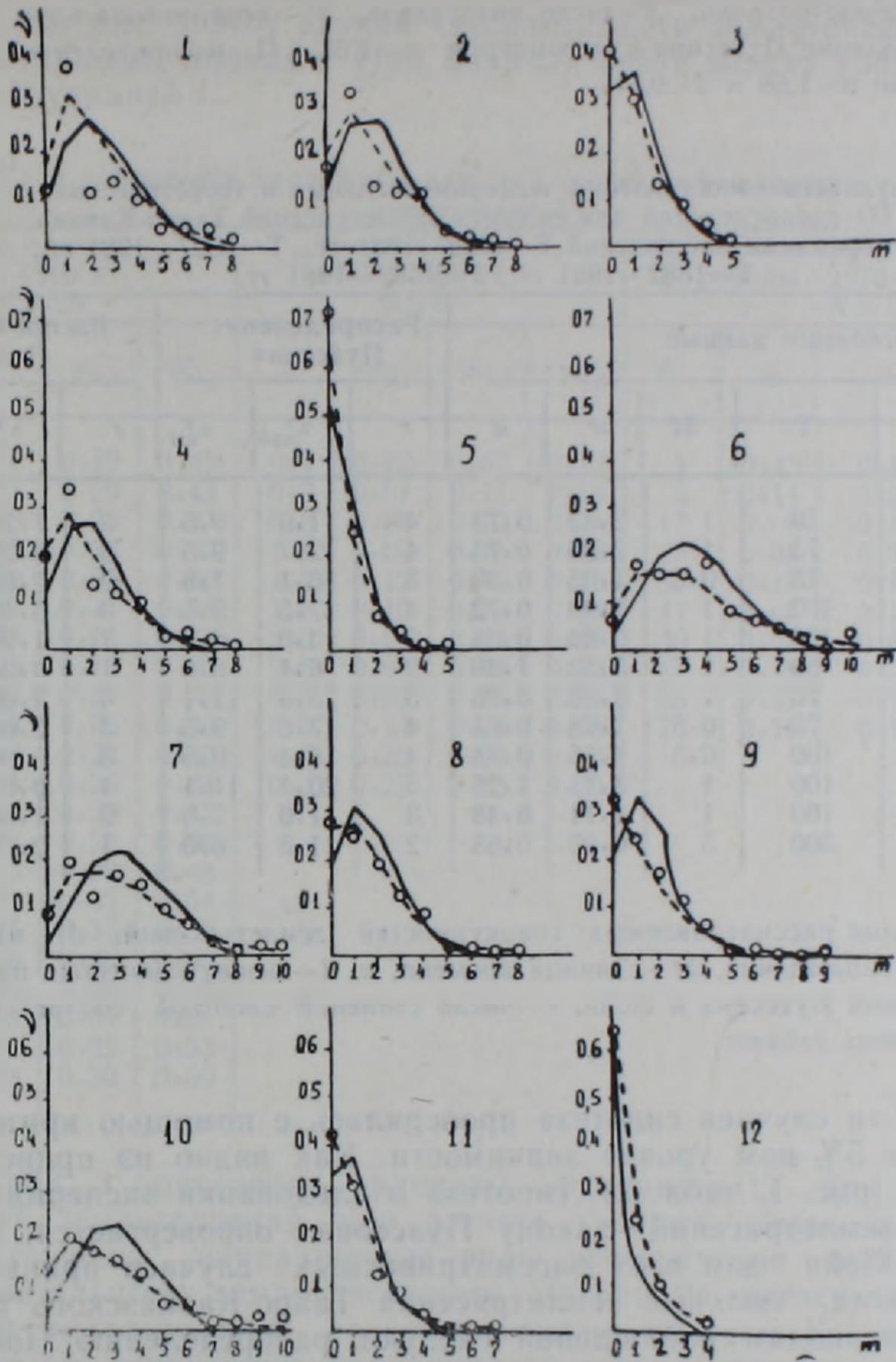


Рис. 1. Сопоставление частот повторяемости сильных землетрясений с теоретическими распределениями Пуассона и Пойя. Сплошная кривая—распределение Пуассона, пунктирная—распределение Пойя.

Таблица 1

Распределение повторяемостей землетрясений с магнитудой  $M \geq 5$  Тавро-Кавказского района по полугодовым интервалам и сравнение его с теоретическими распределениями Пуассона и Пойя за период 1907—1981 г.г.

$m$	$J$	$\nu$	$p$	$\frac{(\nu-p)^2}{p}$	$\Pi$	$\frac{(\nu-\Pi)^2}{\Pi}$
0	43	0.287	0.184	0.0577	0.267	0.0015
1	38	0.253	0.311	0.0108	0.280	0.0026
2	28	0.187	0.263	0.0210	0.200	0.0008
3	20	0.133	0.148	0.0015	0.110	0.0014
4	13	0.087	0.062	0.0010	0.066	0.0067
5	3	0.020	0.021		0.034	
6	3	0.020	0.006		0.016	
7	1	0.007	0.001	0.0241	0.007	0.0005
8	1	0.007	0.000		0.003	

150

$$r=4$$

$$\chi^2_{\text{наб}}=17.57$$

$$\chi^2_{\text{кр}}=9$$

$$r=3$$

$$\chi^2_{\text{наб}}=3$$

$$\chi^2_{\text{кр}}=7.8$$

где  $m$  — число землетрясений,  $J$  — число интервалов,  $\nu$  — экспериментальная частота,  $P$  — распределение Пуассона с параметром  $a=1,68$ ,  $\Pi$  — распределение Пойя с параметрами  $a=1,68$  и  $d=0,61$ .

Таблица 2

Результаты сопоставлений экспериментальных и теоретических ( $P, \Pi$ ) распределений для сильных землетрясений Тавро-Кавказа с периодами наблюдений  $T=1932-1981$  гг.,  $T=1907-1981$  гг.,  $T=1882-1981$  гг.,  $T=1682-1981$  гг.

Основные данные						Распределение Пуассона			Распределение Пойя		
$N$	$M$	$T$	$\Delta t$	$a$	$d$	$r$	$\chi^2_{\text{наб}}$	$\chi^2_{\text{кр}}$	$r$	$\chi^2_{\text{наб}}$	$\chi^2_{\text{кр}}$
1	5-5,4	50	1	2,32	0,73	4	11,9	9,5	3	7,22	7,8
2	5-5,4	75	1	2,09	0,73	4	12,7	9,5	3	5,20	7,8
3	5-5,4	75	0,5	1,05	0,39	3	16,1	7,8	2	2,68	6,0
4	5-5,4	100	1	1,99	0,72	4	17,5	9,5	3	5,49	7,8
5	5,5-5,9	100	1	0,60	0,63	2	13,9	6,0	1	1,98	3,8
6	5	50	1	3,52	1,40	2	6,1	6,0	1	0,23	3,7
7	5	75	1	3,36	0,96	5	15,9	11,1	4	2,49	9,5
8	5	75	0,5	1,68	0,61	4	17,6	9,5	3	2,04	7,8
9	5	100	0,5	1,56	0,88	4	18,1	9,5	3	5,90	7,8
10	5	100	1	3,11	1,26	5	20,1	11,1	4	0,67	9,5
11	5,5	100	1	1,11	0,48	3	11,0	7,8	2	1,55	6,0
12	6	300	5	0,93	0,68	2	11,8	6,0	1	2,19	3,8

где  $N$  — нумерация рассматриваемых совокупностей землетрясений,  $M$  — магнитула,  $T$  — период наблюдений,  $\Delta t$  — единица времени,  $a, d$  — вышеупомянутые параметры распределений Пуассона и Пойя,  $r$  — число степеней свободы соответствующих статистических таблиц.

Для всех 12-ти случаев гипотеза проверялась с помощью критерия  $\chi^2$  Пирсона при 5%-ном уровне значимости. Как видно из приведенных результатов (рис. 1, табл. 2), гипотеза о следовании экспериментальных частот землетрясений закону Пуассона опровергается, а — распределению Пойя для всех рассматриваемых случаев принимается. Иными словами, сильные землетрясения Тавро-Кавказского региона по разным периодам наблюдений следуют распределению Пойя, что и указывает на наличие связи между этими сейсмическими событиями. Надо отметить, что второй параметр  $d$  (коэффициент связи) распределения Пойя для всех рассматриваемых совокупностей землетрясений имеет положительное значение. Следовательно, связь между этими землетрясениями носит стимулирующий (положительная связь), а не препятствующий (отрицательная связь) характер [2,4].

*Связь между землетрясениями по Ватанабе.* Суть метода Ватанабе [2,4] заключается в анализе промежутков времени между моментами возникновения землетрясений с помощью формулы

$$\mu(t) = \frac{p(x, y)}{p(x)}, \quad (3)$$

взятой из более общего соотношения

$$k(t) = \frac{p(x, y)}{p(x)p(y)}, \quad (4)$$

где  $p(x)$  — вероятность того, что после землетрясения за время  $t$  не происходит второе,  $p(y)$  — вероятность возникновения землетрясения за малый промежуток времени  $\Delta t$ ,  $p(x, y)$  — произведение этих двух событий. При независимости землетрясений  $p(x, y) = p(x)p(y)$ . Поэтому (4) принимает вид  $k(t)=1$ , а (3) —  $\mu(t)=p(y)$ . Последнее

показывают среднее число землетрясений, приходящееся на единицу времени. На рис. 2 этот случай (независимости землетрясений) выражен пунктирными линиями. При наличии связи между событиями,  $\mu(t)$  является функцией  $t$ .

Таблица 3  
Значения кривой  $\mu(t)$  для трех последовательностей землетрясений

Тавро-Кавказ 1881—1980 гг. $M \geq 5,5$			Тавро-Кавказ 1667—1980 гг. $M \geq 6$			АрмССР и прилегающие районы 1975—1982 гг. $K \geq 11,5$					
$t$	$\mu_{0,2}$	$\mu_{0,3}$	$\mu_{0,5}$	$t$	$\mu_{0,2}$	$\mu_{0,3}$	$\mu_{0,5}$	$t$	$\mu_5$	$\mu_{10}$	$\mu_{15}$
0,001	0,24	0,32	0,45	0,1	0,02	0,07	0,12	1	0,33	0,40	0,49
0,01	0,23	0,29	0,43	0,3	0,07	0,11	0,13	9	0,11	0,22	0,22
0,1	0,20	0,28	0,47	0,8	0,08	0,12	0,24	17	0,19	0,13	0,22
0,2	0,19	0,28	0,42	1,0	0,09	0,18	0,22	25	0,05	0,20	0,25
0,3	0,20	0,35	0,36	1,2	0,12	0,15	0,29	33	0,17	0,17	0,22
0,4	0,27	0,27	0,38	1,5	0,19	0,19	0,28	41	0,07	0,13	0,13
0,5	0,19	0,21	0,36	2,0	0,07	0,07	0,07	49	0,07	0,07	0,29
0,6	0,05	0,16	0,29	2,5	0,04	0,08	0,12	57	0,15	0,23	0,23
0,7	0,14	0,21	0,35	3,0	0,05	0,05	0,09	65	0,01	0,10	0,10
0,8	0,19	0,26	0,40	3,9	0,21	0,21	0,26	73	0,10	0,10	0,10
0,9	0,16	0,24	0,40	4,5	0,20	0,20	0,20				
1,0	0,18	0,26	0,41	10,3	0,25	0,25	0,25				
1,1	0,19	0,29	0,42								
1,2	0,21	0,29	0,46								
1,3	0,20	0,28	0,48								
1,4	0,18	0,32	0,54								
1,5	0,25	0,35	0,50								
1,6	0,28	0,44	0,50								
1,7	0,33	0,33	0,50								
1,8	0,23	0,31	0,31								
2,6	0,22	0,22	0,33								
3,7	0,33	0,50	0,50								

В табл. 3 приведены ординаты функции  $\mu(t)$  для трех совокупностей землетрясений, при расчете которых были использованы соответствующие вариационные ряды промежутков времени между последовательными землетрясениями. На рис. 2а представлена кривая  $\mu(t)$  для землетрясений с энергетическим классом  $K \geq 11,5$ , наблюдающихся на территории, ограниченной географическими координатами  $[(41^\circ,5; 42^\circ,5), (41^\circ,5; 45^\circ,0), (40^\circ,7; 46^\circ,7), (38^\circ,5; 46^\circ,7), (38^\circ,5; 43^\circ,5), (40^\circ,2; 42^\circ,5)]$  за период 1975—1982 гг. Следует отметить, что рассматриваемый район включает АрмССР в целом и некоторые прилегающие районы. Для всех трех случаев ( $\Delta t = 5, 10, 15$  суток) поведение кривой  $\mu(t)$  почти одинаково. Явно выделяются максимумы при малых значениях  $t$ . Значительный перевес маленьких промежутков времени объясняется наличием повторных толчков. С увеличением интервала времени  $\Delta t$ , максимумы кривой  $\mu(t)$  закономерно перемещаются в сторону оси ординат. Вероятность возникновения землетрясений увеличивается при  $t \approx 25-30$  суток и особенно  $t \approx 50-57$  суток. Однако, надо отметить, что средний интервал времени между моментами возникновения землетрясений  $\Delta t = 40,2$  суток, т. е. поток этих землетрясений носит явно непериодичный характер.

На рис. 2б, приведены аналогичные кривые землетрясений Тавро-Кавказа с магнитудой  $M \geq 5$  для случаев  $\Delta t = 0,2; 0,3; 0,5$  лет. Если учесть, что период наблюдений  $T = 100$  лет, то вопрос о «малости»  $\Delta t$  решается сам по себе. При всех трех случаях четко выделяются два максимума, которые не соответствуют среднему значению  $\Delta t = 0,89$  лет. Следовательно, и в этом случае «периодичность» землетрясений в той или иной мере не отмечается. Колебательный характер этих кривых явно указывает на наличие связи между землетрясениями.

Кривые  $\mu(t)$  землетрясений Тавро-Кавказа с магнитудой  $M \geq 6$

приведены на рис. 2, в и рассчитаны для  $\Delta t = 0,2; 0,3; 0,5$  лет. Следует отметить, что в этом случае поведение кривой  $\mu(t)$  значительно отличается от первых двух случаев. Для малых значений  $t$  характерным является подъемный, а не спусковой вид кривой. И это не случайно. Нами произведено группирование землетрясений согласно методике, приведенной в работе [4]. Устранение повторных толчков приводит к резкому уменьшению числа маленьких промежутков времени, что и объясняет такое поведение кривой  $\mu(t)$  при малых значениях  $t$ . Вероятность возникновения землетрясений минимальна при значениях  $t \approx 2-3$  года. И в этом случае поток сильных землетрясений не близок к регулярному, т. е. в регионе не отмечается «склонность» сильных землетрясений к периодичности.

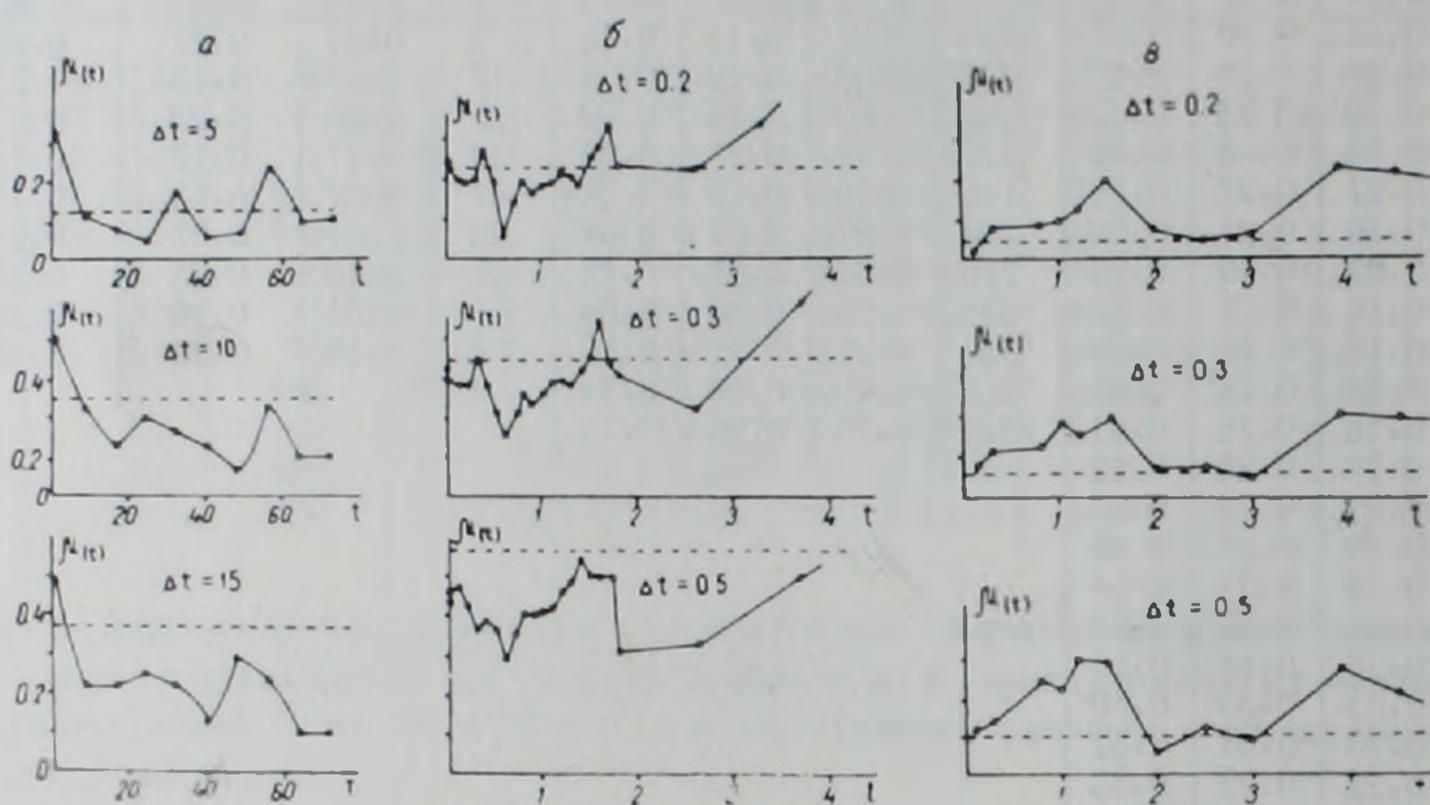


Рис. 2. а. Кривая  $\mu(t)$  для землетрясений с энергетическим классом  $K \geq 11,5$  при  $\Delta t = 5, 10, 15$  суткам (АрмССР и прилегающие районы,  $T = 1975-1982$  гг.). б. Кривая  $\mu(t)$  для землетрясений с магнитудой  $M \geq 5,5$  при  $\Delta t = 0,2; 0,3; 0,5$  лет (Тавро-Кавказ,  $T = 1881-1980$  гг.). в. Кривая  $\mu(t)$  для землетрясений с магнитудой  $M \geq 6$  при  $\Delta t = 0,2; 0,3; 0,5$  лет (Тавро-Кавказ,  $1667-1980$  гг.).

Как известно, после группирования землетрясений выделенная совокупность основных землетрясений принимается в качестве потока простейших событий [4,5]. Но из рис. 2, в ясно видно, что это далеко не всегда так. Явное расхождение между пунктирными линиями (процесс Пуассона) и кривыми  $\mu(t)$  показывает как раз наоборот. И это не случайно. Известная методика группирования землетрясений, в которой строго учитываются размеры очагов землетрясений, расстояние между эпицентрами и время между событиями, вовсе не учитывает такую форму связи, как проникновение сейсмических волн, излучаемых очагом  $a_1$ , в область очагов будущих землетрясений  $a_2, a_3, \dots, a_n$ , которые находятся в той или иной фазе подготовки. Или связь между такими землетрясениями, очаги которых приурочены к одному и тому же разлому, но расстояние между ними не удовлетворяет вышеупомянутой методике. Приведем такой пример. По методике группирования, связь между землетрясениями (21/XI—1905 г., 0:11—01—26,  $\varphi = 43^\circ,3; \lambda = 41^\circ,7; M \sim 6$ ) и (21/XI—1905 г., 0:11—02—00,  $\varphi = 42^\circ,0; \lambda = 39^\circ,5; M \sim 6$ ), которые произошли с разницей на 34 с, исключается при любой форме очага, поскольку расстояние между ними доходит до 230 км. Тем не менее простой расчет показывает, что 34 с как раз то время, в течение которого продольные волны, излучаемые первым очагом, проникают в очаг второго, являясь таким образом непосредственным возбудителем этого землетрясения, именно в этот момент времени. Как видно из приведенного примера, несмотря на кратковременность связи, она весьма результативна и носит чисто

механический характер. Фактически эта связь непосредственно влияет на временной ход сейсмичности. И вообще при изучении связи между землетрясениями

$$a_1, a_2, a_3, \dots, a_n, \dots, a_m \quad (5)$$

которые произошли на территории (S) за время T надо учитывать, что на очаг землетрясения  $a_1$  за время его подготовки действуют некоторые члены из последовательности (5) и наоборот. Суммарный эффект такого взаимодействия может служить мерой степени связи между  $a_1$  и последовательностью (5). Как показывают полученные результаты для рассматриваемых совокупностей сильных землетрясений, эта мера значительна и полностью отражается в статистическом анализе поставленной задачи.

*Характер связи между сильными землетрясениями.* Большой интерес представляет собой подход к изучению вопроса связи между землетрясениями, выдвинутый А. А. Ляпуновым и С. М. Фандюшиной [2, 4]. Принимая моменты возникновения землетрясений в наблюдаемом районе как случайные события, ими выдвигаются три возможные гипотезы.

1. Землетрясение  $a_1$ , которое произошло в промежутке времени  $\Delta t_1$ , стимулирует появление землетрясения в последующем промежутке времени  $\Delta t_2$  (положительная связь).

2.  $a_1$  препятствует возникновению землетрясения в промежутке времени  $\Delta t_2$  (отрицательная связь).

3. Землетрясение  $a_1$  не оказывает никакого влияния (отсутствие связи между событиями).

Проверяется третья гипотеза, причем рассматриваемая совокупность землетрясений представляется в качестве потока простейших событий (в этом случае промежутки времени  $\Delta t_i$  между моментами возникновения землетрясений распределяется по показательному закону). Сопоставляется теоретическое распределение  $y=x$  с эмпирическим распределением  $y=s(x)/n$  (суть этих распределений отчетливо видна из табл. 4). Если при малых значениях  $x$  график функции  $y=s(x)/n$  окажется выше, чем график  $y=x$  и далее в основном продолжается

Таблица 4

Распределение промежутков времени между сильными землетрясениями

$\Delta t_i / \Delta t$	Тавро-Кавказ 1881—1980 гг. $M > 5,5$				Тавро-Кавказ 1667—1980 гг. $M > 6$			АрмССР и прилегающие районы 1975—1982 гг. $K \geq 11,5$		
	$f_i$	$\Delta t_i$	$s_i$	$y_i$	$\Delta t_i$	$s_i$	$y_i$	$\Delta t_i$	$s_i$	$y_i$
0,001	0,001	0,001	14	0,126	0,005	2	0,033	0,040	10	0,152
0,005	0,005	0,004	16	0,144	0,026	2	0,033	0,201	15	0,227
0,01	0,009	0,009	16	0,144	0,052	3	0,050	0,402	20	0,303
0,05	0,048	0,044	22	0,198	0,261	5	0,083	2,010	29	0,439
0,10	0,095	0,089	27	0,243	0,521	9	0,150	4,020	32	0,485
0,25	0,221	0,222	39	0,351	1,300	23	0,383	10,05	39	0,591
0,50	0,393	0,445	52	0,468	2,600	36	0,600	20,10	45	0,682
0,75	0,527	0,667	67	0,604	3,910	41	0,883	30,15	47	0,712
1,0	0,632	0,890	73	0,658	5,210	49	0,817	40,20	51	0,773
1,5	0,776	1,335	86	0,775	7,810	51	0,850	60,30	54	0,818
2,0	0,864	1,780	96	0,865	10,42	54	0,900	80,40	57	0,864
2,5	0,917	2,225	102	0,919	13,02	55	0,917	100,5	57	0,864
3,0	0,950	2,670	103	0,928	15,63	55	0,917	120,6	57	0,864
3,5	0,969	3,115	105	0,946	18,23	55	0,917	140,7	60	0,909
4,0	0,981	3,560	105	0,946	20,84	56	0,933	160,8	61	0,924
4,5	0,988	4,005	108	0,973	23,44	57	0,950	180,9	61	0,924
5,0	0,993	4,45	108	0,973	26,05	57	0,950	201,0	62	0,939
8,0	0,999	7,120	110	0,991	41,68	59	0,983	321,6	65	0,985

$\Delta t = 0,89$  лет

$\Delta t = 5,21$  лет

$\Delta t = 40,2$  суток

эта тенденция, то принимается первая гипотеза. В обратном случае предпочтение отдадут второй гипотезе. А если колебание функции  $y = s(x)/n$  вдоль линии  $y = x$  незначительно, то более вероятна третья гипотеза.

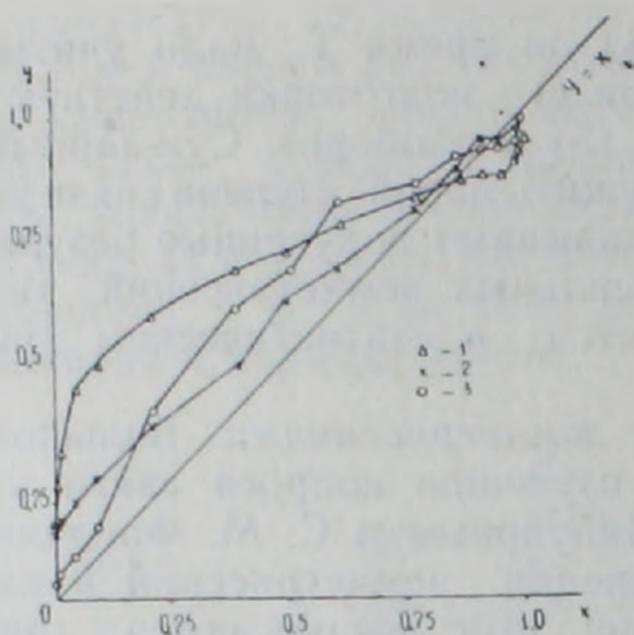


Рис. 3. Проверка гипотезы о показательном распределении промежутков времени между моментами возникновения землетрясений.  $y = x$  — случай показательного распределения. 1. АрмССР и прилегающие районы,  $T = 1975-1982$  гг.,  $K \geq 11,5$ . 2. Тавро-Кавказ,  $T = 1881-1980$  гг.,  $M \geq 5,5$ . 3. Тавро-Кавказ,  $T = 1667-1980$  гг.,  $M \geq 6$ .

В табл. 4 приведены значения функций  $y = s(x)/n$  для трех совокупностей землетрясений, при расчете которых были использованы соответствующие вариационные ряды промежутков времени между моментами возникновения землетрясений. Произведен переход от  $\Delta t_i / \bar{\Delta t}$  к  $f_i$  (где  $\Delta t_i$  промежуток времени между соседними землетрясениями, а  $\bar{\Delta t}$  его среднее значение для исследуемой совокупности землетрясений),  $f_i = 1 - e^{-\Delta t_i / \bar{\Delta t}}$ ,  $s(x)$  — показывает число случаев  $f_i < x$ ,  $y_i = s_i/n$ , где  $n$  — объем выборки. Как показывают приведенные результаты (табл. 4, рис. 3), для всех трех рассматриваемых случаев третья гипотеза опровергается и предпочтение дается первой, т. е.

и в локальном районе (АрмССР и прилегающие районы), и в регионе в целом между сильными землетрясениями наблюдается положительная связь. Статистический анализ промежутков времени  $\Delta t_i$  между последовательными землетрясениями отчетливо подтверждает те данные, которые были получены в первых двух разделах статьи, т. е. применение трех разных методов математической статистики в отношении одной и той же задачи приводит к единому ответу. Таким образом, статистический подход к изучению вопроса связи между сильными землетрясениями Тавро-Кавказа позволяет заключить:

1. Между крупными сейсмическими событиями существует определенная связь, которая по своему характеру положительна. Закономерный характер этого явления в данном регионе особенно подкрепляется данными длительных наблюдений (100—300 лет).

2. В регионе не отмечается «склонность» сильных землетрясений к периодичности.

3. Полученные результаты показывают, что последовательности сильных землетрясений Тавро-Кавказа за рассматриваемые периоды времени не являются потоками простейших событий, а наоборот, каждый из них представляет собой систему причинно связанных событий.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР

Поступила 9.VII.1981

## ՏԱՎՐՈՍ-ԿՈՎԿԱՍՅԱՆ ՄԱՐԶԻ ՈՒՃԵՂ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ՄԻՋԵՎ ԵՂԱՆ ԿԱՊԸ

## Ա. մ. փ. ո. փ. ո. ս. մ.

Հոդվածում քննարկված են Տավրոս-Կովկասյան մարզի մի շարք ուժեղ երկրաշարժերի համախմբերի ժամանակային կապի հարցերը: Ցույց է տրրված երկրաշարժերի փորձարարական հաճախականությունների՝ Պուասսոնի օրենքից շեղվելու ոչ-պատահական բնույթը: Մաթեմատիկական վիճակագրության մեթոդներով մանրամասնորեն վերլուծված են երկրաշարժերի առաջացման պահերի միջև եղած ժամանակային միջակայքերը, որի հիման վրա ցույց է տրված, որ երկրաշարժերի առաջացման պահերը պատահական չեն և նրանց միջև դրական բնույթի կապ գոյություն ունի:

Yu. R. BAGHDASARIAN

CONNECTION BETWEEN THE TAURUS-CAUCASUS REGION  
STRONG EARTHQUAKES

## A b s t r a c t

A number of strong earthquakes totalities in the Taurus-Caucasus region are considered from the point of view of temporal connection. It is shown the non-casual character of the earthquakes experimental frequencies declination from the Poisson's law. By the methods of mathematical statistics the time intervals between earthquakes beginning moments are in detail analysed, which show those moments to be not casual and a presence of some of positive relation between them.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бюс Е. И., Цхакая А. Д., Рубинштейн М. М. Грузия.—В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 242—252.
2. Гайский В. И. О подобии совокупностей землетрясений, связи между ними и «склонности» к периодичности.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1967, № 7, с. 20—28.
3. Гайский В. И., Икчурина С. Ш., Рябчук Т. М. О статистической квази-однородности сейсмического поля и связи между землетрясениями.—В кн.: Сейсмический режим Таджикистана. Душанбе: 1967, с. 27—34.
4. Гайский В. И. Статистические исследования сейсмического режима М.: Наука, 1970, с. 25—56.
5. Джибладзе Э. А. Энергия землетрясений, сейсмический режим и сеймотектонические движения Кавказа. Тбилиси: Изд. Мецниереба, 1980, с. 89—126.
6. Джибладзе Э. А., Натенадзе Э. Н. Сейсмический режим Кавказа за 1962—1978 гг. Сейсмический бюллетень Кавказа, 1978. Тбилиси: Мецниереба, 1981, с. 214—224.
7. Карапетян Н. К., Мкртчян С. С., Паффенгольц К. Н. Армения.—В кн.: Сейсмическое районирование СССР, М.: Наука, 1968, с. 214—226.
8. Карапетян Б. К., Карапетян Н. К. Предпосылки прогнозирования землетрясений и сейсмостойкое строительство в Армянской ССР. Ереван: Изд. Айастан, 1981, с. 60—85.
9. Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М.: Изд. АН СССР, 1960, с. 207—318.
10. Кулиев Ф. Т., Рагимов Ш. С., Ахмедбейли Ф. С., Султанови З. З. Азербайджан.—В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 227—241.
11. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977.
12. Сейсмический бюллетень Кавказа, 1973—1979. Тбилиси: Изд. Мецниереба,
13. Папалашвили В. Г. Развитие сети сейсмических станций на Кавказе и некоторые вопросы обобщения наблюдательного материала. Сейсмологический бюллетень Кавказа, 1978. Тбилиси: Изд. Мецниереба, 1981, с. 244—272.

Г. Б. ГРИГОРЯН

## РЕГИОНАЛЬНАЯ ЛАНДШАФТНАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР (районирование)

В статье рассматриваются вопросы регионально-ландшафтной организованности территории Армянской ССР, принципы выделения региональных единиц различных таксономических рангов—на основании парадиамизма горных ландшафтных геосистем.

Выявлены структурные различия отдельных региональных единиц и различный состав природно-ресурсных потенциалов. Отмечается большая практическая значимость детальной схемы регионально-ландшафтной дифференциации в решениях по рациональному природопользованию территории республики.

Вопросам природно-географической дифференциации территории Армянской ССР посвящены многочисленные публикации. В связи с районированием Кавказа, территорию республики рассматривали в своих схемах Н. А. Гвоздецкий [2,3], А. Г. Исаченко [4], А. Е. Федина [6] и другие. В самой республике региональную природную разнородность Армянской ССР изучали А. Б. Багдасарян, К. О. Оганян, И. С. Степанян и другие географы. Ограниченный объем статьи не позволяет привести критический обзор всех существующих схем и принципов районирования. Отметим лишь, что схемы, рассматривающие расчленение территории от высшего до низшего таксономических рангов региональных единиц районирования отсутствуют. Кроме того, они выполнены на основании особенностей геолого-геоморфологической субстанции. В этом отношении следует выделить схему А. Б. Багдасаряна, отражающую высотно-поясную структуру ландшафтов. Однако, региональные единицы, выделенные А. Б. Багдасаряном, в таксономическом отношении не являются ландшафтными районами. Они являются единицами высокого ранга. Кроме того, в этой схеме не выделены единицы крупного и мелкого рангов. В пространственно-функциональном отношении они не сопоставимы с соответствующими единицами территорий соседних республик и очень схематичны в ландшафтно-структурном отношении. Не вникая в суть имеющихся других так называемых физико-географических схем районирования, выполненных не на ландшафтно-индикационной основе, ниже попытаемся региональную разнородность территории Армянской ССР осветить на основе учения о геосистемах, рассматривающего регионы как саморегулирующие ландшафтные системы, связанные между собой обменом вещества и энергии.

При регионально-ландшафтном районировании нами учтены следующие основные свойства горных ландшафтов: парадиамизм и парагенетизм, сопряженность и конекционность горно-склоновых и горно-долинных ландшафтных систем, высотно-поясная организованность и другие.

В условиях Армянской ССР указанные свойства ландшафтов наиболее четко выявляются в пределах горных котловин. Следовательно, выделение котловин как ландшафтных образований, включавших в себе единство равнинного днища и окаймляющих склонов, является ключом геосистемного районирования горных территорий. В пределах крупных котловин (региональных единиц крупного ранга) факториальной основой для дальнейшего расчленения, т. е. выявления единиц среднего и мелкого рангов, являются карты структуры высотно-поясной и парадиамиической организованности ландшафтов.

На основании указанных принципов и критерий, а также средне-масштабных карт структуры высотно-ландшафтных поясов и ландшафтно-топологических единиц, выполненных автором для всей территории республики, составлена схема регионально-ландшафтной дифференциации (организованности) территории Армянской ССР.

Осуществление этого требовало прежде всего выявить место Закавказья в схеме районирования стран. В ландшафтно-геосистемном плане в пределах традиционного Закавказья, где находится и территория Армянской ССР, выделяются два региона, принадлежащих к различным ландшафтным странам: Западно-Закавказский—часть Причерноморской горной геосистемы и Восточно-Закавказский—часть Прикаспийской горной геосистемы. Оба они находятся в Средиземноморской зоне субтропического географического пояса; первый регион входит во влажно-субтропическую, второй в континентально-субтропическую подзоны. Такого подхода к районированию Закавказья придерживаются М. Сабашвили, Ю. Ливеровский и др. при выделении почвенно-географических областей.

Итак, с точки зрения ландшафтно-геосистемной организованности территория Армянской ССР входит в Прикаспийский природно-территориальный регион, где выделяются несколько ландшафтных областей.

В пределах Восточно-Закавказской области выделяются две подобласти (мегакотловины)—Куринская и Араксинская.

Дальнейшее расчленение вышеуказанных ландшафтных подобластей приводится на основании типологических различий высотнопоясной структуры ландшафтов.

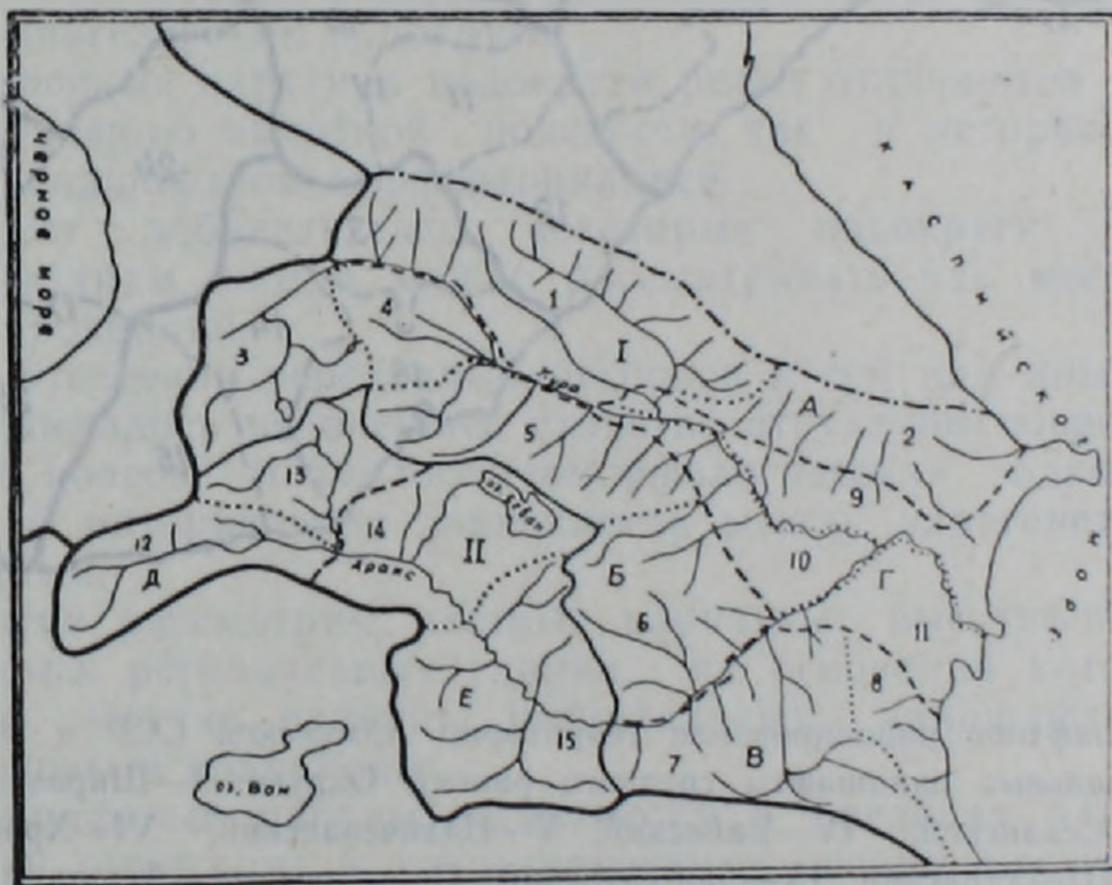


Рис. 1. Ландшафтное районирование Восточно-Закавказской горной области (региональные ландшафты крупного ранга).

Подобласти: I—Куринская, II—Араксинская, провинции: А—Южно-Кавказская, Б—Малокавказская, В—Карадаг-Талышская, Г—Кур-Араксинская (равнинная), Д—Западно-Араксинская, Е—Восточно-Араксинская; Подпровинции: 1—Картлы-Закаталинская, 2—Кобыстанская, 3—Верхне-Куринская, 4—Триалето-Храмская, 5—Сомхето-Мравская, 6—Карабахо-Зангазурская, 7—Карадагская, 8—Талышская, 9—Левобережная, 10—Правобережная, 11—Приморская, 12—Верхне-Араксинская, 13—Ванандская, 14—Средне-Араксинская, 15—Нижне-Араксинская.

Границы: — стран, — — областей, — — — подобластей, — — — провинций, . . . . подпровинций.

В пределах Куринской котловины—как целостной ландшафтной подобласти, выделяются три ландшафтные провинции, в числе которых и Малокавказская, куда входит часть территории Армянской ССР. В пределах Араксинской котловинной подобласти выделяются две провинции: Западно-Араксинская и Восточно-Араксинская. Указан-

ные провинции в свою очередь раздробляются на многочисленные ландшафтные подпровинции (рис. 1). Заметим, что ни одна из приведенных провинций и подпровинций целиком не входит в Армянскую ССР. (Они в пределах республики представлены одним округом или даже одним районом).

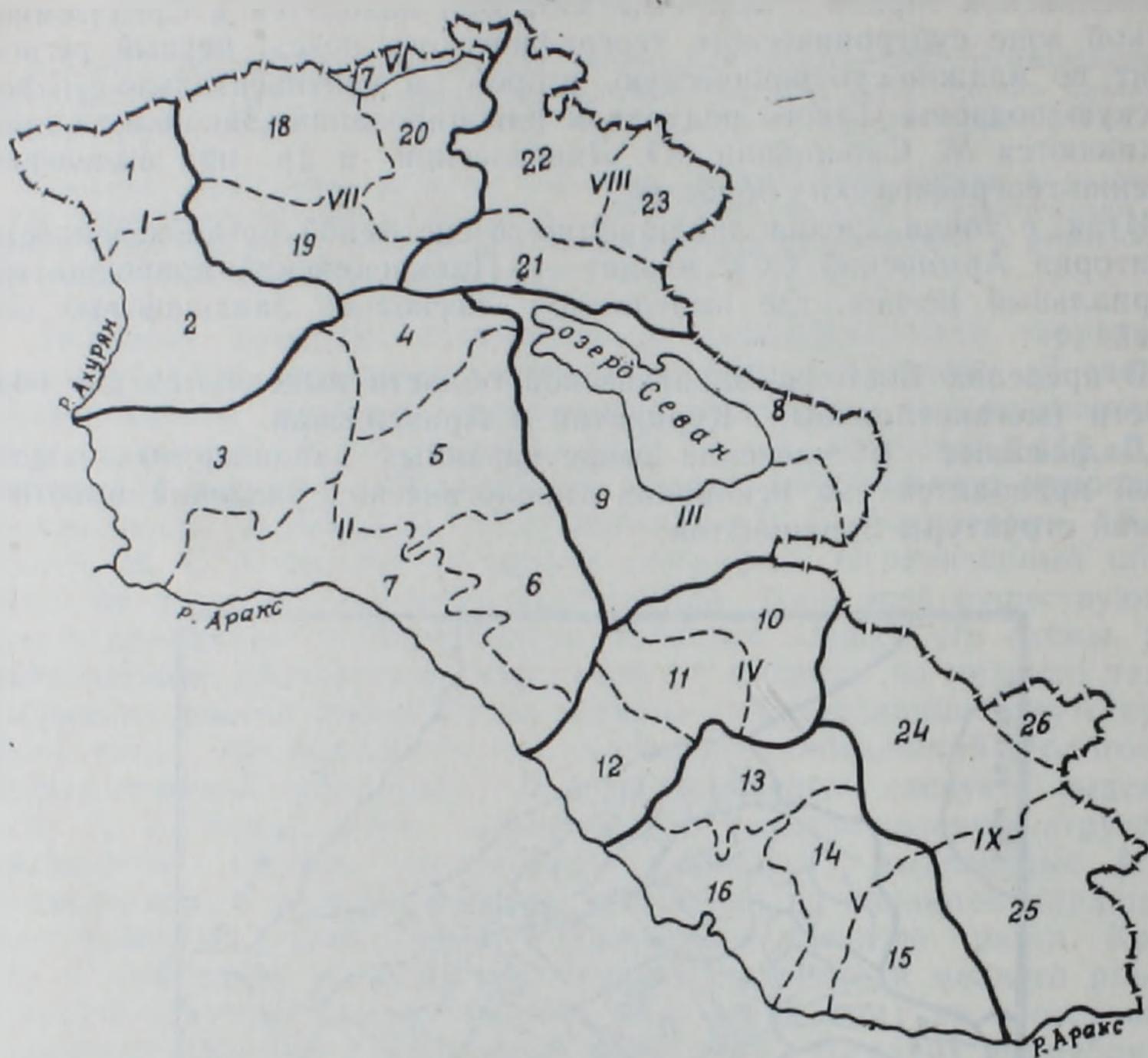


Рис. 2. Ландшафтное районирование территории Армянской ССР и Нахичеванской АССР (региональные ландшафты среднего ранга). Округи: I—Ширакский, II—Ара-ратский, III—Севанский, IV—Вайкский, V—Нахичеванский, VI—Храмский, VII—Гугаркский, VIII—Утикский, IX—Зангезурский. Подокруги: 1—Ашоцкий, 2—Гюмрий-ский, 3—Арагацкий, 4—Цахкуняцкий, 5—Западно-Гегамский, 6—Хосровский, 7—Арага-ский равнинный, 8—Восточно-Севанский, 9—Западно-Севанский, 10—Верхне-Вайк-ский, 11—Средне-Вайкский, 12—Шарурский, 14—Шахбузский, 15—Ордубадский, 16—Нахичеванский равнинный, 17—Болнисский, 18—Лорийский, 19—Памбакский, 20—Дебедский, 21—Верхне-Агстевский, 22—Каенский, 23—Тавушский, 24—Северо-Занге-зурский, 25—Южно-Зангезурский, 26—Восточно-Зангезурский. Границы: — округов, — — подокругов.

В пределах этих единиц, на основании видового различия струк-туры высотно-поясной дифференциации выделяются региональные ландшафты средней таксономической категории—округов и под-округов (рис. 2). Так, Ширакский подтип структуры в пределах Ар-мянской ССР представлен двумя видами: Ашоцкий и Гюмрийский. Первому виду характерен верхнегорный луговой пояс, а второму—горно-степной. Первый вид наблюдается на территории Арпинской котловины, второй—на Гюмрийской. На основании этого и выделяются два округа.

В пределах Средне-Араксинской подпровинции выделяются два вида структуры высотной поясности: Араратский, характерный Араратской макрокотловине и Севанский—Севанской мезокотловине. На основании этих двух видов выделены два округа: Араратский и Севанский. В Араратском виде структуры различаются шесть подвигов: Арагацкий, Мармарикский, Гегамский, Хосровский и равнинный, характеризующиеся выделением одноименных подокругов.

Севанский округ разделяется всего на два подокруга, на основании двух подвигов структуры (Восточно-Севанский и Западно-Севанский).

Нижне-Араксинская подпровинция на территории Армянской ССР представлена одним округом—Вайкским, с двумя подокругами—Верхне-Вайкским и Средне-Вайкским, а также одним районом, не включаемым в указанный округ (Джаукский).

Малокавказская подпровинция также разделяется на многочисленные округа и подокруги. Так, в Сомхето-Мравской подпровинции, в пределах Армянской ССР выделяются: Гугаркский округ с тремя подокругами (Лорийский, Памбакский и Дебедский) и Утикский округ с подокругами—Верхне-Агстевский, Каенский и Гардманский (Тавушский).

Карабахо-Зангезурская подпровинция представлена двумя округами—Зангезурским и Карабахским (Арцахским). В свою очередь в пределах Зангезурского округа выделяются Воротанский, Акорийский и Южно-Зангезурский подокруги.

Выделенные округа и подокруги резко отличаются друг от друга как по строению высотной поясности, так и историей развития и высотно-ландшафтной дифференциацией.

Следует добавить, что некоторые подокруги по ландшафтным структурам иногда можно рассматривать как место «стыковки» двух подпровинций.

При отнесении переходных регионов к тем или иным провинциям нами учитывалось не внешнее сходство структуры современных ландшафтных поясов и геолого-геоморфологическая однородность территории, а материальная зависимость между парагенетическими геокомплексами.

Вкратце рассмотрим местные варианты высотно-поясных структур крупных региональных единиц, на основании которых и были выявлены мелкие единицы региональных ландшафтов Армянской ССР—районы и подрайоны.

Ландшафтные районы выделяются в пределах одной геоморфологической структуры и характеризуются своим местным вариантом структуры высотной поясности. Район в горах характеризуется не только значительной геолого-геоморфологической общностью, но и практически однородностью по структуре поясности, специфика которого обуславливается как особенностями геолого-геоморфологической основы территории, так и расположением последней по отношению к воздушным течениям.

Вследствие того, что геолого-геоморфологические условия в республике существенно изменяются по основным высотным ярусам, то горный район здесь в ряде случаев не выходит за пределы одного яруса. Подобное наблюдается в том случае, когда соподчиненность геокомплексов различных ярусов слабая, широко развиты автономные (элювиальные) геокомплексы. Такая картина в пределах Армянской ССР чаще всего наблюдается на щитовидных вулканических массивах, имеющих предгорные обширные плато. Определенными обособленными районами выделяются также межгорные равнины—днища горных мезо-котловин. Что касается складчато-глыбовых хребтов, то их макроэкспозиционные склоны чаще всего представляют отдельные районы.

В пределах районов ландшафтные подрайоны выделяются вто-

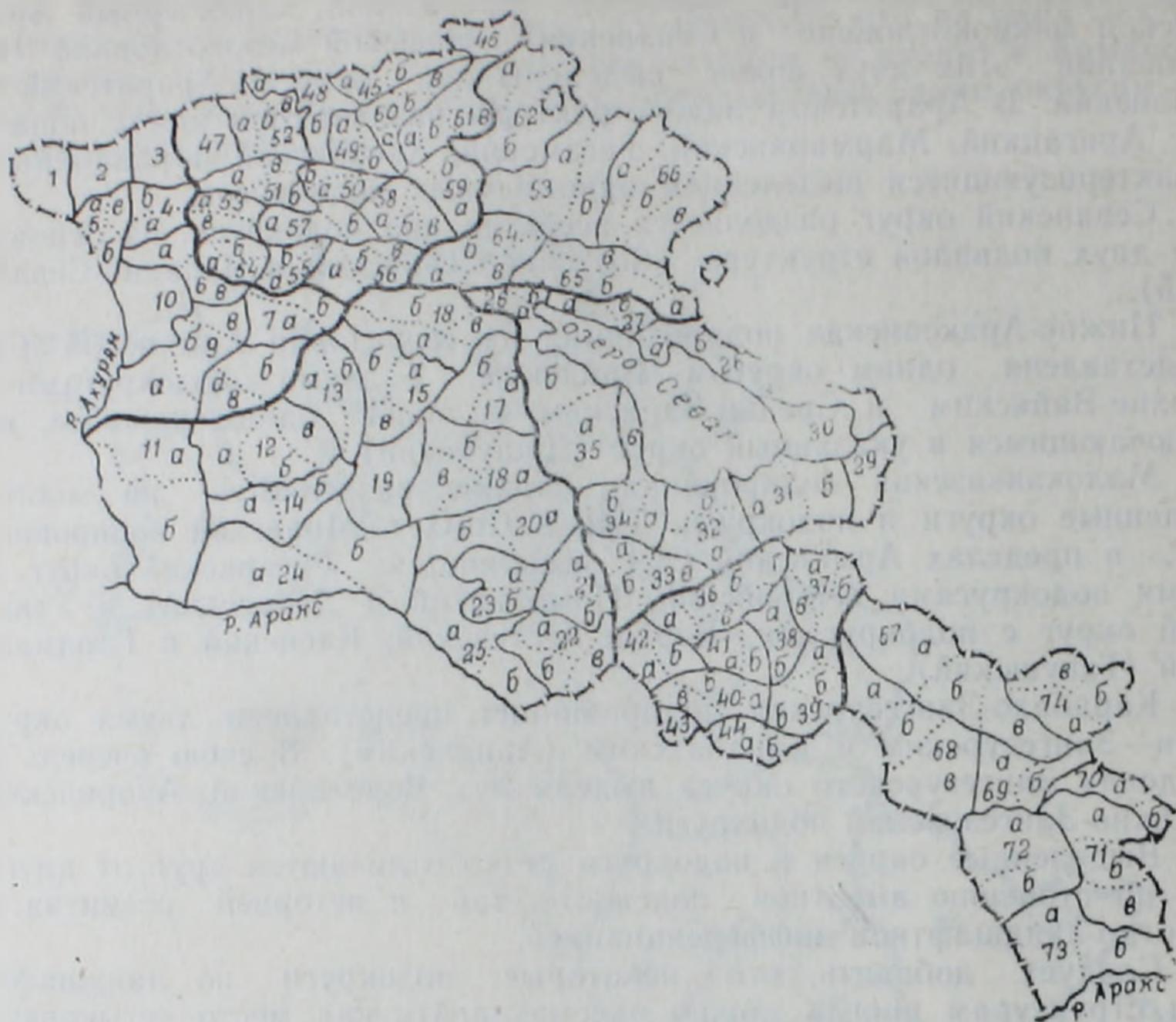


Рис. 3. Ландшафтное районирование территории Армянской ССР (региональные ландшафты нижнего ранга). Районы: 1—Аршинский луговой, 2—Верхне-Ахурянский, лугостепной, 3—Гукасянский луговой, 4—Цохамаргский степной, 5—Амасийский степной, 6—Джаджурский степной, 7—Ахулинский степной, 8—Северо-Арагацкий луговой, 9—Предгорный степной, 10—Ленинаканский степной, 11—Мастаринский сухостепной, 12—Южно-Арагацкий луговой, 13—Апаранский лугостепной, 14—Шамирамский полупустынный, 15—Западно-Цахкуняцкий лесостепной, 16—Мармарикский лесной, 17—Разданский лугостепной, 18—Котайкский степной, 19—Егвардский сухостепной, 20—Азатский фриганоидный, 21—Хосровадзорский редколесной, 22—Урцский фриганоидный, 23—Ерахский бедлендовый, 24—Мецаморский пустынно-полупустынный, 25—Востанский пустынно-полупустынный, 26—Дзыкнагетский лугостепной, 27—Арегунийский остепненный, 28—Гюнейский остепненный, 29—Сотский луговой, 30—Масрикский степной, 31—Поракский лугостепной, 32—Мартунийский лугостепной, 33—Аргичийский лугостепной, 34—Цаккар-Армаганский лугостепной, 35—Восточно-Гегамекский лугостепной, 36—Ехегнесский остепненный, 37—Джермукский лесолуговой, 38—Ерерский остепненный, 39—Амулсар-Гогнийский луголесостепной, 40—Арнасарский фриганоидный, 41—Тексарский степной, 42—Каркатарский степной, 43—Хачикский фриганоидный, 44—Хидзорутский фриганоидный, 45—Северо-Сомхетский лесной, 46—Папакарский шибляковый, 47—Мокригорский луговой, 48—Западно-Сомхетский степной, 49—Леджанский степной, 50—Степанаванский лесной, 51—Гогаран-Чкнахский луговой, 52—Таширекий степной, 53—Чичканский редколесной, 54—Верхне-Памбакский степной, 55—Средне-Памбакский степной, 56—Нижне-Памбакский лесной, 57—Южно-Базумский остепненный, 58—Верхне-Дебедский лесной, 59—Марцкий лесной, 60—Лалварский редколесной, 61—Гугарацкий лесной, 62—Кохб-Воскепарский лесной, 63—Иджеванский редколесной, 64—Дилижанский лесной, 65—Гетикский лесостепной, 66—Бердский редколесной, 67—Айлахский лугостепной, 68—Сисианский степной, 69—Арамаздский лесостепной, 70—Кашунийский лесной, 71—Капанский лесной, 72—Дзоркский лесолуговой, 73—Аревикский редколесной, 74—Абандский остепненный; а, б, в—ландшафтные подрайоны в пределах районов. Границы: — районов, - - - подрайонов.

ростепенными различиями, главным образом по степени антропогенного влияния на местные структуры высотной поясности ландшафтов.

Являясь морфологическими частями крупных региональных единиц, районы и подрайоны на исследуемой территории в пространственном отношении составляют сложную мозаику. Индивидуальная приуроченность регионально-ландшафтных образований в ранге район и подрайон приведена в схематической карте (рис. 3). По площади регионально-ландшафтные единицы в основном мелкоконтурны. Наиболее сложным регионом является Зангезурский округ. Несмотря на относительно небольшую площадь, на территории Зангезура выделяются многочисленные, резко отличающиеся друг от друга виды, подвиды и местные варианты высотно-поясной структуры природных ландшафтов. В Зангезуре соприкасаются литологические комплексы различного генезиса: молодые лавы, вулканогенно-осадочные толщи и интрузивные массивы. Подобная гетеролитность геологического строения характерна особенно Боротанскому подокругу. Каждый из выделенных подокругов Зангезурского округа включает несколько разнородных районов (как по генезису, так и по ландшафтному составу).

Таким образом, территория Армянской ССР включает в себя многочисленные разнородные ландшафтно-региональные комплексы: двух горных подобластей, двух провинций, пяти подпровинций, восьми округов, двадцати подокругов и многочисленных районов и подрайонов. Каждый из этих региональных комплексов отличается своим природно-ресурсным потенциалом, особенностями освоения, использования и преобразования.

Предполагаемая схема районирования является первым опытом дробного регионально-ландшафтного расчленения территории республики с выделением единиц всех таксономических рядов. Оно проведено на научной основе, базируясь на ландшафтно-поясных особенностях, с учетом путей миграции вещества и энергии, направленности гипергенных процессов и сопряжения парадинамических ландшафтных комплексов.

Помимо научного интереса, предполагаемое детальное ландшафтное районирование может иметь практическое применение. Например, научнообоснованное ландшафтное районирование должно во многом способствовать правильному административному делению территории республики.

Заметим, что региональные ландшафты, в сущности, являются самостоятельными природно-ресурсными регионами, имеющими специфические наборы природных ресурсов и одновременно своеобразные условия для их освоения и воспроизводства [5].

Отсюда следует, что не существует самостоятельного направления — комплексное природно-ресурсное райспирование. Такой цели служат карты ландшафтного районирования, на базовой основе которых приводится типологическая классификация региональных единиц и составление серии аналитических и синтетических ресурсных картограмм отдельных свойств природных условий (или же ресурсов).

Некоторые из этих карт, отображающие, например, распаханность или плотность населения по природным комплексам (районам), одновременно представляют собой анализ воздействия человека на ландшафт, т. е. позволяют судить об интенсивности изменения природных ландшафтов под воздействием хозяйственной деятельности общества.

Приведенные схемы районирования позволяют сделать некоторые обобщения о регионально-ландшафтной обстановке территории Армянской ССР.

1. В первую очередь бросается в глаза очень сложный и многообразный состав ландшафтно-региональных единиц. На сравнительно небольшой территории выделяются две горные провинции с много-

численными подпровинциями, имеющие доминирующие типы ландшафтов аналогов двух широтных зон. В пределах подпровинций выделяются многочисленные округа с подокругами, что и указывает на их сравнительно сложный характер и внутреннюю неоднородность. Региональные единицы в пространственном отношении не всегда ограничиваются административными границами республики (особенно регионы выше единицы подокруга), периферийные их части входят в соседние республики (и в Турцию), что вынуждало нас сопоставить границы выделенных комплексов с регионами соседних территорий.

2. Сравнивая схему районирования территории Армянской ССР, выполненную нами, с однозначными (опубликованными атласами и картами) схемами соседних республик, имеющих сходные природно-ландшафтные условия, видим, что территория Армянской ССР имеет более многообразный ландшафтный (регионально-ландшафтный) состав; выделяется больше ландшафтных округов и подокругов, а в пределах последних—районов и подрайонов. Подобное различие объясняется, по-видимому, не только сложностью природных условий, но и детальностью проводимых работ. Вероятно, различался и подход при составлении этих схем. Тем не менее, здесь сказывается сложность геолого-тектонического развития территории Армянского нагорья, одного из молодых очагов новейшего вулканизма, окруженного и окаймленного складчато-глыбовыми структурными хребтами, сложенными вулканогенно-осадочными породами, осложненными новейшими тектоническими нарушениями и перемещениями.

Две последние силы—вулканизм и новейшая тектоника обусловили регионально-ландшафтную мозаичную дифференциацию природы республики, формирование горно-котловинных природно-территориальных образований, характерных и доминирующих в площадном отношении.

3. Различные степени замкнутости, индивидуальности строения, разнообразия формы и размеров территории способствовали формированию многообразия структуры высотной поясности ландшафтов, тем самым многочисленности индивидуальных региональных единиц, различных рангов и величин.

4. Формируясь как обособленные региональные ландшафтные единицы, горные котловины отличаются не только формой или же размерами, но и по степени сложности и дифференцированности ландшафтной обстановки, что и обусловлено, первым делом, внутренней неоднородностью рельефа, залегающих пород и высотой составителей котловины. Это и приводит к усложнению структуры высотно-поясной дифференциации территорий и увеличению таксономического ранга индивидуальных региональных единиц.

5. Характерная особенность региональных ландшафтов Армянской ССР—это их мелкоконтурность, что следует объяснить историей развития территории, особенно новейшими тектоническими движениями.

6. Отличительная особенность регионально-ландшафтных единиц территории республики—это преобладание верхнегорных ландшафтов. В частности в Среднеараксинской провинции верхнегорный ландшафтный ярус занимает доминирующую площадь, с чем и следует считаться при организации территории и использовании ресурсов.

7. Так как региональные единицы выше района в пространственном отношении в основном совпадают с какой-либо котловиной, то при решении вопросов хозяйственного использования территории следует учесть все особенности и специфичность этих образований, особенно динамику основных геофизических элементов, пути миграции вещества и их аккумуляции в равнинном днище, высокое плодородие земель равнинных днищ, их сравнительную крупноконтурность, позволяющую механизировать сельскохозяйственные работы, а также тесную сопряженность равнинных и склоновых ландшафтных комплексов, степени закрытости, отсюда и большую подверженность

котловини загрязняющую техногенными отходами (особенно равнинных днищ котловин) и другие особенности.

8. Сопоставление ландшафтных карт, схем и картограмм дает наглядную картину не только степени современного использования территории различными хозяйствами, но и выделяются участки с подходящими условиями для ведения какой-либо отрасли народного хозяйства, а также делается возможным целенаправленная разумная организация сети природноохраняемых очагов. Отсюда и схема регионального ландшафтного районирования, с анализом морфоструктурных особенностей выделенных регионов, выявлением их параметров и степени использования ресурсов. Поможет народному хозяйству решать различные хозяйственные вопросы при организации территории и использовании природноландшафтных ресурсов. Наряду с картами высотных ландшафтов, карта районирования республики является теоретической основой рационального природопользования—организации охраны и оптимизации природы в региональном плане.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 14. III. 1986.

Կ. Ք. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԲՆԱՏԱՐԱԾՔԻ ՌԵԳԻՈՆԱԿԱԼ ԼԱՆԴՇԱՖՏԱՅԻՆ ՏԱՐԲԵՐԱԿՈՒՄԸ  
(շրջանացումը)

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում քննարկվում են Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի լանդշաֆտների ռեգիոնալ կազմակերպվածության հարցերն ու կարգաբանական տարրեր մեծության ռեգիոնալ միավորների առանձնադասակարգման սկզբունքները՝ ելնելով լեռնային գոգավորությունների լանդշաֆտային համալիրների առանձնահատկություններից: Վեր են հանված հանրապետության բնատարածքի ռեգիոնալ միավորների լանդշաֆտա-նեսուրսային տարբերությունները: Նշված են ռեգիոնալ-լանդշաֆտային տարբերակման սխեմայի գործնական նշանակության հարցեր՝ հանրապետության բնատարածքի բնաօգտագործման նախագծումային լուծումներում:

G. B. GRIGORIAN

THE REGIONAL LANDSCAPE DIFFERENTIATION OF THE  
ARMENIAN SSR TERRITORY (zoning)

A b s t r a c t

On the basis of the mountainous landscape geosystems paradynamism the problems of the Armenian SSR territory regional-landscape organization as well as the different taxonomical ranks regional units distinguishing principles are considered in this paper.

The regional units structural differences and natural-resource potentials various composition are revealed. The great practical significance of the regional-landscape differentiation detailed scheme is marked out for solving the problems of the Armenian SSR territory rational nature management.

1. Багдасарян А. Б. Природно-ландшафтные пояса и физико-географические районы. Атлас Армянской ССР. Ереван-Москва:, 1951, 56 с.
2. Гвоздецкий Н. А. Карты физико-географического районирования в региональных атласах.—Вест. МГУ, сер. геогр., 1968, № 1, с. 51—56.
3. Гвоздецкий Н. А. Ландшафтная карта и схема физико-географического районирования Закавказья.—В кн.: Ландш. картир. и физ. геогр. районирование горных областей. М.: Изд. МГУ, 1972, с. 97—118.
4. Исаченко А. Г. Основы ландшафтоведения и физико-географическое районирование. М.: Изд. Высшая школа, 1965. 327 с.
5. Исаченко А. Г. Задачи географии в области разработки научных основ регионального использования природной среды.—Изв. ВГО, 1980, вып. 2, с. 101—111.
6. Федина А. Е. Физико-географическое районирование. М.: Изд. МГУ, 1981. 128 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 1, 56—59, 1987

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 552.12:549

Р. В. АКОПЯН, Р. С. МЕЖЛУМЯН, Н. С. ПАЛБАНДЯН, Л. Г. ГЕВОНДЯН

### СИНТЕЗ И ИССЛЕДОВАНИЕ КУБИЧЕСКОГО ЦЕОЛИТА «Р»

Проведен ряд экспериментов по получению цеолита гидротермально-щелочной обработкой кислого вулканического стекла-перлита.

В процессе гидротермально-щелочной обработки перлита вначале образуется трисиликат, затем метасиликат натрия и нерастворимый осадок в виде гидроалюмосиликата—цеолита [2]. Кристаллизация цеолита происходит в широком температурном интервале—от 50 до 150°C, содержание его зависит от степени выщелачивания кремнезема из породы. При низкой температуре (50°C) и малой экспозиции (2 ч) кремнезем выщелачивается в незначительном количестве, и осадок характеризуется аморфной структурой. С повышением температуры содержание кремнезема в осадке уменьшается и вместе с тем увеличивается количество кристаллизующейся фазы. На степень выщелачивания кремнезема влияет не только температурный фактор, но и концентрация щелочного раствора и продолжительность его воздействия на породу. Цеолит получен в осадках с содержанием кремнезема от 43 до 63%.

Синтезированный цеолит исследовался рентгенографическим, термографическим, петрографическим и ИК-спектроскопическим методами.

Под микроскопом в иммерсионных препаратах он характеризуется более или менее изометричными или округлыми изотропными зернами с  $N=1,425\pm 0,002$ , что свидетельствует о кубической структуре минерала.

Рентгенографическим анализом установлена принадлежность синтезированного минерала к цеолиту «Рс». В табл. 1 приводятся результаты рентгенографического анализа синтезированного цеолита и цеолита «Рс» по [1].

Дифференциальные кривые нагревания образцов перлита, обработанных щелочью при 50°C в течение 2-х часов независимо от концентрации щелочного раствора, аналогичны кривым ДТА необработанного перлита. Дегидратация происходит постепенно и заканчивается при 620°C, потеря при прокаливании составляет 2,6—2,7%.

После сорокачасовой обработки образцов щелочным раствором на кривой ДТА наблюдается довольно интенсивный эндотермический эффект с максимумом при 180°C, характерный для дегидратации цеолитов и продолжающийся до 280°C. На этот этап приходится 5,1%

1. Багдасарян А. Б. Природно-ландшафтные пояса и физико-географические районы. Атлас Армянской ССР. Ереван-Москва, 1951, 56 с.
2. Гвоздецкий Н. А. Карты физико-географического районирования в региональных атласах.—Вест. МГУ, сер. геогр., 1968, № 1, с. 51—56.
3. Гвоздецкий Н. А. Ландшафтная карта и схема физико-географического районирования Закавказья.—В кн.: Ландш. картир. и физ. геогр. районирование горных областей. М.: Изд. МГУ, 1972, с. 97—118.
4. Исаченко А. Г. Основы ландшафтоведения и физико-географическое районирование. М.: Изд. Высшая школа, 1965. 327 с.
5. Исаченко А. Г. Задачи географии в области разработки научных основ регионального использования природной среды.—Изв. ВГО, 1980, вып. 2, с. 101—111.
6. Федина А. Е. Физико-географическое районирование. М.: Изд. МГУ, 1981. 128 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 1, 56—59, 1987

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 552.12:549

Р. В. АКОПЯН, Р. С. МЕЖЛУМЯН, Н. С. ПАЛБАНДЯН, Л. Г. ГЕВОНДЯН

### СИНТЕЗ И ИССЛЕДОВАНИЕ КУБИЧЕСКОГО ЦЕОЛИТА «Р»

Проведен ряд экспериментов по получению цеолита гидротермально-щелочной обработкой кислого вулканического стекла-перлита.

В процессе гидротермально-щелочной обработки перлита вначале образуется трисиликат, затем метасиликат натрия и нерастворимый осадок в виде гидроалюмосиликата—цеолита [2]. Кристаллизация цеолита происходит в широком температурном интервале—от 50 до 150°C, содержание его зависит от степени выщелачивания кремнезема из породы. При низкой температуре (50°C) и малой экспозиции (2 ч) кремнезем выщелачивается в незначительном количестве, и осадок характеризуется аморфной структурой. С повышением температуры содержание кремнезема в осадке уменьшается и вместе с тем увеличивается количество кристаллизующейся фазы. На степень выщелачивания кремнезема влияет не только температурный фактор, но и концентрация щелочного раствора и продолжительность его воздействия на породу. Цеолит получен в осадках с содержанием кремнезема от 43 до 63%.

Синтезированный цеолит исследовался рентгенографическим, термографическим, петрографическим и ИК-спектроскопическим методами.

Под микроскопом в иммерсионных препаратах он характеризуется более или менее изометричными или округлыми изотропными зернами с  $N=1,425\pm 0,002$ , что свидетельствует о кубической структуре минерала.

Рентгенографическим анализом установлена принадлежность синтезированного минерала к цеолиту «Рс». В табл. 1 приводятся результаты рентгенографического анализа синтезированного цеолита и цеолита «Рс» по [1].

Дифференциальные кривые нагревания образцов перлита, обработанных щелочью при 50°C в течение 2-х часов независимо от концентрации щелочного раствора, аналогичны кривым ДТА необработанного перлита. Дегидратация происходит постепенно и заканчивается при 620°C, потеря при прокаливании составляет 2,6—2,7%.

После сорокачасовой обработки образцов щелочным раствором на кривой ДТА наблюдается довольно интенсивный эндотермический эффект с максимумом при 180°C, характерный для дегидратации цеолитов и продолжающийся до 280°C. На этот этап приходится 5,1%

потери веса, что составляет половину общего количества п. п. п. Судя по характеру кривой потери веса, дегидратация происходит плавно. С повышением температуры и увеличением степени выщелачивания кремнезема потеря веса возрастает. После щелочной обработки при 100°C и длительности процесса в течение 2-х часов потеря веса составляет 10,2%, при этом большая часть цеолитной воды уходит до 260°C, составляя 5,9%. При температуре 150°C осадки характеризуются большей потерей веса. На дифференциальных кривых нагревания этих образцов наблюдается более интенсивный эндотермический эффект с максимумом от 190°C до 210°C. Процесс дегидратации в этих образцах заканчивается в интервале 420—460°C. При этой температуре исследовано влияние отношения абсолютного количества щелочи в растворе к кремнезему породы ( $R_2O/SiO_2 = c$ ) на степень выщелачивания  $SiO_2$  и кристаллизацию осадков. Значение  $c$  при этом менялось от 0,1 до 0,8 при одинаковой навеске перлита. Исследования показали, что с увеличением значения  $c$  отношение  $Si/Al$  в осадках уменьшается. Потеря веса при этом с возрастанием значения  $c$  возрастает от 13% при  $c=0,1$  до 13,1% при  $c=0,8$ .

Таблица 1

Рентгенографическая характеристика  
цеолитов «Рс»

Синтезированный цеолит		Цеолит «Рс» по Бреку [2]	
J	d/n	J	d/n
5	7,10	55	7,1
4	5,00	35	5,01
4	4,09	55	4,10
10	3,18	100	3,16
5	2,683	55	2,67
1	2,36	7	2,36
1	1,969	10	1,965
1	1,773	7	1,771
1	1,721	7	1,719
1	1,669	7	1,667

На кривых ДТА с высоким содержанием кристаллической фазы фиксируется экзотермический эффект при 790°C. Интенсивность этого эффекта зависит от степени дегидратации образца, т. е. от количества цеолита.

Рентгенографический анализ образца, прокаленного при 800°C, показал наличие полевого шпата в качестве основной фазы, что свидетельствует о переходе кубического цеолита «Р» в полевой шпат.

С целью выявления структурных изменений проведены ИК-спектроскопические исследования синтезированного цеолита (рис.1). ИК-спектры сняты на приборе Spexord—75 IR в диапазоне волновых чисел от 400 до 4000  $см^{-1}$ . Использовались порошковые препараты, приготовленные обычным методом суспензии.

При расшифровке части спектров поглощения группы ОН выявлена полоса в области 1550—1670  $см^{-1}$ , соответствующая деформационным колебаниям молекул  $H_2O$ . Указанная полоса в необработанном перлите и в образцах, обработанных при 50°C в течение 2 ч очень маленькая и нечеткая. При продолжительности щелочной обработки в течение 40 ч при 50°C она выражена более отчетливо. С повышением температуры до 100°C и 150°C, но при щелочной обработке в течение 2 ч полоса деформационных колебаний  $H_2O$  становится интенсивнее. Кроме этого, на ИК-спектрах всех образцов наблюдается полоса поглощения, характеризующая валентные колебания ОН-групп молекул  $H_2O$  (3100—3200  $см^{-1}$  и 3200—3450  $см^{-1}$ ), а также ОН-ионов (3450—3650  $см^{-1}$ ), связанных с катионами [3].

Характерно, что в перлите, а также в образцах, обработанных при  $50^{\circ}\text{C}$  в течение 2-х часов, полоса поглощения в области  $3100\text{--}3200\text{ см}^{-1}$  несколько выделяется от остальной части спектра области  $3100\text{--}3650\text{ см}^{-1}$ , хотя она характеризуется слабой интенсивностью. Одновременно полоса поглощения  $3100\text{--}3650\text{ см}^{-1}$  для этих образцов отличается некоторой асимметричностью. С увеличением степени выщелачивания кремнезема все 3 области ( $3100\text{--}3200\text{ см}^{-1}$ ,  $3200\text{--}3450\text{ см}^{-1}$  и  $3450\text{--}3650\text{ см}^{-1}$ ) постепенно сливаются, приобретая корытообразную форму. Одновременно эта полоса поглощения становится более интенсивной.

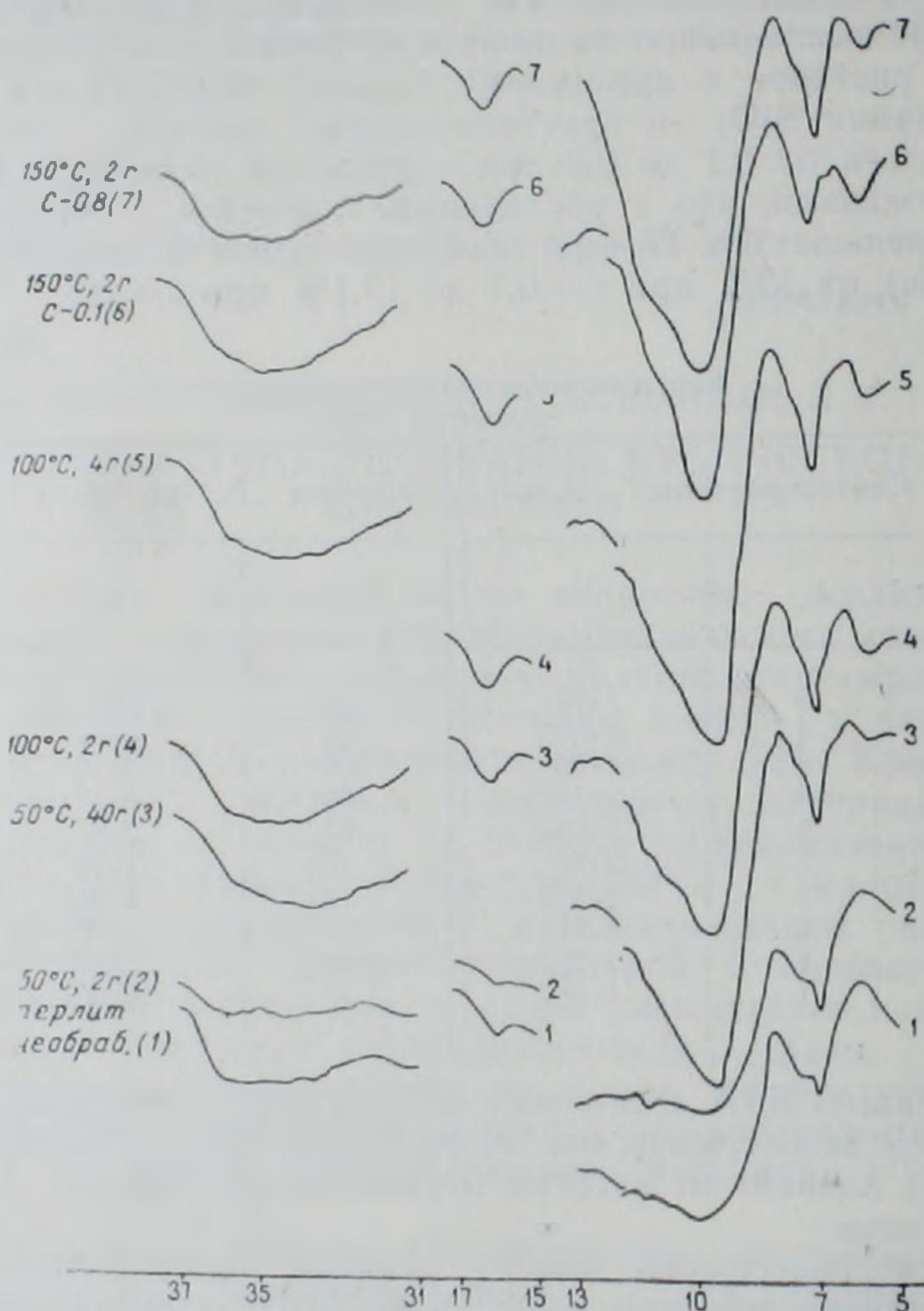


Рис. 1. ИК-спектры обработанных образцов перлита.

Наличие областей поглощения валентных и деформационных колебаний свидетельствует о том, что и в природном перлите, и в образцах, подвергнутых щелочной обработке, присутствуют молекулы  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{OH}$ -группы, однако с изменением количества кремнезема в осадке, т. е. с изменением количества кристаллической фазы форма и разрешаемость полосы поглощения меняются.

На ИК-спектрах образцов, прошедших гидротермально-щелочную обработку и содержащих в том или ином количестве кристаллическую фазу, появляется новая небольшая полоса поглощения в области  $500\text{--}600\text{ см}^{-1}$ , связанная с наличием двойных колец в каркасе кристаллической структуры цеолитов. Возникновение новой полосы поглощения в спектрах обработанных образцов является свидетельством начала упорядочения структуры в стекле, т. е. начала процесса кристаллизации. С увеличением степени упорядо-

ченности структуры эта полоса поглощения становится более интенсивной и имеет максимум при  $560 \text{ см}^{-1}$ .

Следующая полоса с максимумом при  $695 \text{ см}^{-1}$  характеризует колебание связей внутри тетраэдров  $\text{TO}_4$ . С упорядочением структуры кристаллической решетки она становится уже и лучше очерченной, а с увеличением содержания кристаллической фазы увеличивается ее интенсивность.

Спектры всех образцов характеризуются широкими фундаментальными полосами в области  $800\text{—}1200 \text{ см}^{-1}$ , основной максимум которых наблюдается при  $1000 \text{ см}^{-1}$  у перлита и при  $940\text{—}950 \text{ см}^{-1}$  в остальных образцах. Эта область колебаний характерна для материалов с высоким содержанием щелочей и приписывается валентным колебаниям кремне- и алюмокремнекислородных тетраэдров. Характер этой полосы поглощения у природных перлитов и обработанных, но сохранивших аморфную структуру аналогичен и заметно отличается от кристаллических образцов. У аморфных образцов эта полоса широкая, неглубокая, асимметричная. С упорядочением структуры, в особенности с увеличением концентрации  $\text{Na}_2\text{O}$  в растворе, эта область поглощения становится все четче и интенсивнее и максимум ее смещается в сторону более низких частот ( $950 \text{ см}^{-1}$ ). Последнее обстоятельство, очевидно, связано с замещением  $\text{Si}^{4+}$  алюминием и увеличением длины связи  $\text{Al—O}$ .

Таким образом, в процессе гидротермально-щелочной обработки перлита некоторые области на ИК-спектрах претерпевают значительные изменения, связанные с преобразованием «ближнего порядка» в «дальний порядок» и с усовершенствованием кристаллического каркаса цеолита.

Научно-производственное  
объединение «Камень и  
силикаты»

Поступила 3 VI.1986.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Брек Д. Цеолитовые молекулярные сита. М.: Химия, 1976. 781 с.
2. Мелконян Г. С. Гидротермальный способ приготовления комплексного стекольного сырья «Каназит» на основе горных пород и продуктов их переработки. Ереван: Изд. Айастан, 1977. 232 с.
3. Палецкий В. В. Петрогенезис кислых вулканитов. М.: Наука, 1975. 206 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 1, 59—63, 1987

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.837

А. К. МАТЕВОСЯН

#### СПОСОБ ИЗМЕРЕНИЯ ВЫСШИХ ПРОИЗВОДНЫХ ПЕРЕХОДНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

В настоящее время при проведении электроразведочных наблюдений большое место уделяется изучению дифференциальных параметров электрических полей [1, 2, 5]. Это достигается как путем использования различных разновидностей установок, так и при изучении переходных процессов в горных породах за определенные промежутки времени. При исследовании вторичного электрического поля (поля вызванной поляризации) измеряется как переходная характеристика вызванной поляризации (ПХ ВП), так и ее производная

ченности структуры эта полоса поглощения становится более интенсивной и имеет максимум при  $560 \text{ см}^{-1}$ .

Следующая полоса с максимумом при  $695 \text{ см}^{-1}$  характеризует колебание связей внутри тетраэдров  $\text{TO}_4$ . С упорядочением структуры кристаллической решетки она становится уже и лучше очерченной, а с увеличением содержания кристаллической фазы увеличивается ее интенсивность.

Спектры всех образцов характеризуются широкими фундаментальными полосами в области  $800\text{—}1200 \text{ см}^{-1}$ , основной максимум которых наблюдается при  $1000 \text{ см}^{-1}$  у перлита и при  $940\text{—}950 \text{ см}^{-1}$  в остальных образцах. Эта область колебаний характерна для материалов с высоким содержанием щелочей и приписывается валентным колебаниям кремне- и алюмокремнекислородных тетраэдров. Характер этой полосы поглощения у природных перлитов и обработанных, но сохранивших аморфную структуру аналогичен и заметно отличается от кристаллических образцов. У аморфных образцов эта полоса широкая, неглубокая, асимметричная. С упорядочением структуры, в особенности с увеличением концентрации  $\text{Na}_2\text{O}$  в растворе, эта область поглощения становится все четче и интенсивнее и максимум ее смещается в сторону более низких частот ( $950 \text{ см}^{-1}$ ). Последнее обстоятельство, очевидно, связано с замещением  $\text{Si}^{4+}$  алюминием и увеличением длины связи  $\text{Al—O}$ .

Таким образом, в процессе гидротермально-щелочной обработки перлита некоторые области на ИК-спектрах претерпевают значительные изменения, связанные с преобразованием «ближнего порядка» в «дальний порядок» и с усовершенствованием кристаллического каркаса цеолита.

Научно-производственное  
объединение «Камень и  
силикаты»

Поступила 3 VI.1986.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Брек Д. Цеолитовые молекулярные сита. М.: Химия, 1976. 781 с.
2. Мелконян Г. С. Гидротермальный способ приготовления комплексного стекольного сырья «Каназит» на основе горных пород и продуктов их переработки. Ереван: Изд. Айастан, 1977. 232 с.
3. Палецкий В. В. Петрогенезис кислых вулканитов. М.: Наука, 1975. 206 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 1, 59—63, 1987

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.837

А. К. МАТЕВОСЯН

#### СПОСОБ ИЗМЕРЕНИЯ ВЫСШИХ ПРОИЗВОДНЫХ ПЕРЕХОДНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

В настоящее время при проведении электроразведочных наблюдений большое место уделяется изучению дифференциальных параметров электрических полей [1, 2, 5]. Это достигается как путем использования различных разновидностей установок, так и при изучении переходных процессов в горных породах за определенные промежутки времени. При исследовании вторичного электрического поля (поля вызванной поляризации) измеряется как переходная характеристика вызванной поляризации (ПХ ВП), так и ее производная

по десятичному логарифму времени. При проведении детализационных работ (в частности при разбраковке аномалий ВП) предпочтение дается непосредственным измерениям производной ПХ ВП.

В данной работе предлагается способ подбора временных режимов наблюдений вторичного поля (поля ВП) с целью непосредственного измерения высших производных ПХ ВП. Представлены результаты лабораторных работ, связанных с измерением второй производной переходной характеристики по логарифму времени.

Как известно, при пропускании импульса постоянного тока через исследуемую среду и измерении электрического поля между приемными электродами после выключения тока возможно определение производной (приращения) переходной характеристики ВП [1, 4]. При пропускании двух разнополярных импульсов тока с одинаковой амплитудой можно определить величину второй производной ПХ ВП по десятичному логарифму времени [3]. Для этого

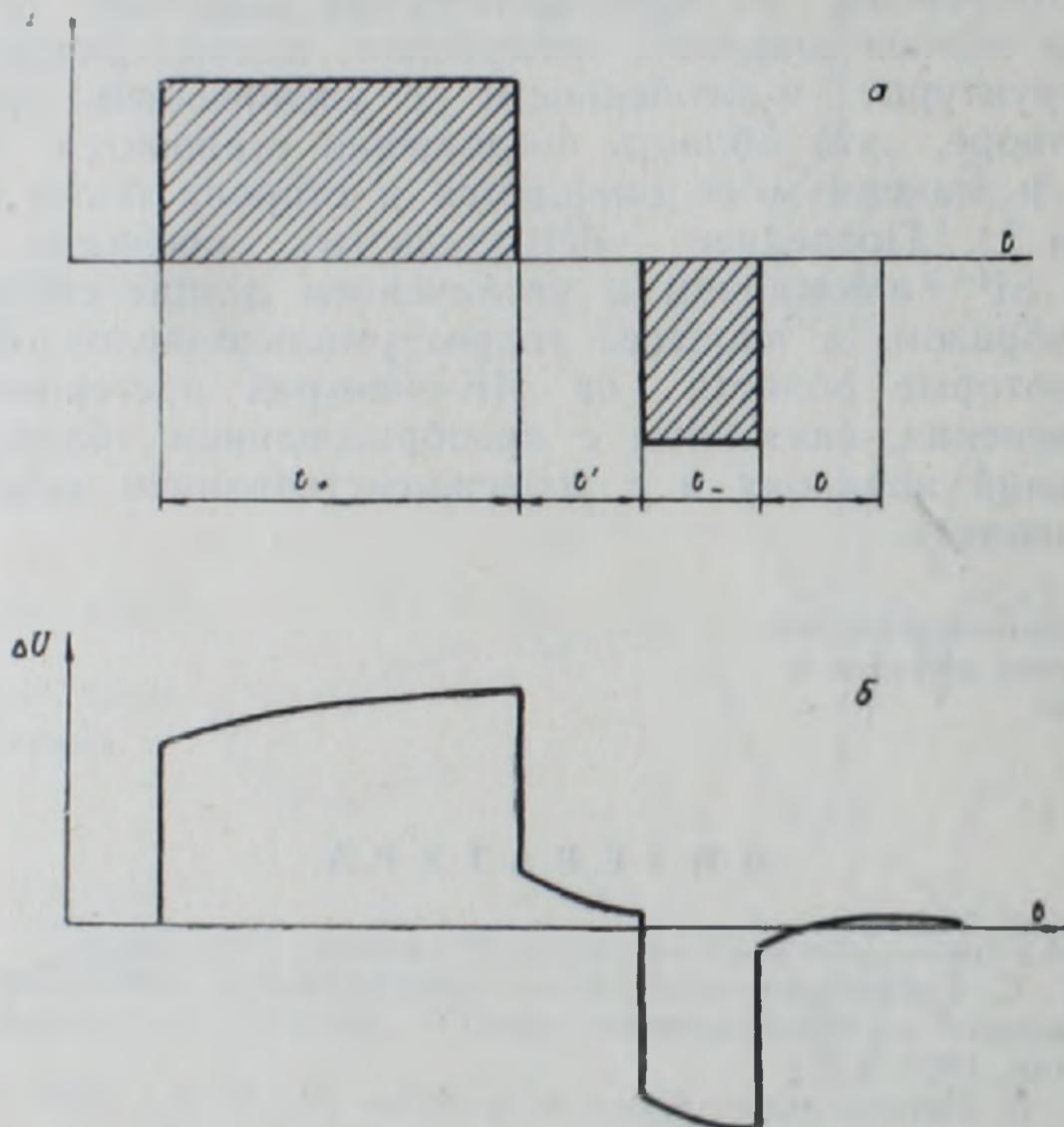


Рис. 1. Временной режим силы тока (а) и изменение разности потенциалов во времени (б) при измерениях второй производной ПХ ВП.

соблюдается следующий временной режим измерений (рис. 1). После импульса постоянного тока длительностью  $t_+$  через время  $t'$  пропускается импульс тока обратной полярности той же величины в течение времени  $t_-$ , после чего по истечении времени  $t$  определяется величина электрического поля ВП (потенциал, разность потенциалов, напряженность). При этом соблюдается равенство

$$\frac{t_+}{t' + t_- + t} = \frac{t_-}{t} = m_1. \quad (1)$$

Измеряемая величина является второй производной переходной характеристики ВП по логарифму времени, отнесенная к моменту времени

$$\begin{aligned} T &= \frac{V'(t_+ + t' + t_- + t)(t' + t_- + t)(t_- + t)t}{=} \\ &= \frac{V'(t' + t_- + t)(t_- + t)}{=} = \frac{V'(t_+ + t' + t_- + t)t}{=} \end{aligned} \quad (2)$$

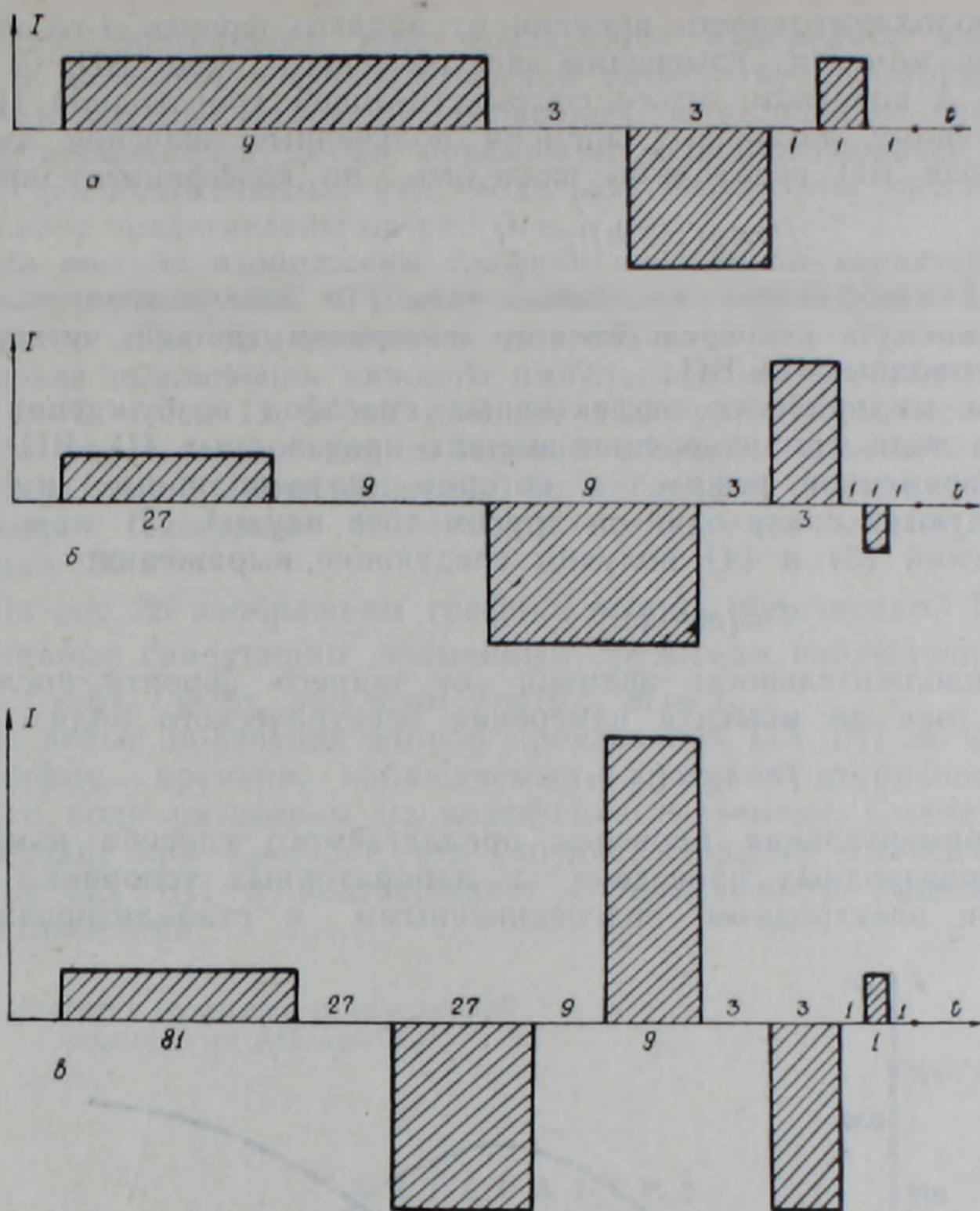


Рис. 2. Временные режимы силы тока при измерениях высших производных ПХ ВП ( $m=1$ ,  $l=3$ ). а—третьей производной, б—четвертой, в—пятой (цифрами представлены величины промежутков времени).

С целью получения второй производной по десятичному логарифму времени полученные значения электрического поля ВП делят на коэффициент времени  $\lg(1+m) \lg(t_+/t_-)$ .

Временные режимы измерений, для получения последующих производных ПХ ВП, определяются аналогичным образом, с использованием серии разнополярных импульсов постоянного тока различной длительности и интенсивности. При этом соблюдаются следующие условия: а) количество импульсов равно порядку измеряемой производной; б) отношение длительности зарядки к времени спада для каждого импульса ( $m$ ) сохраняется постоянным; в) отношение длительностей предыдущего и последующего импульсов ( $l$ ) сохраняется постоянным; г) амплитуда серии разнополярных импульсов тока, нормированная по амплитуде первого импульса тока, соответствует биномиальным коэффициентам. При этом допускается, что процессы ВП линейны.

Измеряемая величина соответствующей ( $n$ -ой) производной ПХ ВП по логарифму времени относится к моменту времени  $T$  на переходной характеристике, равному среднегеометрическому значению продолжительностей времен от переднего и заднего фронтов каждого импульса до момента измерения вторичного поля.

$$T = \left[ \prod_{i=1}^n t_i^2 \right]^{1/2n} (m+1)^{1/2}, \quad (3)$$

где  $t_i$  — продолжительность времени от заднего фронта  $i$ -го импульса тока до момента измерения электрического поля ВП. С целью получения в конечном итоге соответствующей производной ПХ ВП по десятичному логарифму времени полученные значения электрического поля ВП необходимо разделить на коэффициент времени:

$$P = \lg(1+m) \lg^{n-1} t. \quad (4)$$

На рис. 2 изображены некоторые варианты возбуждения электрического поля для непосредственного измерения третьей, четвертой и пятой производных ПХ ВП.

Одним из наиболее эффективных способов возбуждения электрического поля при измерении высших производных ПХ ВП может являться временной режим, в котором разнополярные импульсы тока чередуются сразу один за другим (без паузы). В этом случае из выражений (3) и (4) получим следующие выражения:

$$T = (m+1)^{n/2} t, \quad (5)$$

где  $t$  — продолжительность времени от заднего фронта последнего импульса тока до момента измерения электрического поля ВП, и

$$P = \lg^n(1+m). \quad (6)$$

Экспериментальная проверка предлагаемого способа измерения высших производных проведена в лабораторных условиях. Двумя питающими электродами, подсоединенными к стабилизированному

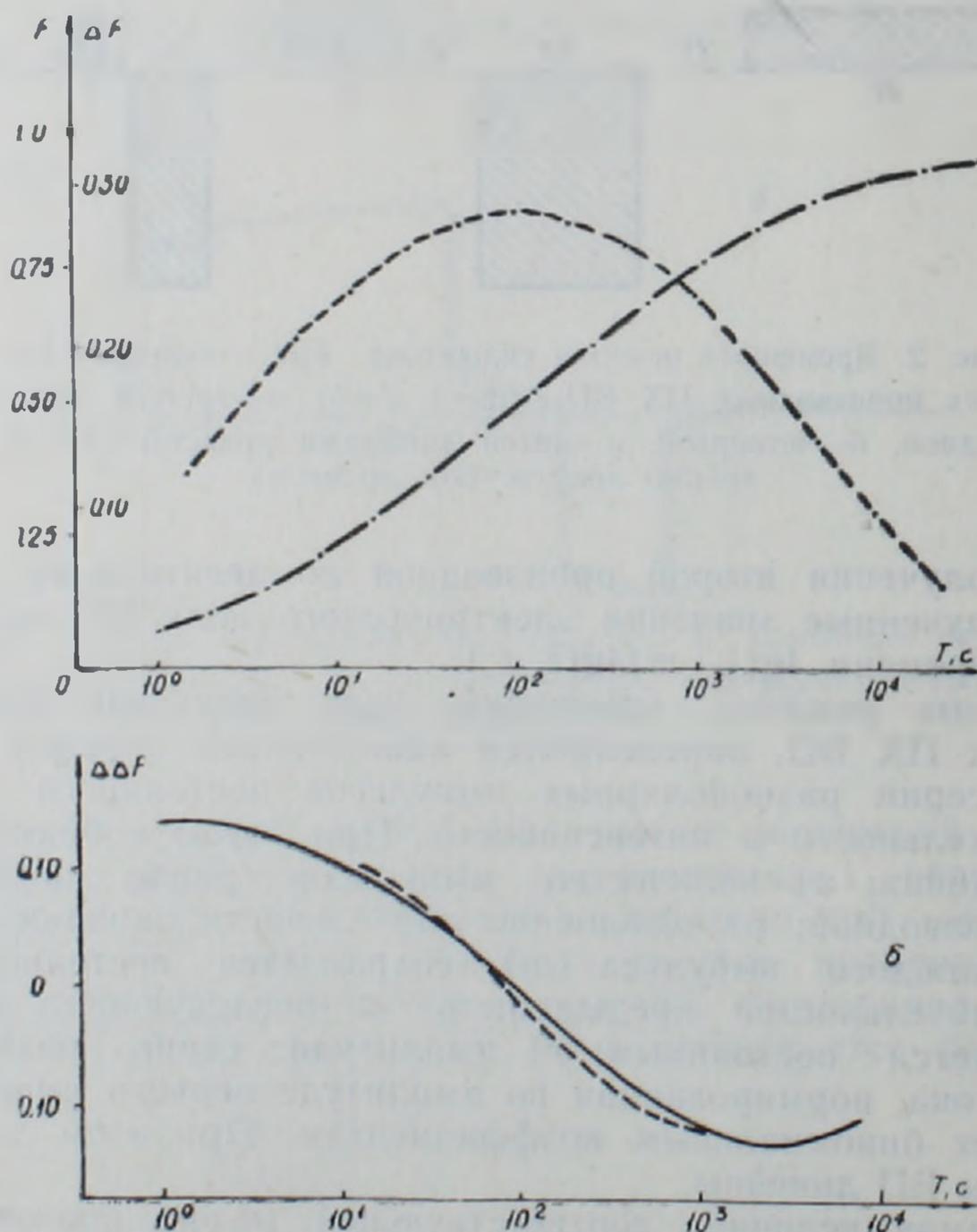


Рис. 3. Результаты экспериментальных исследований. *a* — переходная характеристика ВП (сплошная линия) и ее производная (пунктирная линия). *б* — вторая производная ПХ ВП, вычисленная по результатам измерений первой производной ПХ ВП (сплошная линия) и по результатам непосредственных измерений (пунктирная линия).

источнику постоянного тока, создавалось однородное электрическое поле в объемной электролитической ванне, куда погружалась графитовая модель. Измерения первичного и вторичного электрических полей проводились двумя приемными неполяризуемыми электродами, расположенными над моделью. Результаты экспериментальных работ представлены на рис. 3.

На рис. 3а изображены графики переходной характеристики ВП  $F$  и ее производной  $\Delta F$ , полученные при пропускании одиночных импульсов тока изменяющейся длительности ( $\tau$ ) и измерении поля ВП после выключения каждого импульса в момент  $(1 \div 16)\tau$ , где  $\tau = 2^k c$ ,  $k=0, 1, \dots, 11$ , и построенные в полулогарифмическом масштабе. По результатам этих измерений абсцисса максимума производной переходной характеристики по логарифму времени  $T_0$ , характеризующая текстурные особенности исследуемой модели, составляет порядка 100 с.

На рис. 3б изображены графики второй производной ПХ ВП  $\Delta\Delta F$ , полученные следующим временным режимом наблюдений:  $t_1 = 16\tau$ ,  $t'_1 = 0$ ,  $t_2 = 8\tau$ ,  $t'_2 = 8\tau$ , при этом  $T = 16\tau$ ,  $m = 1$ .

С целью получения второй производной ПХ ВП по десятичному логарифму времени, наблюдаемые значения вторичного электрического поля разделены на коэффициент времени. Смена знака  $\Delta\Delta F$  происходит при  $T_0 = 95$  с, что уточняет абсциссу максимума производной ПХ ВП и подтверждает справедливость вышепредставленных выражений.

Институт геофизики и инженерной  
сейсмологии АН АрмССР

Поступила 22.IX.1986.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Комаров В. А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л.: Недра, 1980. 391 с.
2. Кормильцев В. В. Переходные процессы при вызванной поляризации. М.: Наука, 1980. 112 с.
3. Матевосян А. К. Авторское свидетельство СССР № 1179243. Способ геоэлектроразведки, 1985. Бюллетень изобретений № 34.
4. Шаповалов О. М., Черныш В. Ю., Кузьмичев В. В. Метод производной вызванной поляризации и его практическое применение. — В кн.: Методы разведочной геофизики, Л.: НПО, Геофизика, 1976, вып. 26, с. 86—95.
5. Шерешевский С. Н., Литманович Я. Л. Интерпретация результатов работ методом ВП с использованием спектрального разложения временных характеристик. — 3 кн.: Методы разведочной геофизики. Наземные варианты электрогазведки импульсными полями при поисках рудных месторождений. Л.: НПО «Рудгеофизика», 1983, с. 3—12.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 1, 63—66, 1987

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.08:53 (03)

Г. М. АВЧЯН, Г. В. МАРКОСЯН

#### ПРОГНОЗ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗРУШЕНИЯ ПОРОД

Оценка направления будущего разрушения сплошности пород при объемно-напряженном состоянии является одной из главных проблем в геологии, геофизике, строительстве, т. е. в тех областях, где горная порода и ее устойчивость к механическим напряжениям является основным объектом исследования.

источнику постоянного тока, создавалось однородное электрическое поле в объемной электролитической ванне, куда погружалась графитовая модель. Измерения первичного и вторичного электрических полей проводились двумя приемными неполяризуемыми электродами, расположенными над моделью. Результаты экспериментальных работ представлены на рис. 3.

На рис. 3а изображены графики переходной характеристики ВП  $F$  и ее производной  $\Delta F$ , полученные при пропускании одиночных импульсов тока изменяющейся длительности ( $\tau$ ) и измерении поля ВП после выключения каждого импульса в момент  $(1 \div 16)\tau$ , где  $\tau = 2^k c$ ,  $k=0, 1, \dots, 11$ , и построенные в полулогарифмическом масштабе. По результатам этих измерений абсцисса максимума производной переходной характеристики по логарифму времени  $T_0$ , характеризующая текстурные особенности исследуемой модели, составляет порядка 100 с.

На рис. 3б изображены графики второй производной ПХ ВП  $\Delta\Delta F$ , полученные следующим временным режимом наблюдений:  $t_1 = 16\tau$ ,  $t'_1 = 0$ ,  $t_2 = 8\tau$ ,  $t'_2 = 8\tau$ , при этом  $T = 16\tau$ ,  $m = 1$ .

С целью получения второй производной ПХ ВП по десятичному логарифму времени, наблюдаемые значения вторичного электрического поля разделены на коэффициент времени. Смена знака  $\Delta\Delta F$  происходит при  $T_0 = 95$  с, что уточняет абсциссу максимума производной ПХ ВП и подтверждает справедливость вышепредставленных выражений.

Институт геофизики и инженерной  
сейсмологии АН АрмССР

Поступила 22.IX.1986.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Комаров В. А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л.: Недра, 1980. 391 с.
2. Кормильцев В. В. Переходные процессы при вызванной поляризации. М.: Наука, 1980. 112 с.
3. Матевосян А. К. Авторское свидетельство СССР № 1179243. Способ геоэлектроразведки, 1985. Бюллетень изобретений № 34.
4. Шаповалов О. М., Черныш В. Ю., Кузьмичев В. В. Метод производной вызванной поляризации и его практическое применение. — В кн.: Методы разведочной геофизики, Л.: НПО, Геофизика, 1976, вып. 26, с. 86—95.
5. Шерешевский С. Н., Литманович Я. Л. Интерпретация результатов работ методом ВП с использованием спектрального разложения временных характеристик. — 3 кн.: Методы разведочной геофизики. Наземные варианты электрогазведки импульсными полями при поисках рудных месторождений. Л.: НПО «Рудгеофизика», 1983, с. 3—12.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 1, 63—66, 1987

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.08:53 (03)

Г. М. АВЧЯН, Г. В. МАРКОСЯН

#### ПРОГНОЗ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗРУШЕНИЯ ПОРОД

Оценка направления будущего разрушения сплошности пород при объемно-напряженном состоянии является одной из главных проблем в геологии, геофизике, строительстве, т. е. в тех областях, где горная порода и ее устойчивость к механическим напряжениям является основным объектом исследования.

В настоящее время разработаны акустические, электро-магнитные, радиоактивные и другие методы прогноза напряжения и времени разрушения. Эти методы основаны на регистрации различных предвестников разрушения, обусловленного повышением напряжения и изменением физико-механических параметров среды. Однако указанными методами направление образования магистральной трещины, по которой происходит нарушение сплошности среды, почти не прогнозируется или эффективность прогноза не высока. В частности, по абсолютным значениям скорости упругой продольной волны  $v_p$ , поперечной волны  $v_s$  и по их поглощению определяется плоскость напластования, которая может стать плоскостью нарушения сплошности среды, если силы направлены параллельно напластованию. Для магматических и осадочных пород, когда силы для последних направлены перпендикулярно слоистости, плоскость нарушения сплошности имеет произвольное направление. В этом случае наиболее вероятным направлением нарушения сплошности считается направление максимального значения  $v_{p, \max}$  [3]. Расположенные по этому направлению трещины являются благоприятными элементами для соединения между собой и образования плоскости нарушения сплошности. Однако данное решение также не является однозначным. Имеются различные геолого-геофизические факторы, приводящие к аналогичному распределению акустических параметров [1]. В случае незначительной вторичной трещиноватости распределение скорости претерпевает существенное изменение, затрудняющее определение по акустическим параметрам даже начальной слоистости пород.

С целью установления наличия связи между направлением разрушения породы и ее возрастом, составом, структурно-текстурными и другими особенностями, были испытаны 66 образцов различного состава (базальты, андезиты-базальты, фельзиты, туфы, песчаники) и возраста (меловые, юрские, палеогеновые, четвертичные).

В образец кубической формы размером  $24 \times 24 \times 24$  мм внедрялся цилиндрический штамп с плоским основанием до разрушения [4]. При внедрении цилиндрического штампа имеет место объемно-напряженное состояние, что позволяет в первом приближении использовать результаты как для сравнительной оценки различных деформационных процессов, протекающих в условиях всестороннего сжатия, так и для сравнительной оценки прочностных характеристик пород.

Направление разрушения (НР) для 66 образцов сопоставлялось с различными физико-механическими параметрами. Как и ожидалось, наблюдается слабая связь между НР и направлением максимальных значений  $v_{p, \max}^1$ . Для образцов, у которых направление разрушения совпадает с условной осью  $X$ , лишь у 25%  $v_{p, \max}$  параллельно этому направлению. Аналогично для образцов, у которых НР совпадает с осью  $Y$ , лишь у 32% образцов в этом же направлении скорость максимальна.

Направление разрушения не зависит также от состава породы. При одном и том же составе, но разном возрасте НР в плоскости разрушения имеют азимуты от 0 до  $180^\circ$ .

Сопоставление НР с направлением древнего магнитного поля эпохи образования пород выявило четкую связь между этими параметрами. Направление магнитного поля было установлено по палеомагнитным данным на основе измерений остаточной намагниченности для конкретного образца.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Если  $v_{p, \max}$  определяется из числа измерений по трем взаимно-перпендикулярным направлениям.

<sup>2</sup> Образцы любезно были предоставлены А. К. Караханяном (Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Арм. ССР). Направление  $I_r$ , репрезентативность эпохи образования установлены им же. Пользуясь возможностью, авторы выражают глубокую благодарность за предоставленную коллекцию.

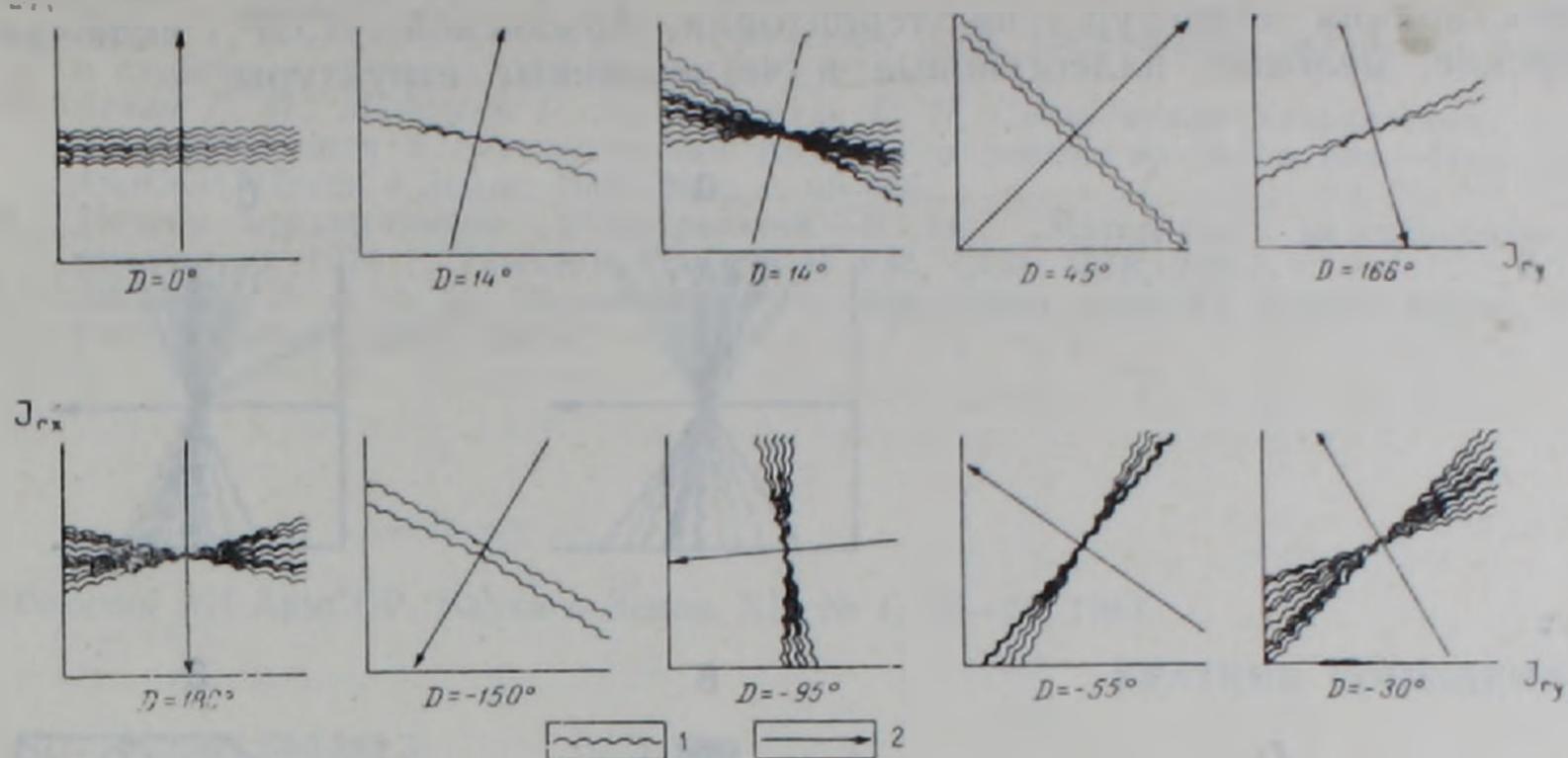


Рис. 1. Направление разрушения пород при внедрении цилиндрического штампа. 1—линия разрушения; 2—направление намагниченности.  $D$ —азимут намагниченности.

На рис. 1 для пород различного состава и возраста приведены линии разрушения и азимуты направления намагниченности. При испытании ориентация образцов относительно магнитного меридиана была произвольной. Направление древнего магнитного поля  $N_g$  эпохи образования пород определялось по составляющим остаточной намагниченности в плоскости внедрения штампа. Стрелками указан азимут  $N_g$ , а волнистыми линиями—НР. Из рассмотрения в горизонтальной плоскости НР относительно азимута  $N_g$  следует, что НР перпендикулярно проекции направления  $N_g$  на эту плоскость (рис. 2 и 3). Для 61 образца угол между НР и азимутом древнего магнитного поля в плоскости внедрения штампа составил  $88^\circ$ . Для 5-ти образцов, у которых повторные измерения показали нестабильность намагниченности, рассматриваемый угол изменялся до  $160^\circ$ .

Установленная впервые закономерность нарушения сплошности пород относительно направления намагниченности эпохи их образования позволяет высказать предположение о наличии в породах магнитной «слоистости». Последняя представляется как система расположения минералов и их цементации в плоскостях, параллельных или перпендикулярных направлению остаточной намагниченности пород, репрезентативной возрасту образования (рис. 3г).

При возникновении ориентационной и термоостаточной намагниченности образуются ориентированные структуры, обусловленные перераспределением внутренних напряжений в кристаллах и их ориентацией относительно направления магнитного поля Земли. В этом случае магнитная «слоистость» должна обуславливать анизотропию петрофизических свойств, в том числе скоростей распространения упругих волн. В направлении магнитного поля для магматических пород скорость  $v_p$  должна иметь максимальное значение, а в перпендикулярном—минимальное. Для осадочных пород—наоборот. Для наиболее молодых пород, как, например, четвертичных туфов (рис. 3), такая связь проявляется четко, т. е. в горизонтальной плоскости по направлению азимута  $N_g$  скорость  $v_p$  минимальна. Плоскости магнитной «слоистости» являются потенциально легкими плоскостями образования трещин и нарушения сплошности породы.

Рассмотрим некоторые аспекты установленного явления. Из анализа процессов возникновения тектонических структур следует, что азимуты простирания должны быть направлены перпендикулярно проекции  $N_g$  на горизонтальную плоскость. Такая закономер-

ность была получена в работе [2] при рассмотрении азимутов простирания структур на территории Армянской ССР, включая юрские, меловые, палеогеновые и четвертичные структуры.

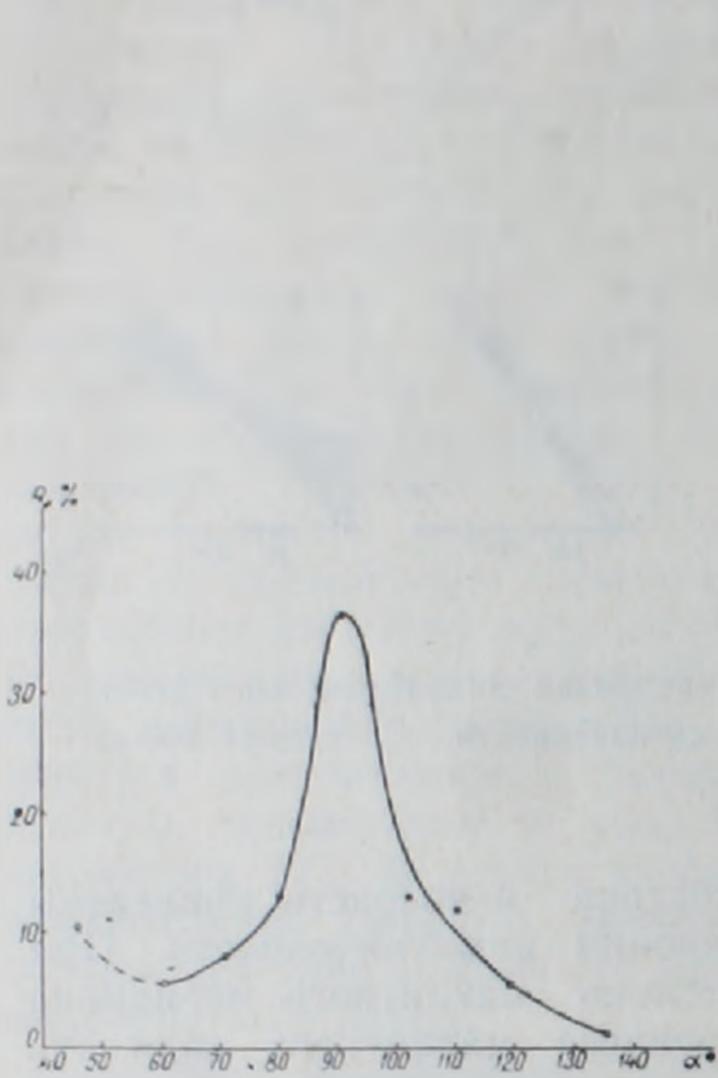


Рис. 2 Гистограмма распределения угла  $\alpha$  между направлениями разрушения и остаточной намагниченности  $I_r$  в плоскости внедрения штампа.

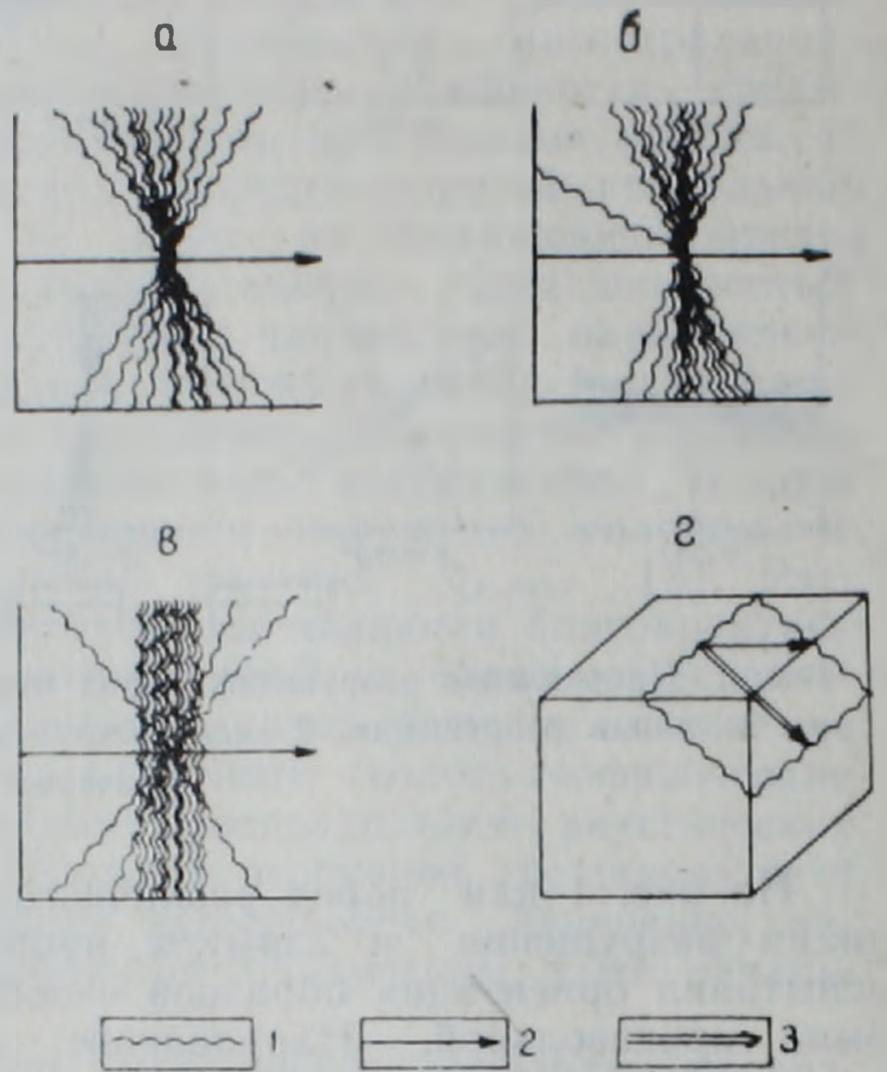


Рис. 3 Соотношение между направлениями разрушения и минимальной скоростью для фельзитов и четвертичных туфов Армении. 1—направление разрушения; 2—направление минимальной скорости; 3—направление древнего магнитного поля ( $I_r$  или  $v_{p, \text{max}}$ ). а и б—фельзиты Ноемберянского района с разной пористостью; в—четвертичные туфы Восточного потока Арагаца; г—схема направлений разрушения, минимальной скорости в горизонтальной плоскости и первичной остаточной намагниченности (древнего магнитного поля).

При естественном изношении речных и морских галек максимальные изношения должны быть в плоскостях, параллельных направлению остаточной намагниченности. Для 17 галек магматического происхождения из 19, отобранных из различных речных русел Армении, направление  $I_r$  совпадает с длинной осью галек. Азимут колеблется в пределах  $\pm 15^\circ$ , а угол наклонения не превышает  $30^\circ$ .

Таким образом, установленная в породах магнитная «слоистость» предопределяет плоскость нарушения сплошности породы при объемно-напряженном состоянии. Разрушение породы происходит по плоскостям, параллельным или перпендикулярным направлению естественной остаточной намагниченности пород, репрезентативной древнему магнитному полю эпохи их образования. Таким образом, в породах имеются плоскости магнитной слоистости, которые при объемно-напряженном состоянии могут являться потенциально благоприятными направлениями образования трещиноватости и нарушения сплошности. В процессе рудообразования наиболее вероятными рудовмещающими зонами должны служить плоскости, параллельные или перпендикулярные направлению намагниченности рудовмещающих пород.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Авчян Г. М., Матвеевко А. А., Стефанкевич З. Б. Петрофизика осадочных пород в глубинных условиях. М.: Недра, 1979, 224 с.
2. Авчян Г. М., Маркосян Г. Г., Назаретян С. П. Связь между направлением геомагнитного поля и геоструктурами Армении в период их заложения.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, № 6, с. 49—55.
3. Поиски предвестников землетрясений.—В кн.: Материалы международного симпозиума 1974 г. Ташкент: Изд. ФАИ Узб. ССР, 1978, 262 с.
4. Шрейнер Л. А. и др. Механические и абразивные свойства горных пород. М.: Гостоптехиздат, 1958, 158 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 1, 67—71, 1987

### КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 552.321:550.382.5

В. В. НАГАПЕТЯН

### ИССЛЕДОВАНИЕ ВЯЗКОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД АРМЯНСКОЙ ССР ПОД ДЕЙСТВИЕМ ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ

Вязкая остаточная намагниченность VRM является наиболее распространенным видом остаточной намагниченности как в магматических, так и в метаморфических и осадочных породах.

При проведении лабораторных испытаний образцов горных пород из ряда сейсмоактивных районов Армянской ССР и, в первую очередь, интрузивных пород Зангезурского полигона было установлено, что образцы обладают свойством приобретать вязкую остаточную намагниченность  $J_{rv}$ , которая является одним из основных компонентов остаточной намагниченности. В связи с этим нами были проведены исследования по изучению вязкой остаточной намагниченности, в частности, на интрузивных породах эпицентральной зоны Зангезурского землетрясения 1968 г. [2]. Исследования проводились под давлением в температурном интервале 0—300°C, на образцах горных пород Ленинаканского, Гарнийского и Зангезурского районов.

Изучались образцы интрузивных пород—гранодиориты, кварцевые диориты, габбро, порфириты Зангезурского района, андезиты, андезито-базальты Гарнийского и Ленинаканского районов. Измерения величины  $J_{rv}$  выполнены с помощью феррозондовых дифференциальных магнитометров с системой линейных и кольцевых датчиков-модуляторов [3]. Вязкая остаточная намагниченность создавалась в магнитном поле  $H=4 \cdot 10^2$  А/м как при одноосном сжатии образца, так и без давления. Ось сжатия направлена параллельно магнитному полю ( $P \parallel H$ ). Исследовано 30 образцов горных пород.

1. Исследование  $J_{rv}(t)$  в присутствии постоянно действующего напряжения заданной величины.

1) Эксперимент проводился следующим образом. После размагничивания образца переменным полем амплитудой  $480 \cdot 10^2$  А/м, плавно убывающей до 0 в течение 5 с, образец помещался в установку для давлений. Вязкая намагниченность создавалась в постоянном поле  $4 \cdot 10^2$  А/м в течение 60 минут.

2) Образец вынимался из установки, размагничивался и опять помещался в установку. При скомпенсированном поле накладывалось давление (одноосное) 30 мПа и далее включалось постоянное намагничивающее поле. Измерения проводились в течение 60 минут; в момент измерения поле отключалось на время около 2 с.

3) Образец снова вынимался из установки, размагничивался

## ЛИТЕРАТУРА

1. Авчян Г. М., Матвеевко А. А., Стефанкевич З. Б. Петрофизика осадочных пород в глубинных условиях. М.: Недра, 1979, 224 с.
2. Авчян Г. М., Маркосян Г. Г., Назаретян С. П. Связь между направлением геомагнитного поля и геоструктурами Армении в период их заложения.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, № 6, с. 49—55.
3. Поиски предвестников землетрясений.—В кн.: Материалы международного симпозиума 1974 г. Ташкент: Изд. ФАН Узб. ССР, 1978, 262 с.
4. Шрейнер Л. А. и др. Механические и абразивные свойства горных пород. М.: Гостоптехиздат, 1958, 158 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 1, 67—71, 1987

### КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 552.321:550.382.5

В. В. НАГАПЕТЯН

### ИССЛЕДОВАНИЕ ВЯЗКОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД АРМЯНСКОЙ ССР ПОД ДЕЙСТВИЕМ ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ

Вязкая остаточная намагниченность VRM является наиболее распространенным видом остаточной намагниченности как в магматических, так и в метаморфических и осадочных породах.

При проведении лабораторных испытаний образцов горных пород из ряда сейсмоактивных районов Армянской ССР и, в первую очередь, интрузивных пород Зангезурского полигона было установлено, что образцы обладают свойством приобретать вязкую остаточную намагниченность  $J_{rv}$ , которая является одним из основных компонентов остаточной намагниченности. В связи с этим нами были проведены исследования по изучению вязкой остаточной намагниченности, в частности, на интрузивных породах эпицентральной зоны Зангезурского землетрясения 1968 г. [2]. Исследования проводились под давлением в температурном интервале 0—300°C, на образцах горных пород Лениканского, Гарнийского и Зангезурского районов.

Изучались образцы интрузивных пород—гранодиориты, кварцевые диориты, габбро, порфириты Зангезурского района, андезиты, андезито-базальты Гарнийского и Лениканского районов. Измерения величины  $J_{rv}$  выполнены с помощью феррозондовых дифференциальных магнитометров с системой линейных и кольцевых датчиков-модуляторов [3]. Вязкая остаточная намагниченность создавалась в магнитном поле  $H=4 \cdot 10^2$  А/м как при одноосном сжатии образца, так и без давления. Ось сжатия направлена параллельно магнитному полю ( $P \parallel H$ ). Исследовано 30 образцов горных пород.

1. Исследование  $J_{rv}(t)$  в присутствии постоянно действующего напряжения заданной величины.

1) Эксперимент проводился следующим образом. После размагничивания образца переменным полем амплитудой  $480 \cdot 10^2$  А/м, плавно убывающей до 0 в течение 5 с, образец помещался в установку для давлений. Вязкая намагниченность создавалась в постоянном поле  $4 \cdot 10^2$  А/м в течение 60 минут.

2) Образец вынимался из установки, размагничивался и опять помещался в установку. При скомпенсированном поле накладывалось давление (одноосное) 30 мПа и далее включалось постоянное намагничивающее поле. Измерения проводились в течение 60 минут; в момент измерения поле отключалось на время около 2 с.

3) Образец снова вынимался из установки, размагничивался

и помещался в установку для давлений. Далее образец нагревался до  $100^{\circ}\text{C}$ , при скомпенсированном поле накладывалось давление  $30 \text{ мПа}$ , включалось постоянное намагничивающее поле  $4 \cdot 10^2 \text{ А/м}$  и проводилось измерение в течение 60 минут; в момент измерения поле отключалось на время около 2 с.

Результаты исследований одного из образцов андезита Ленинанканского района при условии  $P \parallel H$  и для образца андезито-базальта Гарнийского района приведены на рис. 1, а для образца порфирифта Зангезурского района—на рис. 2. Здесь по оси абсцисс отложено время в секундах (в логарифмическом масштабе), а по оси ординат—намагниченность (в делениях шкалы). Как видно, в интервале

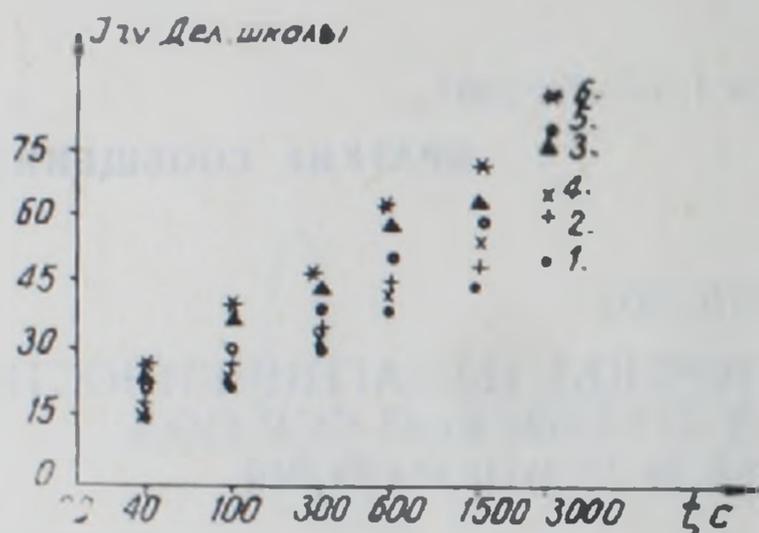


Рис. 1. Изменение  $J_{rv}(t)$  андезита (Ленинанкан) 1— $P=0$ ; 2— $P=30 \text{ мПа}$ ; 3— $P=30 \text{ мПа}$ ,  $t=100^{\circ}\text{C}$  и андезито-базальта (Гарни) 4— $P=0$ ; 5— $P=30 \text{ мПа}$ ; 6— $P=30 \text{ мПа}$ ,  $t=100^{\circ}\text{C}$  при условии  $J_{rv}(t) \parallel P \parallel H$ .

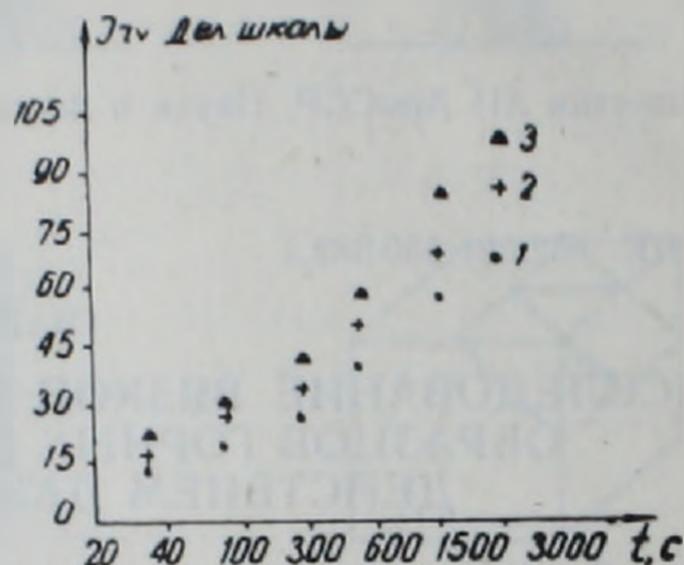


Рис. 2. Изменение  $J_{rv}(t)$  андезито-базальта (Гарни) 1— $P=0$ ; 2— $P=30 \text{ мПа}$ ; 3— $P=30 \text{ мПа}$ ;  $t=100^{\circ}\text{C}$ .

20—3000 с величина  $J_{rv}$ , а также  $\Delta J_{rv} = J_{rv}(t_2) - J_{rv}(t_1)$  увеличиваются при увеличении сжимающего напряжения ( $t_1=20 \text{ с}$ ,  $t_2=3000 \text{ с}$ ). Подобная зависимость наблюдается для всех исследованных образцов горных пород. У образцов, вязкая намагниченность которых получена (за время 3000 с) в поле  $4 \cdot 10^2 \text{ А/М}$ , величина  $J_{rv}$  составляет от  $24 \cdot 10^{-4} \text{ СИ}$  до  $120 \cdot 10^{-4} \text{ СИ}$ . По результатам полученных измерений рассчитан коэффициент магнитной вязкости  $S$ , характеризующий скорость роста вязкой намагниченности во времени:

$$S = \frac{J_{rv}(t_2) - J_{rv}(t_1)}{(\lg t_1 - \lg t_2) J_{rv}(t_2)}, \quad (1)$$

где  $J_{rv}(t_1)$ ,  $J_{rv}(t_2)$ ,  $J_{rv}(t_0)$ —величина вязкой остаточной намагниченности в моменты  $t_0$ ,  $t_1$ ,  $t_2$  соответственно при условии  $t_0 = \text{const} = 100 \text{ с}$ ,  $t_0 < t_1 < t_2$  ( $t_1=300 \text{ с}$ ,  $t_2=3000 \text{ с}$ ). В табл. 1 представлены значения коэффициента  $S$  при определенных давлениях и температурах.

Из табл. 1 видно, что минимальная величина коэффициента  $S$  для данного образца получена при комнатной температуре и отсутствии давления. После действия статической нагрузки коэффициент  $S$  увеличивается при условии  $J_{rv} \parallel P \parallel H$  и при одноосной нагрузке. Однако, как показано в работе [1], при действии статической нагрузки коэффициент  $S$  увеличивается, независимо от вида нагрузки (одноосное, гидростатическое и квазисестороннее сжатие) и направления оси сжатия относительно вектора намагниченности (параллельно или перпендикулярно).

Величина коэффициента  $S$  при нагреве образца до  $100^{\circ}\text{C}$  также увеличивается, и при этом наложение нагрузки приводит к еще большему увеличению  $S$ .

Значения коэффициента  $S$  при определенных давлениях и температурах

№№ образцов	Район отбора образцов	Условия			$S$	Название породы
		Вид нагрузки	$P$ , мПа	$t$ , °C		
2	Ленинакан	Одноосное сжатие $P \parallel H$	0	20	0,8	Андезиты
			30	20	1,1	
			30	100	1,3	
6	—		0	20	1,8	Гвббро-порфириты
			30	20	2,2	
			30	100	2,6	
8	Гарни		0	20	1,4	Андезито-базальт
			30	20	1,6	
			30	100	1,8	
14	Зангезур		0	20	2,1	Порфирит
			30	20	2,5	
			30	100	3,0	
16	—		0	20	3,0	Гранодиорит
			30	20	3,3	
			30	100	3,6	

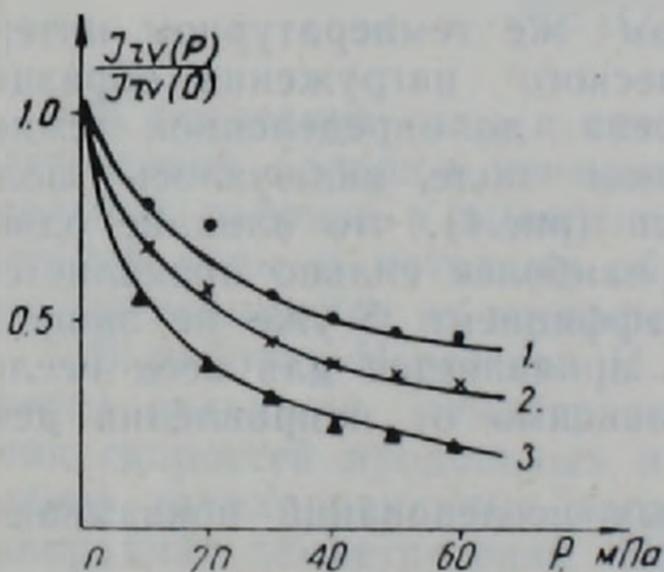


Рис. 3. Изменение  $J_{rv}$  под давлением ( $J_{rv} \parallel P$ ) 1—андезит (Ленинакан), 2—андезито-базальт (Гарни), 3—порфирит (Зангезур).

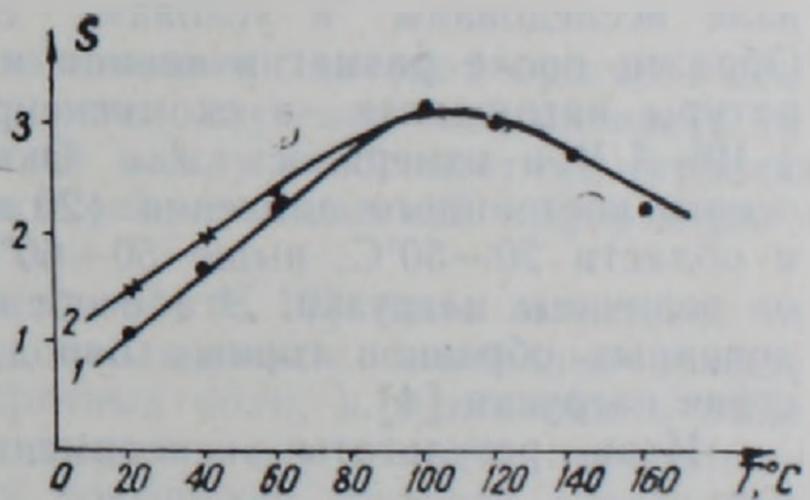


Рис. 4. Изохроны образования вязкой остаточной намагниченности для  $t_1=30$  с,  $t_2=420$  с при одноосном сжатии (порфирит) 1— $P=0$ , 2— $P=20$  мПа.

## 2. Изменение вязкой намагниченности под действием давления.

Образцы, получившие вязкую остаточную намагниченность  $J_{rv}$ , в поле  $4 \cdot 10^2$  А/М без воздействия статической нагрузки подвергались воздействию давления в скомпенсированном поле. В процессе увеличения давления производились измерения величины  $J_{rv}$ .

На рис. 3 показано изменение вязкой намагниченности в случае, когда давление прикладывается параллельно направлению поля. Здесь по оси абсцисс отложено давление по оси ординат—отношение  $J_{rv}(P)/J_{rv}(0)$ . Как видно из рисунка, в процессе наложения увеличивающейся нагрузки вязкая намагниченность разрушается. Максимальное изменение  $J_{rv}(P)$  наблюдается в интервале 0—20 мПа. При давлении около 60 мПа изменение составляет 50—80% от исходной величины.

Таким образом, подтверждаются полученные результаты [1], заключающиеся в том, что в процессе наложения увеличивающейся нагрузки вязкая намагниченность разрушается. Величина  $J_{rv}(P)/J_{rv}(0)$  для различных  $P$  в значительной мере зависит от ряда индивидуальных особенностей образца, а не от вида прикладываемого давления [1].

### 3. Изменение вязкой намагниченности при статической нагрузке 30 мПа и температурах 20—200 С.

Размагниченный переменным магнитным полем образец ( $\bar{H} = 480 \cdot 10^2$  А/М) помещался в установку: по достижении заданных условий нагрева до определенной температуры включалось постоянное магнитное поле  $H = 4 \cdot 10^2$  А/М и проводились измерения  $J_{rv}$  в течение 7 минут с интервалом 1 мин. Размагничивание проводилось перед каждым новым измерением при фиксированной температуре. По результатам полученных измерений построены зависимости  $J_{rv}(lgt)$ , аппроксимированные в первом приближении прямыми, и рассчитан коэффициент вязкости  $S$  (формула 1), где  $J_{rv}(t_1)$ ,  $t_2 > t_1$  величина остаточной намагниченности в моменты  $t_1$  и  $t_2$ . Температурная зависимость  $J_{rv}(t)$  дана в виде изохрон изменений  $\Delta J_{rv}$  для одних и тех же значений  $t_1$  и  $t_2$  при исследованных температурах.

На рис. 4 представлены изохроны образования вязкой остаточной намагниченности от температуры для одного из образцов порфирита Зангезурского полигона. Как видно из рисунка, величина  $S$  при  $P=0$  (нижняя кривая) имеет максимум в интервале температур около 90—120°C.

Особенности образования  $J_{rv}$  в том же температурном интервале исследованы в условиях статического нагружения образца. Образец после размагничивания и нагрева до определенной температуры нагружался в скомпенсированном поле, включалось поле  $4 \cdot 10^2$  А/М и измерялось  $J_{rv}$ . Оказалось (рис. 4), что влияние одноосного постоянного давления (20 мПа) наиболее сильно проявляется в области 20—50°C, выше 50—60°C коэффициент  $S$  уже не зависит от величины нагрузки. Эта особенность проявляется для всех исследованных образцов горных пород, независимо от направления действия нагрузки [4].

Итак, результаты экспериментальных исследований показывают, что:

- 1) прирост вязкой остаточной намагниченности во времени увеличивается по мере увеличения интенсивности постоянно действующего напряжения;
- 2) в процессе наложения увеличивающейся нагрузки вязкая остаточная намагниченность необратимо разрушается, при этом максимальное изменение  $J_{rv}(P)$  наблюдается в интервале давлений от 0 до 20 мПа;
- 3) величина коэффициента магнитной вязкости  $S$  при нагреве образца до 100°C увеличивается, при этом наложение одноосной нагрузки при условии  $P \parallel H$  приводит к еще большему увеличению  $S$ ;
- 4) влияние одноосного постоянного давления (20 мПа) наиболее сильно проявляется в области температур 20—50°C, выше 50—60°C коэффициент  $S$  уже не зависит от величины нагрузки.

Институт геофизики и  
инженерной сейсмологии  
АН Армянской ССР

Поступила 11. III. 1935.

1. Безуглая Л. С., Максудов С. Х., Сквородкин Ю. П. Вязкое намагничивание горных пород под давлением.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1973, № 4, с. 110—113.
2. Сквородкин Ю. П., Безуглая Л. С., Нагапетян В. В. Образование вязкой остаточной намагниченности в присутствии механических напряжений.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1975, № 7, с. 112—125.
3. Сквородкин Ю. П., Бураков К. С., Безуглая Л. С. Установка для исследования магнитных свойств образцов горных пород при различных давлениях и температурах.—В кн.: Мат. VIII конф. Магнетизм горных пород и палеомагнетизм, ч. II. М.: 1970, с. 14—17.
4. Сквородкин Ю. П., Нагапетян В. В., Безуглая Л. С. Магнитное диффузионное последствие в горных породах в поле напряжений и температур.—В кн.: Мат. X съезда. Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма, ч. II, М.: 1976, с. 90.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 1, 71—75, 1987

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.34.05

А. М. АВЕТИСЯН, Н. В. ОГАНЕСЯН

СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КООРДИНАТ  
МОДЕЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИ РУЧНОЙ И МАШИННОЙ  
МЕТОДАХ ОБРАБОТКИ

В последние годы в связи с изысканием методов прогноза землетрясений большое внимание уделяется изучению сейсмичности отдельных районов и выявлению связей между особенностями строения земной коры и методами обработки сейсмологической информации с целью повышения их точности.

В работах Нерсесова И. Л. и др. [6, 7, 10] было выявлено, что перед сильными землетрясениями наблюдается изменение отношения скоростей продольных и поперечных волн, а возможность выделения таких временных вариаций зависит от точности определения координат землетрясений. Поэтому повышение точности определения координат землетрясений приобретает важное практическое значение, и результат обработки будет информативнее, если погрешность не превосходит величину аномалий; в противном случае данный предвестник не может использоваться.

В настоящее время предложено много методов или способов для ручной обработки, как и алгоритмов для ЭВМ. Однако, несмотря на это, у интерпретатора, по существу, нет единой методки и правил при выборе конкретных алгоритмов для разных регионов [3, 4].

Для отдельных районов разработка алгоритмов обусловлена прежде всего тем, что они имеют разное строение земной коры, геометрию сети, а также разные погрешности станций. Поэтому разработка эффективных алгоритмов определения координат землетрясений для отдельных регионов является сложной задачей. При ее решении необходимо учитывать как накопленный в данной области опыт, так и проведение теоретических исследований недостаточно разработанных вопросов. Теоретический анализ этих вопросов в настоящее время является достаточно трудной задачей из-за сложного, а в отдельных районах неопредельного строения земной коры. Поэтому существующие методы определения координат землетрясений на данном этапе базируются на том предположении, что строение земной коры, в которой распространяются сейсмические волны, трансверсально-однородно и изотропно, и для определения координат

1. Безуглая Л. С., Максудов С. Х., Сквородкин Ю. П. Вязкое намагничивание горных пород под давлением.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1973, № 4, с. 110—113.
2. Сквородкин Ю. П., Безуглая Л. С., Нагапетян В. В. Образование вязкой остаточной намагниченности в присутствии механических напряжений.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1975, № 7, с. 112—125.
3. Сквородкин Ю. П., Бураков К. С., Безуглая Л. С. Установка для исследования магнитных свойств образцов горных пород при различных давлениях и температурах.—В кн.: Мат. VIII конф. Магнетизм горных пород и палеомагнетизм, ч. II. М.: 1970, с. 14—17.
4. Сквородкин Ю. П., Нагапетян В. В., Безуглая Л. С. Магнитное диффузионное последствие в горных породах в поле напряжений и температур.—В кн.: Мат. X съезда. Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма, ч. II, М.: 1976, с. 90.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 1, 71—75, 1987

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.34.05

А. М. АВЕТИСЯН, Н. В. ОГАНЕСЯН

СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КООРДИНАТ  
МОДЕЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИ РУЧНОЙ И МАШИННОЙ  
МЕТОДАХ ОБРАБОТКИ

В последние годы в связи с изысканием методов прогноза землетрясений большое внимание уделяется изучению сейсмичности отдельных районов и выявлению связей между особенностями строения земной коры и методами обработки сейсмологической информации с целью повышения их точности.

В работах Нерсесова И. Л. и др. [6, 7, 10] было выявлено, что перед сильными землетрясениями наблюдается изменение отношения скоростей продольных и поперечных волн, а возможность выделения таких временных вариаций зависит от точности определения координат землетрясений. Поэтому повышение точности определения координат землетрясений приобретает важное практическое значение, и результат обработки будет информативнее, если погрешность не превосходит величину аномалий; в противном случае данный предвестник не может использоваться.

В настоящее время предложено много методов или способов для ручной обработки, как и алгоритмов для ЭВМ. Однако, несмотря на это, у интерпретатора, по существу, нет единой методки и правил при выборе конкретных алгоритмов для разных регионов [3, 4].

Для отдельных районов разработка алгоритмов обусловлена прежде всего тем, что они имеют разное строение земной коры, геометрию сети, а также разные погрешности станций. Поэтому разработка эффективных алгоритмов определения координат землетрясений для отдельных регионов является сложной задачей. При ее решении необходимо учитывать как накопленный в данной области опыт, так и проведение теоретических исследований недостаточно разработанных вопросов. Теоретический анализ этих вопросов в настоящее время является достаточно трудной задачей из-за сложного, а в отдельных районах неопределенного строения земной коры. Поэтому существующие методы определения координат землетрясений на данном этапе базируются на том предположении, что строение земной коры, в которой распространяются сейсмические волны, трансверсально-однородно и изотропно, и для определения координат

очага используют времена вступления продольных (или поперечных) сейсмических волн с дополнительной априорной информацией [9].

Следовательно, вопрос разработки надежных алгоритмов и оценка погрешностей определений координат землетрясений с учетом региональных особенностей и геометрии сети, а также составление рекомендаций по наилучшему использованию разработанных алгоритмов в тех или иных условиях, с повышением их точности является актуальным вопросом сейсмологии и требует нового рассмотрения.

Однако, трудность осуществления этих вопросов заключается в отсутствии точных решений, и поэтому получают оценки, в которых учитываются случайные и систематические ошибки, присущие данному району. Для другого района применение этой оценки уже ставится под вопрос и нуждается в доказательстве.

В настоящей работе выбор оптимальных методов определения координат землетрясений осуществляется с помощью моделирования [1] и с учетом строения земной коры рассматриваемого района. Данная статья является продолжением работ авторов [2] и работы Н. В. Кондорской [5], где для заранее заданных очагов с помощью ЭВМ определены координаты землетрясений, и эти результаты сравнены с данными, которые получены с помощью ручной обработки.

При ручной обработке использован метод засечек, а метод машинных алгоритмов осуществлен по следующей схеме.

Задаются координаты очага  $(\varphi, \lambda, h)$  и сейсмических станций  $(\varphi_i, \lambda_i)$  и по формуле:

$$li(\varphi_i, \lambda_i) = 2R \arcsin \frac{1}{2} \sqrt{2 \sin^2 \frac{\Delta\varphi}{2} + 2 \cos(\varphi_1 + \varphi_2) \sin^2 \frac{\Delta\lambda}{2} + \sin^2 \frac{\Delta\lambda - \Delta\lambda}{2} + \sin^2 \frac{\Delta\varphi}{2}},$$

где  $R$  — радиус Земли,  $\Delta$  — разность соответствующих координат, рассматривается эпицентральное расстояние от очага до станций.

По формуле

$$ti(li, h) = \frac{1}{2} \operatorname{arch} \frac{a^2 li^2 + b^2 + (b + ah)^2}{2b(b + ah)}$$

вычисляется время пробега сейсмических волн от очага до  $i$ -ой станции и для полученного  $t$ , если имеет место соотношение  $e^{at} > 1 + \frac{a}{b}h$ , то луч выходит на поверхность, и по формуле

$$\Delta i(t, h) = \frac{b}{a} \sqrt{2 \left( 1 + \frac{a}{b}h \right) \operatorname{ch} at - \left( 1 + \left( 1 + \frac{a}{b}h \right)^2 \right)}$$

вычисляется расстояние от очага до  $i$ -ой станции.

Значение координат землетрясений определяется с помощью минимизаций следующего функционала:

$$u(\varphi', \lambda') = \sum_{i=1}^N (li - \Delta i)^2, \quad (1)$$

где  $N$  — число сейсмических станций. Сущность численного метода отыскания минимума состоит в построении последовательности двумерных векторов  $\{x^k\}$ , удовлетворяющих условию:

$$u(x^{(0)}) > u(x^{(1)}) > u(x^{(2)}) > \dots > u(x^{(n)}). \quad (2)$$

Элементы последовательности (2) вычисляются по формуле:

$$x^{(k+1)} = x^k + \alpha_k P^{(k)}, \quad k = 0, 1, 2, \dots,$$

где  $P^{(k)}$  — направление спуска,  $\alpha_k$  — длина шага в этом направлении.



Описанный алгоритм реализован на ЭВМ «Минск-22», а результаты минимизации функционала приводятся на рис. 1.

Из сравнения результатов машинной и ручной обработки, приведенного в работе [1], видно, что в основном смещение эпицентров совпадает, т. е. в тех областях, где получены большие погрешности при ручной обработке, машинная обработка также дала большие погрешности. Следовательно, при ручной и машинной обработках большое значение имеет оптимальность сети наблюдений.

При сравнении результатов ручной и машинной обработок заметно повышение класса точности при машинной обработке, где максимальное смещение не превосходит 5 км, а при ручной обработке смещение в среднем 20 км (при ручной обработке максимальное смещение 33 км, а при машинной—5,3 км, но эти значения не характерны).

Если при ручной обработке класс точности «б» достигается только в определенных областях, при машинной обработке почти всегда имеет класс точности «а», (т. е. смещение до 5 км). Все это можно объяснить тем, что при ручной обработке нельзя учитывать сферичность Земли, установить ошибки от неточности планшета и, кроме того, при ручной обработке используются графические методы (построение на планшете), которые не гарантированы от технических погрешностей и окончательное положение эпицентров определяется визуально. Разные интерпретаторы могут по-разному определять координаты эпицентра и, что самое главное, невозможно оценить точность полученного результата. Кроме того, следует отметить, что при аналитическом решении можно использовать большой объем сейсмологической информации.

Другим преимуществом аналитического метода является и то, что в случае ограниченного объема информации и даже неоптимального расположения сейсмических станций при решении учитывается внутренняя согласованность исходных данных, и поэтому уменьшается вероятность смещения эпицентров.

Полученные результаты в целом свидетельствуют о необходимости перехода к машинной обработке с целью повышения точности координат землетрясений, которые служат основой для решения ряда важнейших задач сейсмологии.

Институт геофизики  
и инженерной сейсмологии АН Арм. ССР

Поступила 27.V. 1986.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аветисян А. М., Добровольский И. П. Об оценке эффективности методов определения гипоцентров землетрясений на теоретических моделях. ДАН АрмССР, 1982, том XXIV, № 2, с. 91—93.
2. Аветисян А. М., Добровольский И. П., Огинясян Н. В. Применение конкретных методов определения координат землетрясений на моделях.—Изв. АН АрмССР, Наука о Земле, 1984, XXXVII, № 4, с. 66—69.
3. Вертлюб М. Б. Определение глубины очагов землетрясений групповым способом в некоторых районах Прибайкалья. В сб.: Сейсмические исследования в Восточной Сибири. Наука, М., 1981, с. 82—88.
4. Голеницкий С. И., Перевалова Г. И. Результаты определения гипоцентров землетрясений Байкальской зоны на ЭВМ и проблема оценки погрешностей. В сб.: Сейсмо тектоника и сейсмичность района строительства БАМ. М., Наука, 1980, с. 101—112.
5. Кондорская И. В. Исследование основных параметров очагов землетрясений. Диссертация на соискание уч. степени доктора физико-математических наук АН СССР, Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта, М., 1970.
6. Кондратенко А. М., Нерсесов И. Л. Некоторые результаты изучения изменения скоростей продольных и поперечных волн в очаговой зоне.—В сб.: Физика землетрясений и сейсмика взрыва. Труды ИФЗ, № 25 (192), Изд. АН СССР, М., 1952, с. 130—150.
7. Нерсесов И. Л., Семенов А. Н., Симбирова. Пространственно-временное распределение отношения времен пробега продольных и поперечных волн в Гарском районе.—В сб.: Экспериментальная сейсмология. М., Наука, 1971, с. 334—345.

8. Пшеничный Б. Н., Дамилин Ю. М. Численные методы в экстремальных задачах. М., Наука, 1975, с. 51—58.
9. Поплавский А. А., Тотак А. Г. Метод геометрических средних линий для оценки положения эпицентра землетрясений—ДАН СССР, 1981, том 261, № 5, с. 1095—1098.
10. Richards P. J. Aggarwal—Temporal Fluctuations of P and S velocities in an Earthquake Source Region (abstract) EOS Trans. AGU v. 54, 1134, 1973.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 1, 75—76, 1987

## НАУЧНАЯ ХРОНИКА

УДК: 551.2 (063)

### III СЕМИНАР-ШКОЛА ПО ГЕОДИНАМИКЕ КАВКАЗА

6—10 октября 1986 г. в Севанском районе Армянской ССР был проведен III семинар-школа по проблемам геодинамики Кавказа, организованный по предложению Междуведомственного тектонического комитета АН СССР и Кавказской его секции Институтом геологических наук АН АрмССР и Армянским геологическим обществом. В семинаре участвовали специалисты из 24 различных учреждений Москвы, Ленинграда, Тбилиси, Баку, Железноводска, Краснодара, Еревана и Ленинакана (120 участников). В программе совещания обсуждались вопросы геодинамики, генезиса офиолитов и закономерностей размещения полезных ископаемых, сейсмотектоники, неотектоники. Зам. академика-секретаря отделения химических и геологических наук АН АрмССР А. А. Габриелян и член бюро Междуведомственного тектонического комитета АН СССР доктор геол.-мин. наук А. А. Белов, открывая семинар, остановились на задачах геодинамических исследований в свете достижений региональной геологии, геофизики и сейсмологических исследований.

На семинаре было заслушано 75 докладов, в том числе 40 стендовых. К началу семинара были изданы тезисы докладов.

На семинаре в ряде докладов были приведены новые данные по покровному геологическому строению Б. Кавказа. По результатам изучения дизской серии Б. Кавказа (В. Г. Казьмин и др.) доказан верхнетриасовый возраст верхней части разреза серии, пересмотрен вопрос о предполагаемой ранне непрерывности разреза серии от среднего девона до верхнего триаса; впервые доказано надвигово-чешуйчатое строение свиты и северная вергентность чешуй, тогда как залегающая с конгломератами в основании юрская толща имеет иной тип складчатости и направление вергентности. В. Г. Казьмин сообщил также новые палеомагнитные расчеты (А. Смит) и палин-спастические реконструкции палеозойского Тетиса малой ширины.

В представлении Ш. А. Адамия и др., И. П. Гамкрелидзе, С. И. Дотдусева структура Б. Кавказа представляет сочленение покровов, включая покровы пород фундамента, гранитно-метаморфического слоя (Ш. А. Адамия и др.) при существенной роли позднеальпийских южновергентных дислокаций (С. И. Дотдусев). В докладе Н. И. Абрамовича и др. был затронут вопрос приложимости шоловой тектоники к области кайнозойской коллизии Малого Кавказа.

По Е. Е. Милановскому и др., Л. М. Расцветаеву, а также М. Л. Коппу, близмеридиональное сжатие Кавказа при сближении Евро-Азиатской плиты с Аравийско-Иранской приводит к результирующим диагональным напряжениям, в частности, сдвиговым деформациям (что отмечает также и М. Л. Копп). В докладе И. П. Гамкрелидзе на примерах горизонтальной тектонической расслоенности земной коры Кавказа, Карпат и Балкан рассмотрен компрессионный и поддвиговой механизм расслоения. В своем докладе Ш. А. Адамия и др. настаивали на субдукционном механизме возникновения покровов Б. Кавказа и фундамента Закавказской плиты. М. Б. Лордкипанидзе обратила внимание на квазисинхронность тектонических фаз Тетиса и их связь с значительными переломными рубежами кинематики главных плит Тетиса I (155, 80, 65 млн лет). В сообщении Р. Г. Магакяна в строении синалической окраины Тетиса выделены вулканические комплексы рифтового внутриплитного и островодужного типов, околонулены относительно примитивные участки мезозойской синалической окраины Тетиса и намечена сопряженность островодужного и рифтогенного процессов.

Е. А. Рогожин и В. И. Шолпо рассмотрели морфологическую неоднородность голоморфной складчатости Б. Кавказа: фокусирование интенсивной складчатости в осевых частях крупных антиклинорий и омоложение возраста «главной» складчатости с севера на юг, что связывается с направленной инверсией Кавказской геосинклинали. Б. В. Григорьянц настаивал на энергетической обеспеченности складчатости Южно-Каспийской и Куринской впадин за счет автономных гидродинамических сил, без привлечения внешнего сжатия. Эти вопросы стали затем предметом дискуссии (Ш. А. Адамия, А. А. Белов и др.).

Не меньший интерес вызвало обсуждение геодинамики, глубинного геологического строения и сейсмичности Малого Кавказа. По исследованиям вулканических пород офиолитовой ассоциации (О. П. Цамерян) выясняется их полисерийность (неходные составы близки к бонинитам,  $ТОР_{1,2}$  и базальтам типа внутрикратонной активизации). Значение поднятой проблемы в том, что сонахождение этих продуктов вулканизма в едином сложно построенном разрезе не может рассматриваться как тек-

8. Пшеничный Б. Н., Дамилин Ю. М. Численные методы в экстремальных задачах. М., Наука, 1975, с. 51—58.
9. Поплавский А. А., Тотак А. Г. Метод геометрических средних линий для оценки положения эпицентра землетрясений—ДАН СССР, 1981, том 261, № 5, с. 1095—1098.
10. Richards P. J. Aggarwal—Temporal Fluctuations of P and S velocities in an Earthquake Source Region (abstract) EOS Trans. AGU v. 54, 1134, 1973.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 1, 75—76, 1987

## НАУЧНАЯ ХРОНИКА

УДК: 551.2 (063)

### III СЕМИНАР-ШКОЛА ПО ГЕОДИНАМИКЕ КАВКАЗА

6—10 октября 1986 г. в Севанском районе Армянской ССР был проведен III семинар-школа по проблемам геодинамики Кавказа, организованный по предложению Междуведомственного тектонического комитета АН СССР и Кавказской его секции Институтом геологических наук АН АрмССР и Армянским геологическим обществом. В семинаре участвовали специалисты из 24 различных учреждений Москвы, Ленинграда, Тбилиси, Баку, Железноводска, Краснодара, Еревана и Ленинакана (120 участников). В программе совещания обсуждались вопросы геодинамики, генезиса офиолитов и закономерностей размещения полезных ископаемых, сейсмотектоники, неотектоники. Зам. академика-секретаря отделения химических и геологических наук АН АрмССР А. А. Габриелян и член бюро Междуведомственного тектонического комитета АН СССР доктор геол.-мин. наук А. А. Белов, открывая семинар, остановились на задачах геодинамических исследований в свете достижений региональной геологии, геофизики и сейсмологических исследований.

На семинаре было заслушано 75 докладов, в том числе 40 стендовых. К началу семинара были изданы тезисы докладов.

На семинаре в ряде докладов были приведены новые данные по покровному геологическому строению Б. Кавказа. По результатам изучения дизской серии Б. Кавказа (В. Г. Казьмин и др.) доказан верхнетриасовый возраст верхней части разреза серии, пересмотрен вопрос о предполагаемой ранне непрерывности разреза серии от среднего девона до верхнего триаса; впервые доказано надвигово-чешуйчатое строение свиты и северная вергентность чешуй, тогда как залегающая с конгломератами в основании юрская толща имеет иной тип складчатости и направление вергентности. В. Г. Казьмин сообщил также новые палеомагнитные расчеты (А. Смит) и палинспастические реконструкции палеозойского Тетиса малой ширины.

В представлении Ш. А. Адамия и др., И. П. Гамкрелидзе, С. И. Дотдусева структура Б. Кавказа представляет сочленение покровов, включая покровы пород фундамента, гранитно-метаморфического слоя (Ш. А. Адамия и др.) при существенной роли позднеальпийских южновергентных дислокаций (С. И. Дотдусев). В докладе Н. И. Абрамовича и др. был затронут вопрос приложимости шоловой тектоники к области кайнозойской коллизии Малого Кавказа.

По Е. Е. Милановскому и др., Л. М. Расцветаеву, а также М. Л. Коппу, близмеридиональное сжатие Кавказа при сближении Евро-Азиатской плиты с Аравийско-Иранской приводит к результирующим диагональным напряжениям, в частности, сдвиговым деформациям (что отмечает также и М. Л. Копп). В докладе И. П. Гамкрелидзе на примерах горизонтальной тектонической расслоенности земной коры Кавказа, Карпат и Балкан рассмотрен компрессионный и поддвиговый механизм расслоения. В своем докладе Ш. А. Адамия и др. настаивали на субдукционном механизме возникновения покровов Б. Кавказа и фундамента Закавказской плиты. М. Б. Лордкипанидзе обратила внимание на квазисинхронность тектонических фаз Тетиса и их связь с значительными переломными рубежами кинематики главных плит Тетиса I (155, 80, 65 млн лет). В сообщении Р. Г. Магакяна в строении синалической окраины Тетиса выделены вулканические комплексы рифтового внутриплитного и островодужного типов, околонуены относительно примитивные участки мезозойской синалической окраины Тетиса и намечена сопряженность островодужного и рифтогенного процессов.

Е. А. Рогожин и В. И. Шолпо рассмотрели морфологическую неоднородность голоморфной складчатости Б. Кавказа: фокусирование интенсивной складчатости в осевых частях крупных антиклинорий и омоложение возраста «главной» складчатости с севера на юг, что связывается с направленной инверсией Кавказской геосинклинали. Б. В. Григорьянц настаивал на энергетической обеспеченности складчатости Южно-Каспийской и Куринской впадин за счет автономных гидродинамических сил, без привлечения внешнего сжатия. Эти вопросы стали затем предметом дискуссии (Ш. А. Адамия, А. А. Белов и др.).

Не меньший интерес вызвало обсуждение геодинамики, глубинного геологического строения и сейсмичности Малого Кавказа. По исследованиям вулканических пород офиолитовой ассоциации (О. П. Цамерян) выясняется их полисерийность (неходные составы близки к бонинитам,  $ТОР_{1,0}$  и базальтам типа внутрикратонной активизации). Значение поднятой проблемы в том, что соположение этих продуктов вулканизма в едином сложно построенном разрезе не может рассматриваться как тек-

тоническое совмещение. Скорее всего они возникли в бассейне задугового типа при сложных и пока не выясненных вариациях геодинамической обстановки. По данным Г. С. Закариадзе и др., ксенолиты в офиолитовой серии амфиболитов, гнейсов и зеленых сланцев отражают разные уровни метаморфизма продуктов вулканизма домелового возраста (ТОР, высокотитанистые толенты, щелочные базальты внутрикратонной активизации). Вопрос о возрастном интервале ( $J_2-K_1$  или  $K_2$ ) накопления вулканитов офиолитовой серии остается спорным (Г. С. Закариадзе, М. А. Сатян и др.).

Н. Л. Баженов и В. С. Буртман по палеомагнитной направленности в пелитоморфных известняках верхнего сенона Малого Кавказа и синхронных отложений Дагестана предполагают для доорогенного этапа Ю—З выгнутость малокавказских дуг. Последующее сближение с Б. Кавказом оценено цифрами порядка  $900 \pm 350$  км. В дискуссии отмечалась необходимость повышения достоверности результатов (Н. Б. Дортман). В. А. Агамалюном было доложено о реконструкции мезозойского желоба вдоль западного края Цахкуняцкого кристаллического массива: показано наличие в разрезе лейаса офиолитовых толентов и ассоциирующих с ними турбидитов. В обсуждении отмечались однако недостаточная геохимическая изученность продуктов вулканизма, признаки островодужного типа и неоднозначность реконструкций (А. А. Белов, Г. С. Закариадзе).

По генезису офиолитовой ассоциации и строению офиолитовых зон было сделано несколько стендовых сообщений (А. Т. Асланян и др., С. Б. Абовян и др., А. Г. Бабаджанян). В частности, отмечались находки высокомагнезиальных шаровых лав в Вединской зоне и значение их для геодинамических реконструкций. Рассмотрены были глубинное строение коры региона, место в его структуре глубинных разломов и вопросы сейсмичности (А. А. Габриелян и др., А. Х. Баграмян и др., В. А. Игумнов и др.). А. А. Никонов пересмотрел магнитуду и глубину залегания очагов некоторых сильнейших землетрясений Кавказа, показав их повторное возникновение в одних и тех же зонах проявления взбросовых подвижек общекавказского и сдвиговых—антикавказского простирания.

Ряд стендовых сообщений относился к специальным вопросам сейсмичности и неотектоники региона (Л. Н. Зограбян и др., П. П. Костенко и Г. П. Симонян, О. А. Саркисян, Г. П. Симонян, А. А. Киракосян, С. Н. Назаретян и др.). Приведены были данные о прогнозе полезных ископаемых по результатам изучения систем разломов Кавказа (Э. И. Микаелян).

9-го октября была организована экскурсия на разрезы офиолитовой серии вдоль нижних отметок Севанского хребта (отв. М. А. Сатян). Были также показаны четвертичные вулканические шлаковые конусы Гегамского нагорья (К. Г. Ширинян).

На заключительном вечернем заседании (10-го октября) были подведены итоги семинара-школы. Выступившие (А. А. Белов, В. Г. Казьмин, М. А. Сомия, Г. И. Баранов, Ш. А. Адамия, М. А. Сатян и др) остановились на наиболее спорных вопросах геодинамики и строения региона по результатам докладов и подчеркнули задачи последующих исследований.

Было обращено внимание на необходимость более широкого обсуждения взаимосвязи геодинамики и металлогении, привлечения результатов литологических исследований. Для участия в работе семинара-школы целесообразно приглашение специалистов, изучающих строение дна Черного и Каспийского морей (Институт океанологии АН СССР).

Отмечена необходимость усиления геофизической и, особенно, сейсмической изученности коры Б. Кавказа, усиления исследований по проблеме генезиса офиолитовой ассоциации, связи петрологических результатов с данными по региональной геологии и геофизическими данными о строении коры. Была подчеркнута важность геодинамических исследований для проведения крупномасштабного геокартирования региона.

В перерывах семинара-школы было проведено совещание Кавказской секции Междуведомственного тектонического комитета АН СССР по вопросам подготовки «Тектонической карты Кавказа».

Выступающие выразили благодарность Оргкомитету за хорошую организацию семинара-школы. Было решено просить АН Азербайджанской ССР об организации IV семинара-школы в г. Баку.

*М. А. Сатян, С. А. Наскулян.*

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, XL, № 1, 76—78, 1987

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

УДК: 550.380 (063)

#### У ВСЕСОЮЗНАЯ ШКОЛА-СЕМИНАР «ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ»

С 8 по 17 сентября 1986 г. в гор. Левинкане Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР совместно с АН АрмССР и Научным советом по геофизическим методам разведки при Отделении геологии, геофизики и геохимии Секции наук о Земле АН СССР проводил V Всесоюзную школу-семинар «Теория и практика интерпретации потенциальных полей». Школа-семинар вызвала большой интерес среди специалистов. В ее работе приняли участие 176 человек (в том числе

тоническое совмещение. Скорее всего они возникли в бассейне задугового типа при сложных и пока не выясненных вариациях геодинамической обстановки. По данным Г. С. Закариадзе и др., ксенолиты в офиолитовой серии амфиболитов, гнейсов и зеленых сланцев отражают разные уровни метаморфизма продуктов вулканизма домелового возраста (ТОР, высокотитанистые толенты, щелочные базальты внутрикратонной активизации). Вопрос о возрастном интервале ( $J_2-K_1$  или  $K_2$ ) накопления вулканитов офиолитовой серии остается спорным (Г. С. Закариадзе, М. А. Сатиан и др.).

Н. Л. Баженов и В. С. Буртман по палеомагнитной направленности в пелитоморфных известняках верхнего сенона Малого Кавказа и синхронных отложений Дагестана предполагают для доорогенного этапа Ю—З выгнутость малокавказских дуг. Последующее сближение с Б. Кавказом оценено цифрами порядка  $900 \pm 350$  км. В дискуссии отмечалась необходимость повышения достоверности результатов (Н. Б. Дортман). В. А. Агамалияном было доложено о реконструкции мезозойского желоба вдоль западного края Цахкуняцкого кристаллического массива: показано наличие в разрезе лейаса офиолитовых толентов и ассоциирующих с ними турбидитов. В обсуждении отмечались однако недостаточная геохимическая изученность продуктов вулканизма, признаки островодужного типа и неоднозначность реконструкций (А. А. Белов, Г. С. Закариадзе).

По генезису офиолитовой ассоциации и строению офиолитовых зон было сделано несколько стендовых сообщений (А. Т. Асланян и др., С. Б. Абовян и др., А. Г. Бабаджанян). В частности, отмечались находки высокомагнезиальных шаровых лав в Вединской зоне и значение их для геодинамических реконструкций. Рассмотрены были глубинное строение коры региона, место в его структуре глубинных разломов и вопросы сейсмичности (А. А. Габриелян и др., А. Х. Баграмян и др., В. А. Игумнов и др.). А. А. Никонов пересмотрел магнитуду и глубину залегания очагов некоторых сильнейших землетрясений Кавказа, показав их повторное возникновение в одних и тех же зонах проявления взбросовых подвижек общекавказского и сдвиговых—антикавказского простирания.

Ряд стендовых сообщений относился к специальным вопросам сейсмичности и неотектоники региона (Л. Н. Зограбян и др., П. П. Костенко и Г. П. Симонян, О. А. Саркисян, Г. П. Симонян, А. А. Киракосян, С. Н. Назаретян и др.). Приведены были данные о прогнозе полезных ископаемых по результатам изучения систем разломов Кавказа (Э. И. Микаелян).

9-го октября была организована экскурсия на разрезы офиолитовой серии вдоль нижних отметок Севанского хребта (отв. М. А. Сатиан). Были также показаны четвертичные вулканические шлаковые конусы Гегамского нагорья (К. Г. Ширинян).

На заключительном вечернем заседании (10-го октября) были подведены итоги семинара-школы. Выступившие (А. А. Белов, В. Г. Казьмин, М. А. Сомия, Г. И. Баранов, Ш. А. Адамия, М. А. Сатиан и др) остановились на наиболее спорных вопросах геодинамики и строения региона по результатам докладов и подчеркнули задачи последующих исследований.

Было обращено внимание на необходимость более широкого обсуждения взаимосвязи геодинамики и металлогении, привлечения результатов литологических исследований. Для участия в работе семинара-школы целесообразно приглашение специалистов, изучающих строение дна Черного и Каспийского морей (Институт океанологии АН СССР).

Отмечена необходимость усиления геофизической и, особенно, сейсмической изученности коры Б. Кавказа, усиления исследований по проблеме генезиса офиолитовой ассоциации, связи петрологических результатов с данными по региональной геологии и геофизическими данными о строении коры. Была подчеркнута важность геодинамических исследований для проведения крупномасштабного геокартирования региона.

В перерывах семинара-школы было проведено совещание Кавказской секции Междуведомственного тектонического комитета АН СССР по вопросам подготовки «Тектонической карты Кавказа».

Выступающие выразили благодарность Оргкомитету за хорошую организацию семинара-школы. Было решено просить АН Азербайджанской ССР об организации IV семинара-школы в г. Баку.

*М. А. Сатиан, С. А. Наскулян.*

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, XL, № 1, 76—78, 1987

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

УДК: 550.380 (063)

#### У ВСЕСОЮЗНАЯ ШКОЛА-СЕМИНАР «ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ»

С 8 по 17 сентября 1986 г. в гор. Левинакане Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР совместно с АН АрмССР и Научным советом по геофизическим методам разведки при Отделении геологии, геофизики и геохимии Секции наук о Земле АН СССР проводил V Всесоюзную школу-семинар «Теория и практика интерпретации потенциальных полей». Школа-семинар вызвала большой интерес среди специалистов. В ее работе приняли участие 176 человек (в том числе

22 доктора и 74 кандидата наук) из 60 научных и производственных организаций различных министерств и ведомств.

Главными задачами школы-семинара являлись: анализ современного состояния и определение направлений дальнейшего развития теории и практики интерпретации потенциальных полей, определение путей повышения эффективности теоретических исследований и внедрение имеющихся достижений в практику геологической интерпретации материалов производственных геофизических исследований.

В отличие от предыдущих школ<sup>1</sup>, программа пятой состояла из циклов лекций, докладов и сообщений, которые были заслушаны на пленарных и секционных заседаниях. Общий объем заслушанных лекций, докладов и сообщений составил 140.

Работу школы открыл сопредседатель Оргкомитета, директор Института геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР С. В. Бадалян.

От имени Оргкомитета выступил научный руководитель школы-семинара, докт. ф.-м. н., профессор В. И. Страхов, который подытожил опыт работы школы за прошедшие 10 лет. Он отметил достигнутые успехи в области теории и практики интерпретации потенциальных полей за период 1976—1986 гг. и указал наиболее актуальные направления, которые необходимо развивать на современном этапе.

В школе-семинаре работали 4 секции: 1) математическая теория интерпретации; 2) методические вопросы интерпретации; 3) результаты геологической интерпретации и 4) электрические методы исследований.

В работе школы-семинара активное участие принял 21 сотрудник ИГИС АН АрмССР. Они выступили с 25-ю лекциями и докладами. Особое внимание участники школы-семинара обратили на лекции и доклады, касающиеся вопросов решения трехмерных обратных задач гравиметрии, построения плотностных моделей земной коры, разработки количественных методов интерпретации рудных аномалий и т. д.

Заслушанные доклады и сообщения были обстоятельно обсуждены в развернувшейся дискуссии.

По итогам работы школы-семинара современное состояние теории и практики интерпретации потенциальных полей (гравитационного, стационарного магнитного, электрического на постоянном токе) может быть охарактеризовано следующим образом.

1. В настоящее время усилиями, главным образом, советских ученых глубоко проработаны фундаментальные вопросы общей методологии интерпретации потенциальных полей, эквивалентности и единственности в решении обратных задач гравиметрии и магнитометрии. Разработан целый ряд новых эффективных устойчивых методов решения прямых и обратных задач гравиметрии, магнитометрии и электрометрии; созданы новые методы сглаживания и трансформирования наблюдаемых потенциальных полей; разработаны методы комплексной интерпретации данных сейсмических и гравиметрических исследований при изучении глубинного строения коры и верхней мантии Земли.

2. При геологической интерпретации потенциальных полей широко и с большим геологическим эффектом используется метод математического моделирования в неформализованном варианте, основанный на учете всей имеющейся геолого-геофизической информации об изучаемых объектах и сопоставлении наблюдаемых полей с расчетными от модельных распределений источников, задаваемыми геофизиками-интерпретаторами.

3. Физико-математические интерпретационные модели строятся на основе предварительного построения содержательных физико-геологических моделей (ФГМ). Разработана общая методология построения ФГМ и создано большое число типовых и конкретных ФГМ различной степени сложности для различных регионов и объектов исследования.

4. Вместе с тем, в области теории и практики интерпретации потенциальных полей имеются и недостатки, которые должны быть устранены в ближайшее время:

а) отсутствует согласованная по регионам и масштабам съемок система представления результатов интерпретации потенциальных полей в виде карт и разрезов физических параметров геологической среды-плотности, магнитной восприимчивости, электропроводности и поляризуемости;

б) в настоящее время обработка и интерпретация данных о потенциальных полях осуществляется на ЭВМ на экспедиционном и региональном уровнях и отсутствуют средства машинной обработки и интерпретации на полевом уровне—*полевые вычислительные комплексы*;

в) существующее в настоящее время и используемое в научных и производственных геофизических организациях программно-математическое обеспечение для ЭВМ не унифицировано и недостаточно полно. В частности, в нем отсутствуют современные эффективные (т. е. точные, экономичные и гибкие) программы по учету влияния рельефа и трансформированию наблюдаемых полей;

г) в области подготовки специалистов в вузах внедрение достижений задерживается из-за отсутствия современных учебников и учебных пособий.

5. Основные пути дальнейшего развития теории и практики интерпретации потенциальных полей и повышения их геологической эффективности состоят в следующем:

а) продолжении фундаментальных исследований по вопросам общей методологии

<sup>1</sup> Первая школа проводилась в Перми в 1976 г., вторая—в Тбилиси в 1978 г., третья—в Ялте в 1980 г. и четвертая—в Алма-Ате в 1984 г.

интерпретации потенциальных полей, считая здесь главными проблемы комплексной интерпретации и устойчивости решений обратных задач, использование гравиметрии для изучения строения планет солнечной системы;

б) продолжение исследований по созданию новых методов решения прямых и обратных задач и устойчивых методов трансформирования полей, считая главными трехмерные постановки и регуляризованные алгоритмы;

в) считать особо перспективным направлением создание унифицированного программно-математического обеспечения по грави- и магниторазведке для многопроцессорных ЭВМ типа ПС-2000, ПС-2100 и для ЭВМ с использованием матричных процессоров (ЕС-1045, ЕС-1055 и др.);

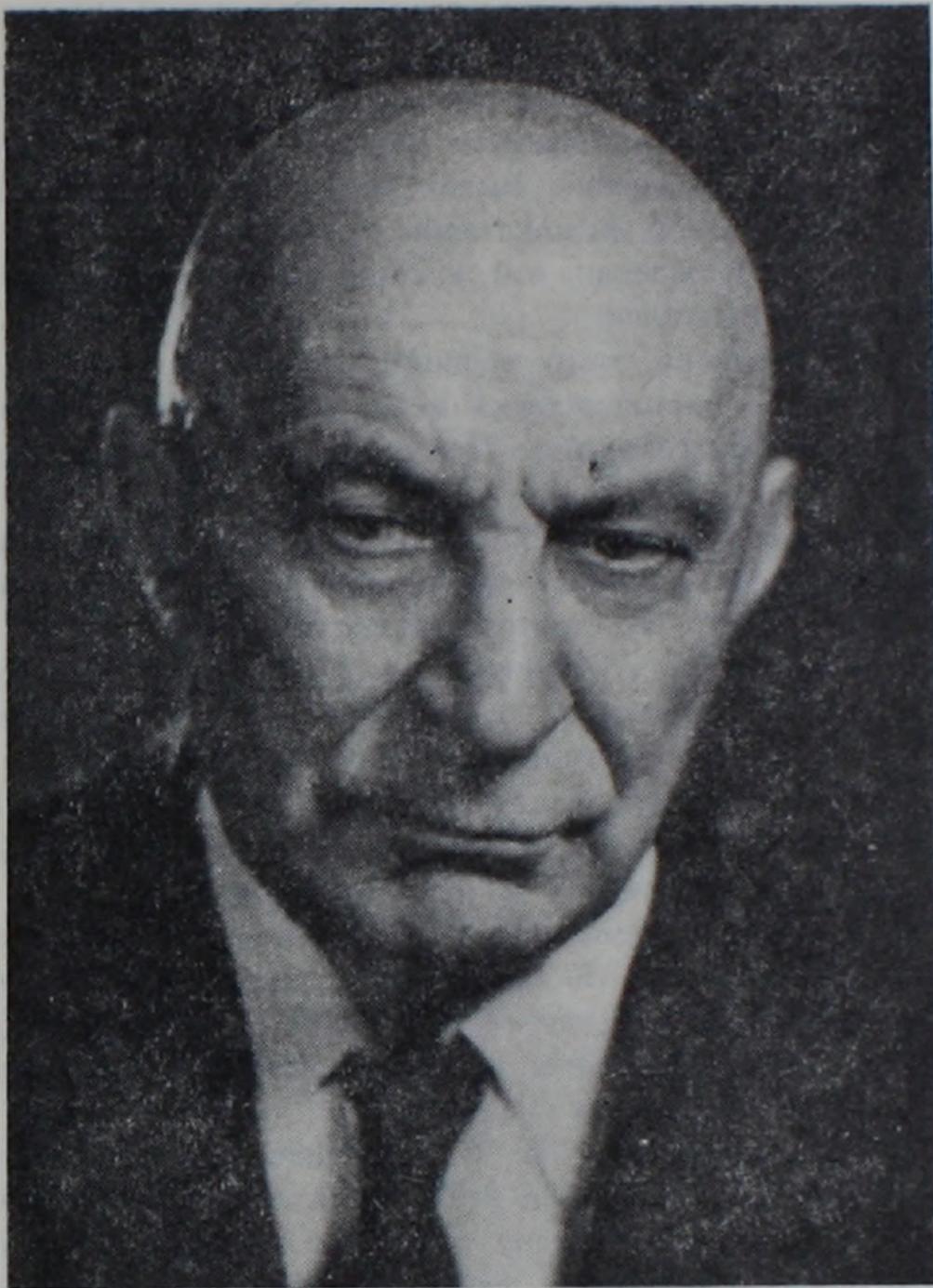
г) внедрение достижений теории и практики интерпретации потенциальных полей, методов обработки на ЭВМ в учебный процесс подготовки специалистов в высших учебных заведениях как путем издания учебников и учебных пособий, так и путем создания в вузах необходимого учебного программно-математического обеспечения.

В работе школы-семинара приняли участие член-корр. АН АрмССР Г. Н. Тер-Степанян, член-корр. АН УССР, профессор В. И. Старостенко, член-корр. АН ГССР, профессор М. А. Алексидзе, доктора физико-математических наук В. И. Аронов, М. А. Бродский, Г. Я. Голидра, Ф. М. Гольцман, А. И. Кобрунов, В. И. Луговенко, А. А. Никитин, Т. Б. Калинина, А. В. Цирульский, доктора технических наук Ю. В. Антонов, Е. А. Мудрецова, доктора геолого-минералогических наук В. И. Гольдшмидт, В. В. Гордиенко, С. С. Красовский, В. А. Комаров, В. М. Новоселицкий, З. М. Сленик, Б. Э. Хесни.

Участники школы-семинара единодушно отметили ее образцовую организацию и выразили глубокую благодарность коллективу ИГИС АН АрмССР и Оргкомитету.

Следующая шестая Всесоюзная школа-семинар будет проведена Институтом геофизики АН ГССР в г. Тбилиси в 1989 году.

*С. В. Бадалян, С. М. Оганесян, А. Г. Бабаджанян*



### УЧЕНЫЙ, ГЕОЛОГ, ГРАЖДАНИН

(к 80-летию со дня рождения Б. С. Вартапетяна)

Исполнилось 80 лет со дня рождения крупного организатора геологической службы Армении, замечательного ученого, геолога и педагога, заслуженного деятеля науки и техники Армении, доктора геолого-минералогических наук, профессора Бабкена Семеновича Вартапетяна.

Б. С. Вартапетян родился в Кировабаде. В 1931 г. после окончания горного факультета Азербайджанского политехнического института он приезжает в Армению и свою жизнь посвящает изучению недр республики.

Уже в 1932 г. под руководством Б. С. Вартапетяна в Армении создается республиканское отделение Всесоюзного института минерального сырья (ВИМС), где в течение ряда лет он руководит научной частью, а после его реорганизации в Геологическом управлении занимает ряд ответственных должностей—начальника крупной геологоразведочной экспедиции, главного геолога Загезурского междурудного комбината, главного инженера конторы «Армцветмстразведка», а с 1948 по 1952 гг.—должность главного инженера Армянского геологического управления.

Огромен вклад Б. С. Вартапетяна в изучение и освоение богатств нашей республики. Еще в довоенный период им было открыто и сдано на промышленное освоение Тумаянское (Дсехское) месторождение огнеупорных глин, на базе которого в республике была создана новая отрасль промышленности—огнеупорных изделий. Было разведано и также сдано на промышленное освоение Арзаканское месторождение мраморов, ставшее основной сырьевой базой Ереванского мраморного завода.

Большой вклад Б. С. Вартапетян внес в детальные инженерно-геологические изыскания при строительстве ряда крупных сооружений республики—таких как Капакерский алюминиевый завод, винные подвалы треста «Арагат» в Ереване, завода и подвалов «Херес» в Ошакане, Киевского моста на р. Раздан и др.

В годы Великой Отечественной войны, когда страна остро нуждалась в минерально-сырьевых ресурсах, особенно ярко проявился талант и творческая деятельность Б. С. Вартапетяна. Именно в эти самые тяжелые годы им был выдвинут, разведан и промышленно оценен новый тип штокверкового оруденения на Кафанском медном месторождении, что коренным образом изменило и подняло промышленную ценность этого месторождения. Выявленный новый тип руд уже более сорока лет является основной базой эксплуатации и обеспечивает около 70% добычи руды на Кафанском месторождении, что, в свою очередь, сильно увеличило производство меди по всей республике.

Немаловажным достижением этого периода явились разведка и промышленная оценка меди Спасакарского месторождения меди, которое расположено в перспективе крупной рудной зоны—Спасакар-Агви-Палантекия, вызывающей сегодня большой интерес.

В творческой деятельности Б. С. Вартапетяна особое место занимают исследования закономерностей распределения медного оруденения на территории Армянской ССР, которые легли в основу его докторской диссертации, успешно защищенной в 1962 г. В этой работе, наряду с глубоким рассмотрением теоретических вопросов, даны прогноз медного оруденения и основные направления геолого-поисковых и разведочных работ на медь. Интересной является также составленная впервые прогнозная карта на медь. Работа эта, изданная в виде монографии в 1965 г., сегодня является настольной книгой геологов, занимающихся геологией медных месторождений Малого Кавказа и прилегающих к нему районов.

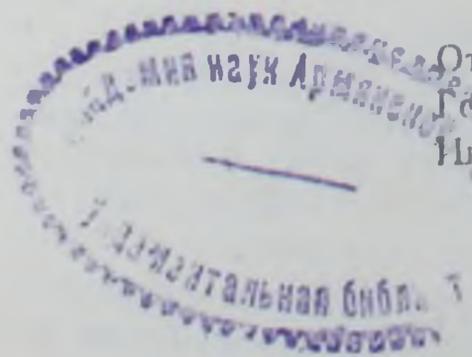
Научно-производственная деятельность Б. С. Вартапетяна всегда сопровождалась большой организационной работой. В 1959 г. он создает крупный Научно-исследовательский горно-металлургический институт (НИГМИ), бессменным директором которого был в течение 14 лет (институт этот за время своего существования решал ряд крупных народно-хозяйственных задач).

Научно-производственную работу Б. С. Вартапетян успешно сочетал также с педагогической деятельностью. С 1948 г. он являлся лектором Ереванского гос. университета, в 1954 г. организовал кафедру поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, которой руководил в течение 30 лет. Многолетний опыт профессора обобщен в монографии, посвященной поискам и разведке рудных месторождений, которая в ближайшее время выйдет в свет. Это-первый учебник на родном языке для студентов горно-геологических специальностей республики.

Б. С. Вартапетян щедро делится с геологами и научными сотрудниками из самых различных учреждений своими знаниями и опытом. Под его руководством выполнены 15 кандидатских диссертаций и подготовлены несколько докторских.

Партия и правительство высоко оценили его заслуги, наградив его двумя орденами Трудового Красного Знамени, семью медалями и многочисленными грамотами. Ему присвоено почетное звание «Заслуженный деятель науки и техники Армянской ССР».

В день славного 80-летнего юбилея желаем дорогому Бабкену Семеновичу крепкого здоровья, большой энергии для претворения в жизнь новых больших творческих замыслов.



Отделение химических и геологических наук АН АрмССР,  
Геологический факультет Ереванского госуниверситета,  
Институт «Арминпроцветмет», Управление геологии АрмССР