

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ  
ИЗВЕСТИЯ НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ  
PROCEEDINGS OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF ARMENIA

ISSN 0515-961X

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



Հանդեսը հիմնադրվել է 1948 թվականին, լույս է տեսնում տարին երեք անգամ  
հայերեն, ռուսերեն և անգլերեն լեզուներով

*Պատասխանատու խմբագիր*  
Ռ.Տ. ԶՐԲԱՇՅԱՆ

*Պատասխանատու խմբագրի տեղակալներ*  
Խ.Բ. ՄԵԼԻՔՍԵԹՅԱՆ, Ա.Ս. ՖԱՐԱՄԱԶՅԱՆ

*Պատասխանատու քարտուղարներ*  
Է.Ս. ՌՈՍՏՈՄՈՎԱ, Ա.Զ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

*Խմբագրական կոլեգիա*  
Ա.Լ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Ա.Վ. ԱՎԱԳՅԱՆ, Հ.Ռ. ԲԱԴԴԱՍԱՐՅԱՆ, Ս.Վ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ,  
Է.Ե. ԽԱՉԻՅԱՆ, Ա.Ս. ԿԱՐԱԽԱՆՅԱՆ, Ռ.Լ. ՄԵԼԹՈՆՅԱՆ, Ռ.Տ. ՄԻՐԻԶԱՆՅԱՆ,  
Ս.Ս. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Ս.Ս. ՆԱԶԱՐԵԹՅԱՆ, Հ.Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

*Ответственный редактор*  
Р.Т. ДЖРБАШЯН

*Заместители ответственного редактора*  
Х.Б. МЕЛИКСЕТЯН, А.С. ФАРАМАЗЯН

*Ответственные секретари*  
Э.С. РОСТОМОВА, А.З. САРГСЯН

*Редакционная коллегия*  
А.В. АВАГЯН, А.Л. АНАНЯН, А.Р. БАГДАСАРЯН, С.В. ГРИГОРЯН,  
А.С. КАРАХАНИЯН, Р.Л. МЕЛКОНЯН, Р.Т. МИРИДЖАНИЯН, С.Н. НАЗАРЕТЯН,  
С.М. ОГАНЕСЯН, О.А. САРКИСЯН, Э.Е. ХАЧИЯН

*Editor*  
R.T. JRBASHYAN

*Deputy Editors*  
A.S. FARAMAZYAN, Kh.B. MELIKSETIAN

*Executive Secretaries*  
E.S. ROSTOMOVA, A.Z. SARGSYAN

*Editorial Board*  
A.L. ANANYAN, A.V. AVAGYAN, H.R. BAGHDASARYAN, S.V. GRIGORYAN,  
S.M. HOVHANNISIAN, A.S. KARAKHANYAN, E.Y. KHACHIAN, R.L. MELKONYAN,  
R.T. MIRIJANYAN, S.N. NAZARETYAN, H.H. SARGSYAN

Խմբագրության հասցեն՝ 0019, Երևան-19, Մարշալ Բաղրամյանի պող. 24ա  
Адрес редакции: 0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а  
Editorial address: 24a, Marshal Baghramyan ave., Yerevan, 0019, Republic of Armenia  
E-mail geoscience @ geology. am

---

© Издательство "Гитутюн" НАН РА  
Известия НАН РА, Науки о Земле, 2008

A3K 409

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ռ.Լ. Մելքոնյան, Ռ.Խ. Ղուկասյան, Ռ.Ն. Տայան, Մ.Ա. Հարությունյան. Մեղրու պլուտոնի մոնցոնիտների երկրա-  
ժամանակագրությունը (Հայաստան)՝ արդյունքները և հետևանքները ..... 3

Հ. Ա. Թումանյան. Այսպիսի անտիկլինորիումի կառուցվածքա-կազմավորության առանձնահատկություններն ու  
ձևավորման երկրադինամիկական իրադրությունը ..... 10

Ռ.Ա. Մանդալյան, Ժ.Հ. Ստեփանյան. Շամշադինի անտիկլինորիումի ստորին յուրայի նստվածքների լիթոլոգիան և  
ձևավորման պայմանները (ՀՀ Տավուշի մարզ, Սոմխեթ-Ղարաբաղի գոնա)..... 21

Մ.Ա. Հարությունյան. Մինչհանքային պրոպիլիտիզացիայի բնույթը Բաջարանի հանքային դաշտի դիրքիտ պորֆի-  
րիտներում ..... 29

Վ.Ռ. Իսրայելյան. Գեղամա լեռնաշղթայի օբսիդիանների ֆազային միներալոգիական առանձնահատկությունները  
էլեկտրոնային միկրոսկոպիական հետազոտությունների արդյունքների համաձայն ..... 35

Ռ. Ա. Փաշայան. ՀՀ տարածքում ջրաերկրադեֆորմացիոն երևույթների ժամանակային վերլուծությունը ..... 39

Կ. Ս. Վարդանյան. Հայաստանի տարածքի ռելիեֆի ազդեցությունը գեոթերմիկական գրադիենտի արժեքների վրա ..... 45

Լ.Ս. Սարգսյան, Վ.Ս. Բալասանյան, Ռ.Ս. Մինասյան, Ա.Ա. Ղոնյան. Սեյսմիկ ակտիվության փոփոխությունները  
կապված Ազատի ջրամբարում ջրի մակարդակի տատանումների հետ ..... 50

Ա. Ա. Թամրազյան. Մոլիբդենի ռենտգենառադիոմետրական նմուշարկումը կրիպտոնային համեմատական հաշվիչների  
արտաթոշիքի գազաթմերով ..... 54

Ա. Գ. Կարապետյան. Տեխնոգեն բացասական գործընթացների ազդեցության դրսևորումները լեռնային տարածքները  
չինարարական նպատակներով օգտագործելիս ..... 57

ԶՆՆԱԴԱՏՈՒԹՅՈՒՆ ԵՎ ԲԱՆԱՎԵԾ

Ռ.Ս. Խորենյան. Նամակ խմբագրություն ..... 61

ՀԻՇԱՐԺԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ

Գևորգ Գևորգի Բաղդասարյան (ծննդյան 100-ամյակին) ..... 63

ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ԿՈՐՈՒՍՏՆԵՐ

Սրբուհի Արսենի Բուբիկյան (1921 - 2008) ..... 64

СОДЕРЖАНИЕ

Р.Л. Мелконян, Р.Х. Гукасян, Р.Н. Таян, М.А. Арутюнян. Геохронометрия монцонитов Мегрин-  
ского плутона(Армения) – результаты и следствия ..... 3

Г. А. Туманян. Структурно-формационные особенности и геодинамические обстановки формирования Ала-  
вердского антиклинория ..... 10

Р.А. Мандалян, Ж.О. Степанян. Литология и условия формирования нижнеюрских отложений Шам-  
шадинского антиклинория (Сохмето-Карабахская зона, Тавушский марз, Армения) ..... 21

М. А. Арутюнян. Характер проявления предрудной пропилитизации в диорит-порфиритах Каджаран-  
ского рудного поля ..... 29

В. Р. Исраелян. Фазово-минералогические особенности обсидианов Гегамского хребта по данным элект-  
ронной микроскопии ..... 35

Р. А. Пашаян. Временной анализ гидрогеодеформационных процессов на территории Армении ..... 39

К. С. Варданян. Влияние рельефа территории Армении на значения геотермического градиента ..... 45

Л.С. Саркисян, В.С. Баласанян, Р.С. Минасян, А.А. Гонян. Изменения сейсмической активности в  
связи с колебаниями уровня воды в Азатском водохранилище Армении ..... 50

А. А. Тамразян. Рентгенорадиометрическое опробование молибдена по пикам вылета криптоновых  
пропорциональных счетчиков ..... 54

А. Г. Карапетян. Особенности проявления техногенных негативных процессов на горной территории  
при использовании их в строительных целях ..... 57

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

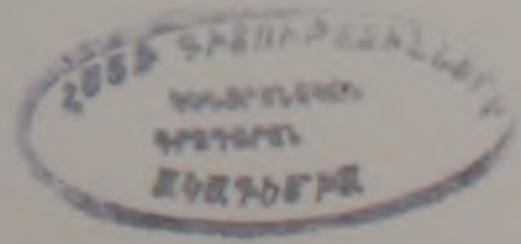
Р.А.Хоренян. Письмо в редакцию ..... 61

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

Геворг Петросович Багдасарян (к 100-летию со дня рождения) ..... 63

ПОТЕРИ НАУКИ

Србуи Арсеновна Бубикийн (1921 - 2008)..... 64



## TABLE OF CONTENT

<b>R.L.Melkonian, R.Kh.Ghukasian, R.N.Tayan, M.A.Harutyunian.</b> Geo-chronometry of the Meghri pluton monzonites (Armenia) – rezults and consequences .....	3
<b>H. A. Toumanian.</b> Structural-formational peculiarities and geodynamic conditions of formation of Alaverdi anticlinorium .....	10
<b>R.A.Mandalian, Zh.H.Stepanian.</b> Lithology and conditions of formation of Lower Jurassic sediments of Shamshadin anticlinorium (Tavush marz, Armenia. Somkheto-Gharabagh zone) .....	21
<b>M.A.Harutyunian.</b> The character of prerore propylitization occurrence in diorite- porphyrites of the Kajaran ore field ..	29
<b>V.R.Israelian</b> Phase - mineralogial peculiarities of the Gegham range obsidians by electronic microscopy data .....	35
<b>R.A.Pashayan.</b> Temporal analysis of hydro-geo-deformation processes on Armenia's territory .....	39
<b>K. S. Vardanian.</b> The impact of Armenia's territory relief on geothermal gradient values .....	45
<b>L.S.Sargsian, V.S.Balasanian, R.S.Minasian, A.A.Ghonian.</b> Changes in seismic activity in connection with varying water level of the Azat rezervoir, Armenia .....	50
<b>A.A. Tamrazyan.</b> Reontgeno-radiometric molybdenum sampling by loss peaks of cryptone proportional counters .....	54
<b>A.G.Karapetian.</b> Manifestation of adverse impacts of man-made processes while utilizing mountain areas for construction purposes .....	57
<b>CRITICISM AND DISCUSSION</b>	
<b>R.A. Khorenyan.</b> A Letter to the Editors .....	61
<b>MEMORABLE DATES</b>	
To the 100 <sup>th</sup> anniversary of <b>Gevorg P. Baghdassaryan</b> .....	63
<b>LOSSES OF THE SCIENSE</b>	
<b>Srbuhi A. Boubikyan (1921 – 2008)</b> .....	64

## ГЕОХРОНОМЕТРИЯ МОНЦОНИТОВ МЕГРИНСКОГО ПЛУТОНА (АРМЕНИЯ) – РЕЗУЛЬТАТЫ И СЛЕДСТВИЯ

© 2008г. Р.Л. Мелконян, Р.Х. Гукасян, Р.Н. Таян, М.А. Арутюнян

Институт геологических наук НАН РА  
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
e-mail: gamelk@sci.am

Поступила в редакцию 06.06 2008г.

Проведенные ранее К-Аг датировки пород Мегринского плутона выявили возрастные различия монцонитов северной части плутона –  $28,2 \pm 0,9$  Ma от монцонитов центральной и южной его частей –  $38,0 \pm 0,9$  Ma, которые объяснялись их "аргоновым омоложением" в результате термального воздействия на них более молодого –  $23,5 \pm 0,7$  Ma интрузива порфиридных гранитов и гранодиоритов (Гукасян, 1966; Гукасян, Меликсетян, 1965). С целью проверки этого вывода и результатов К-Аг датировок было проведено альтернативное Rb-Sr изохронное датирование монцонитов северной части плутона (11- валовых проб пород, 5 мономинеральных фракций биотитов, 4 обогащенных биотитом фракций пород). Полученные результаты  $\sim 30,0 \pm 0,4$  Ma при MSWD=0,739, подтвердившие результаты К-Аг датировок, свидетельствуют об отсутствии регионального нарушения К-Аг и Rb-Sr изотопно-геохимических систем пород северной части "монцонитового интрузива" под термальным воздействием порфиридных гранитов и гранодиоритов и фиксируют их истинный изотопный возраст. На основании имеющихся в настоящее время результатов К-Аг и Rb-Sr изохронных датировок выделяются 3 разновозрастных этапа формирования Мегринского плутона: I-позднеэоценовый,  $41-37$  Ma (различные габброиды, южные и центральные части "монцонитового интрузива", граносиенитовый интрузив), II-позднеолигоценый,  $31-28$  Ma (монцониты, сиенито-диориты северо-восточной части плутона), III-раннемиоценовый,  $24-21$  Ma (порфиридные граниты и гранодиориты).

Мегринский плутон является крупнейшим ( $\sim 1000 \text{ км}^2$ ) на Малом Кавказе полифазным, полифациальным интрузивным образованием, с которым связаны разнотипные промышленные месторождения и, в первую очередь, Каджаранское медно-молибденовое месторождение-гигант. В этом аспекте вопросы рудоносности плутона, его возрастной датировки, расчленения на отдельные комплексы и фазы представляют не только теоретический интерес, но имеют и важное прикладное значение.

Детальные исследования Мегринского плутона начали проводиться еще с 40-х годов прошлого столетия и касались, в частности, его рудоносности, возрастной датировки, строения и вещественного состава (В.Г.Грушевой, А.Л.Додин, С.А.Мовсисян, С.С.Мкртчян, И.Г.Магакьян, К.А.Карамян, Б.М.Меликсетян, Р.Н.Таян, Р.Х.Гукасян и др.). Однако, отсутствие узких геологических реперов, четко определяющих возрастную позицию плутона и последовательность формирования отдельных его фаз, обусловило неоднозначность предложенных вариантов решения отмеченных вопросов. В этой связи в начале второй половины прошлого столетия были проведены детальные К-Аг геохронометрические исследования пород различных фаз и фаций плутона (Гукасян, Меликсетян, 1965; Гукасян, 1966). В то же время для некоторых групп пород и прежде всего для монцонитов оставалась определенной проблематичность предложенных решений, обусловленная разбросом полученных датировок монцонитов из различных частей плутона, которая объяснялась, так называемым, "аргоновым омоложением" их истинного возраста под воздействием на них более молодого комплекса порфиридных гранитов и гранодиоритов. С целью более однозначного решения этих вопросов нами были использованы возможности

Rb-Sr изохронной геохронометрии, которые позволили на новом уровне подойти к решению возрастной датировки монцонитов и наметить вопросы, нуждающиеся в дальнейших разработках.

### Обсуждение результатов К-Аг датировок

Ранее проведенные Р.Х.Гукасяном К-Аг исследования Мегринского плутона были выполнены на представительном материале (более 200 образцов пород и 60 слюд, в основном, биотитов), характеризующем породы его различных фаз и фаций. Статистический анализ экспериментального материала позволил в пределах плутона выделить четыре возрастные группы пород со следующими средними значениями К-Аг возраста: I–  $41,4 \pm 3,5$  Ma, II–  $38,0 \pm 0,9$  Ma, III–  $28,2 \pm 0,9$  Ma, IV–  $23,5 \pm 0,7$  Ma (границы средних значений установлены для 99%-ой доверительной вероятности с помощью распределения Стьюдента). Следует подчеркнуть, что породы каждой возрастной группы обладают четкой пространственной обособленностью. Первая группа характеризует различные габброиды р-на с Вагравар и г. Калакар. Вторая группа характерна для пород, слагающих центральные и южные части монцонитового интрузива (монцониты, сиенито-диориты, щелочные сиениты и др.), а также граносиенитовый интрузив. Породы третьей возрастной группы отличаются некоторым разбросом К-Аг датировок ( $23-28-31$  Ma) и локализованы в северной части монцонитового интрузива (представлены они в основном типичными монцонитами). Самая молодая возрастная группа целиком относится к интрузиву порфиридных гранитов и гранодиоритов, слагающих северо-западную часть плутона.

Геологическая интерпретация К-Аг возраст-

ных данных, полученных для монцонитового интрузива плутона, сталкивается с определенными затруднениями. Возникает вопрос – обладают ли достоверной геохронометрической информацией обе возрастные группы (II и III) или только одна из них фиксирует реальный возраст, соответствующий времени формирования монцонитового интрузива?

Общезвестно, что различные наложенные геологические процессы, сопровождающиеся повышением температуры (например, прогрев в зоне контактового метаморфизма) из-за значительной миграционной способности радиогенного аргона могут вызвать его потери, что, естественно, приводит к появлению заниженных значений К-Аг возраста пород ("аргоновое омоложение"). К такому же результату может привести процесс щелочного метасоматоза, сопровождающийся привнесением калия. Поэтому, чтобы считать аргоновые датировки реальными, необходимо доказательство замкнутости К-Аг изотопно-геохимической системы, что во многих

конкретных случаях не представляется возможным. Наиболее надежным критерием выявления достоверности К-Аг датировок является их проверка другими методами изотопной геохронометрии, и если возрасты, полученные К-Аг методом, совпадают с результатами датирования другими методами, то можно утверждать, что они являются реальными и соответствуют времени проявления определенного геологического события.

В 1963 году, на заре разработки Rb-Sr геохронометрии в бывшем Советском Союзе, Р.Х. Гукасяном, несмотря на значительные экспериментальные затруднения, связанные как с низким уровнем измерения изотопного состава стронция, так и молодым, третичным, возрастом исследуемого объекта, была сделана попытка установить достоверность К-Аг датировок пород монцонитового интрузива с помощью Rb-Sr метода. Результаты этой работы, выполненной в изотопно-геохронологической лаборатории Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР (ныне РАН), приведены в табл. 1 (Гукасян, 1963).

Таблица 1

Rb-Sr изотопно-аналитические данные некоторых слюд монцонитового интрузива Мегринского плутона

Образец	Rb мкг/г	Sr мкг/г	Rb/Sr	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr атом. отнош.	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr атом. отнош.	T, Rb-Sr Ma	T, K-Ar Ma
P-IBt	547,3	35,7	15,3	44,3	0,725	32,7±5,7	29,0±2,0
126-M	1422,2	2,2	654,4	1899,1	1,775	39,7±1,0	38,0±1,0
125-M	1366,5	4,77	286,5	828,8	1,155	38,3±1,0	36,9±1,0
81-M	1144,1	9,57	119,6	345,9	0,927	45,3±3,5	39,0±2,0

Опись образцов: P-IBt – биотит из монцонитов, каменоломня г. Каджаран; 126-M – мусковит из нефелин-сиенитового пегматита, р-за с Шванидзор; 125-M – мусковит из двуслюдного пегматита, там же; 81-M – мусковит из полевошпат-мусковитового пегматита, там же.

Относительные погрешности измерений Rb/Sr – 1,5–2,0%. <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr – 0,5–0,7%. В расчетах возрастов использовались константы распада: <sup>87</sup>Rb-λ = 1,42×10<sup>-11</sup> год<sup>-1</sup>, <sup>40</sup>K-λ = 4,72×10<sup>-10</sup> год<sup>-1</sup>, λ<sub>e</sub> = 5,57×10<sup>-11</sup> год<sup>-1</sup>. При вычислении Rb-Sr модельных возрастов для первичного отношения стронция выбрано значение (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub> = 0,7145, соответствующее современным вулканитам основного состава.

Как видно из приведенных в таблице данных, Rb-Sr возрасты, полученные для мусковитов\*, находятся в хорошем согласии с К-Аг возрастными этими же минералов. Они также хорошо сходятся с многочисленными К-Аг датировками пород и минералов, отобранных из различных участков центральной и южной частей интрузии монцонитов, что подтверждает достоверность их возраста, полученного К-Аг методом. Единственная Rb-Sr датировка биотита (32,7±5,7 Ma), выделенного из типичных, исключительно свежих монцонитов северной части интрузива (каменоломня пос. Каджаран), оказалась непригодной для оценки реальности его же К-Аг возраста

(29,0±2,0 Ma), так как она была отягощена большой экспериментальной погрешностью.

Исходя из геологических и петрографических соображений, а также утверждения многих исследователей плутона относительно взаимоотношений слагающих монцонитовый интрузив пород ("постепенные и неуловимые взаимопереходы"), было сделано предположение-вывод об аргоновом "омоложении" К-Аг возрастов пород северной части монцонитового интрузива (Гукасян, Меликсетян, 1965), обусловленном наложенным воздействием внедрившихся в данную структуру молодых магматических масс порфиридных гранитоидов (достоверность их К-Аг датировки – 23,5±0,7 Ma недавно была подтверждена Rb-Sr изохронным методом – 22,9±2,1 Ma (Гукасян и др., 2006). Действительно, контактное (метасоматическое и термальное) воздействие интрузива порфиридных гранитоидов как будто четко фиксируется К-Аг датировками (табл. 2) в непосредственной экзоконтактной зоне, на расстоянии минимум до 300 метров от контакта.

\* Крупночешуйчатый мусковит из пегматитов имеет весьма устойчивую Rb-Sr систему, часто противостоит омоложению, и поэтому является надежным для Rb-Sr датировки минералом (Йегер, 1984)

К-Аг возрасты пород и минералов монцонитового интрузива в экзоконтактовой зоне порфировидных гранитоидов

Образец	Название породы или минерала, место взятия	$^{40}\text{K}$ , мкг/г	$^{40}\text{Ar}$ , нг/г	$T$ , Ma
90	Калишпатизированный монцонит, разв. с. Мюлк	3,74	4,36	21,0
4	Биотит из монцонитов, р-н Таштунского перевала, Контакт с порф. гранитами	8,74	12,40	25,6
16	Биотит из пироксеновых диоритов, р-н оз. Капутан, контакт с порф. гранодиоритами	8,08	10,80	24,2
16-А	Биотит из пироксеновых диоритов, там же, в 300м от контакта	8,74	13,96	28,9

Несмотря на это, правомочность заключения о региональном аргоновом "омоложении" требует объяснения еще одного немаловажного факта: почему все 12 датированных К-Аг методом биотитов (как и многие валовые пробы пород), охватывающих всю северную часть монцонитового интрузива – от г. Каджарана до с. Катнарат и южных склонов горы Сапат - в пределах погрешности измерений показывают одни и те же значения возраста  $-29\pm 31$  Ma (среднее значение  $30,3\pm 0,8$  Ma, границы установлены для 99%-ой доверительной вероятности). Если "омоложение" вызвано термальным воздействием интрузива порфировидных гранитоидов, то остается непонятным, почему биотит, выделенный из монцонитов на расстоянии около 1 км от контакта с гранитами (г. Каджаран), имеет такой же К-Аг возраст  $-29\pm 1,5$  Ma, что и биотит, выделенный из кварцевых сиенито-диоритов на расстоянии 8-10 км (р-н сел. Катнарат) от контакта  $-30\pm 1,5$  Ma. Таким образом, предположение о региональном "аргоновом омоложении" пород северной части монцонитового интрузива плутона требует более аргументированного экспериментального подтверждения.

### Rb-Sr изохронная датировка монцонитов и обсуждение результатов

Одним из возможных вариантов экспериментальной проверки результатов ранее проведенных К-Аг датировок пород монцонитового интрузива является их сопоставление с результатами альтернативных методов датировки. С этой целью было проведено Rb-Sr изохронное исследование монцонитов северной части интрузива (за одним исключением), сопровождавшееся их петрографическим изучением. Пробы для изотопных исследований были отобраны нами во время полевых работ 2006г.

В процессе Rb-Sr изохронного исследования 11 валовых проб (каждая весом около 4кг) выяснилось, что отобранные пробы имеют низкие Rb/Sr отношения (0,035-0,264), вследствие чего

надежная, точная датировка оказалась весьма проблематичной. В этой связи из 5 проб монцонитов были выделены мономинеральные фракции биотитов и 4 обогащенных биотитом фракции пород (без контроля степени обогащения).

Содержания рубидия и стронция определялись из разных навесок стандартной методикой изотопного разбавления. В качестве индикаторов (трассеров) использовались растворы особо чистых солей RbCl и Sr(NO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>, обогащенных соответственно изотопами <sup>87</sup>Rb (~96%) и <sup>84</sup>Sr (~50%). Выделение Sr для масс-спектрометрического изотопного анализа проводилось на ионнообменной смоле DOWEX -50x8 в среде 2N HCl в кварцевых колонках. Изотопные отношения в смеси образца и индикатора измерялись на масс-спектрометре МИ-1309 с автоматической дискретной разверткой по магнитному полю. Прямые измерения изотопного состава стронция проводились на термоионном масс-спектрометре МИ-1201Т с программным режимом управления. Большинство определений содержаний Rb и Sr, как и измерения изотопного состава Sr, дублировалось. На основе разброса результатов параллельных определений и данных аналитического архива вычислялись средние значения коэффициентов вариаций геохронометрических параметров: <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr-1,5%, <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr-0,03%. Для контроля правильности измерения отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr периодически анализировался стронциевый стандарт SRM-987 Национального бюро стандартов США. В период работы для него получено значение  $0,71029\pm 0,00012$ , что мало отличается от принятого в настоящее время в мировой практике значения  $0,710250$  (Чернышев и др., 2000).

Результаты Rb-Sr аналитических измерений приведены в табл. 3 и представлены графически (рис. 1, 2 и 3) в изохронных координатах <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr - <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr. Статистическая обработка экспериментальных данных выполнена полиномиальным методом наименьших квадратов, учитывающим существование ошибок по обеим координатным осям (Гукасян и др., 2006). В работе

Rb-Sr изотопно-аналитические данные валовых проб и биотитов монзонитового интрузива Мегринского плутона \*

NN обр.	Rb мкг/г	Sr мкг/г	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ атомн. отношение	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ атомн. отношение
PM/S/-16	45,30	340,08	0,133	0,385	0,70449±0,00042 0,70453±0,00021
PM/S/-33	79,20	612,79	0,129	0,373	0,70427±0,00013 0,70445±0,00021
PM/S/-37	125,14	551,62	0,227	0,657	0,70453±0,00018 0,70440±0,00022
PM/S/-38	102,37	734,63 768,52	0,136	0,394	0,70434±0,00021 0,70441±0,00028
PM/S/-39	118,64	661,36	0,179	0,519	0,70445±0,00018
PM/S/-40	129,70	616,62	0,210	0,608	0,70446±0,00012
PM/S/-41	47,32	1345,87	0,035	0,102	0,70433±0,00035 0,70418±0,00021
PM/S/-41Bt*	426,16 425,56	45,16 45,06	9,440	27,31	0,71572±0,00012 0,71617±0,00019
PM/S/-21	78,71	1348,66	0,058	0,169	0,70411±0,00032 0,70421±0,00023
PM/S/-21A	289,48	658,26	0,445	1,287	0,70467±0,00026 0,70457±0,00037
PM/S/-21Bt	417,62 414,58	115,12 115,94	3,602	10,42	0,70873±0,00027 0,70853±0,00018
PM/S/-36	140,32	530,95	0,264	0,764	0,70450±0,00033 0,70455±0,00032
PM/S/-36A	491,35 499,54	202,75 202,54	2,445	7,073	0,70755±0,00017 0,70714±0,00042
PM/S/-36Bt	646,90 646,72	29,55 31,00	21,36	61,81	0,73057±0,00020 0,72990±0,00021
PM/S/-42	146,19	688,44	0,212	0,614	0,70429±0,00016 0,70431±0,00026
PM/S/-42A	446,19 442,48	375,84 375,84	1,182	3,420	0,70581±0,00033
PM/S/-42Bt	798,20 796,75	68,20 68,93	11,63	33,65	0,71919±0,00024 0,71900±0,00009
PM/S/-55	96,04	1522,58 1456,65	0,064	0,186	0,70425±0,00042
PM/S/-55A	364,05	624,78	0,583	1,686	0,70500±0,00017
PM/S/-55Bt	493,26 496,33	55,80 56,94	8,78	25,40	0,71463±0,00021 0,71420±0,00026

\*Примечание: (A) – фракции, обогащенные биотитом; (Bt) – мономинеральные фракции биотитов. Места взятия проб: 16 – у слияния р. Мегри-гет и Калер; 33 – Личкское месторождение, руч. Звар; 37 – среднее течение р. Пхрут; 38 – нижнее течение р. Пхрут; 39 – левобережье р. Вохчи, восточная окраина г. Каджарана; 40 – с-з фланг Каджаранского месторождения; 41 – правобережье р. Вохчи, северный фланг Каджаранского месторождения; 21 – в 3-х км южнее Таштунского перевала по дороге Каджаран-Мегри; 36 – среднее течение р. Пхрут; 42 – левобережье р. Вохчи, в 1,5 км северо-западнее с. Анд; 55 – новая дорога Мегри-Капан, 3,5 км юго-восточнее разв. с. Гомаранц.

рассмотрены три варианта выявления корреляционной зависимости. В первом варианте (рис. 1) были построены изохроны для четырех валовых проб по трем точкам: валовая проба, та же проба, обогащенная биотитом и биотит из этой пробы. Как следует из рис. 1, средний квадрат взвешенных отклонений (СКВО или MSWD) меньше единицы. В пределах погрешности изме-

рений все пробы имеют один и тот же Rb-Sr изохронный возраст и одинаковое первичное ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) отношение. Во втором варианте изохрона построена для 5 мономинеральных фракций биотитов. Как видно из рис. 2, расчетные значения возраста и первичного отношения хорошо согласуются с предыдущими данными:  $T=30,3\pm 0,7 \text{ Ma}$  и  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})=0,70413\pm 0,00024$ .

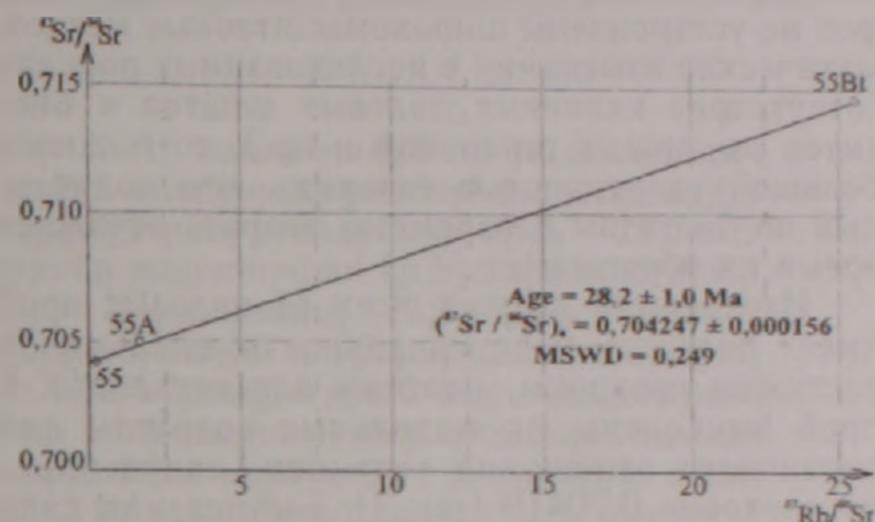
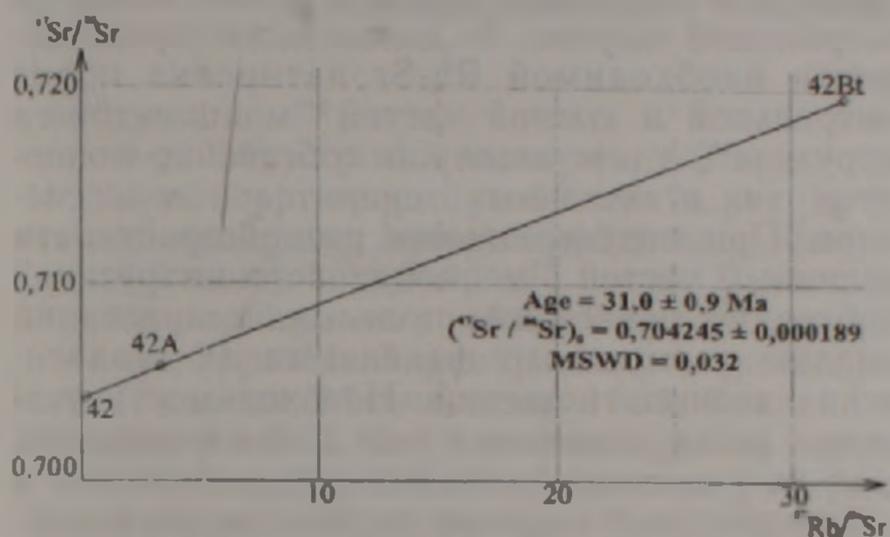
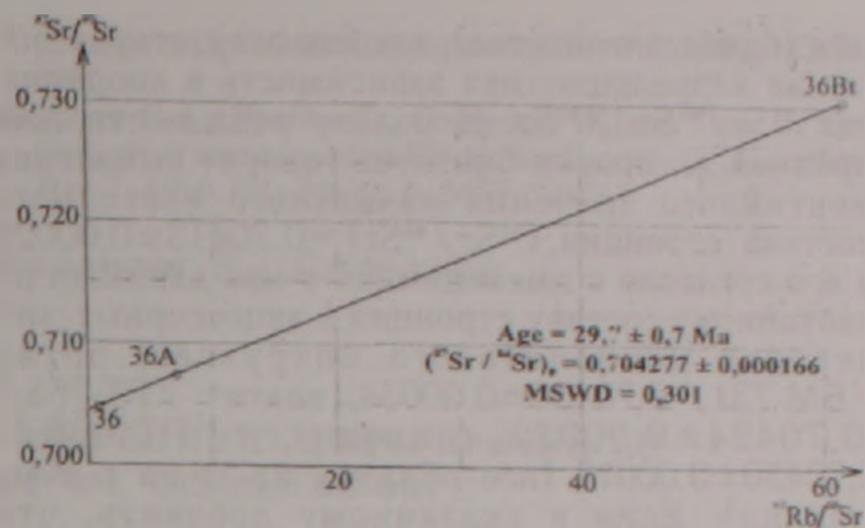
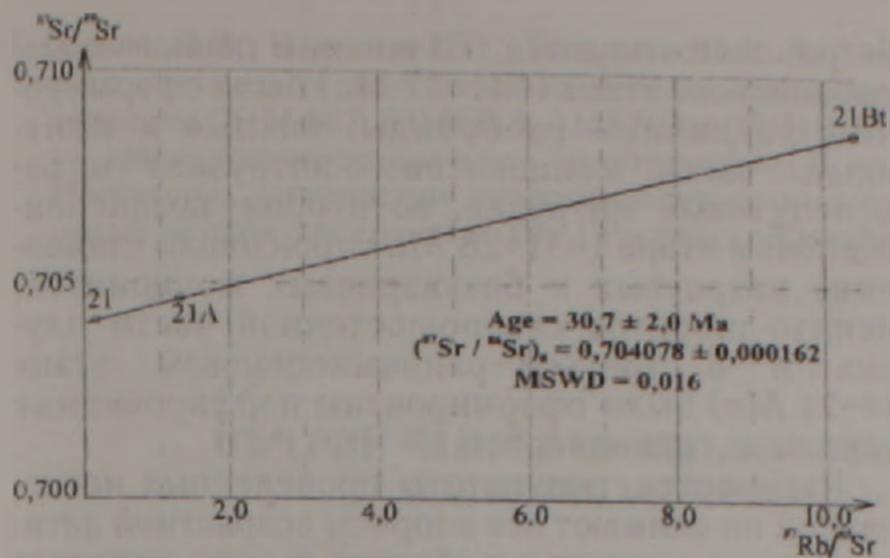


Рис.1 Rb-Sr изохроны 4 валовых проб монцонитов, выделенных из них биотитов (Bt) и фракций пород, обогащенных биотитом (A):

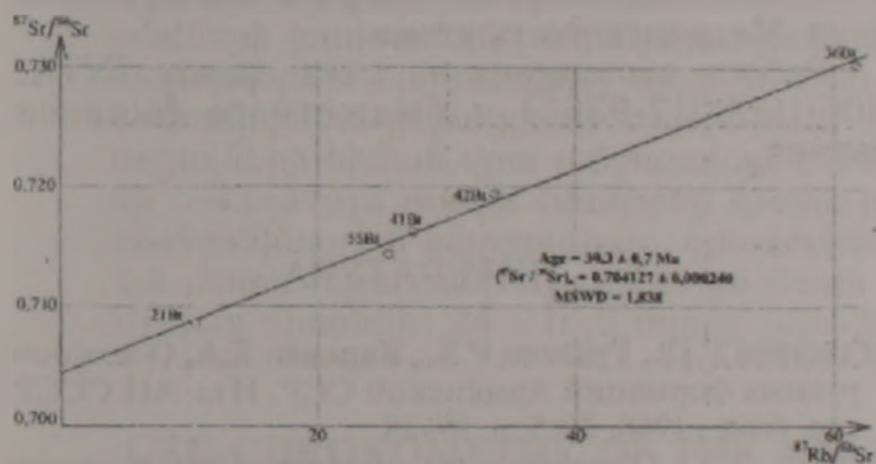


Рис.2 Rb-Sr изохрона 5 биотитов из монцонитов Мегринского плутона

Некоторый избыточный разброс фигуративных точек относительно изохроны обусловлен только экспериментальными погрешностями, так как СКВО=2,127 значительно не превышает единицу (проверено с помощью F-критерия для 0,05 уровня значимости). Последний, третий, вариант

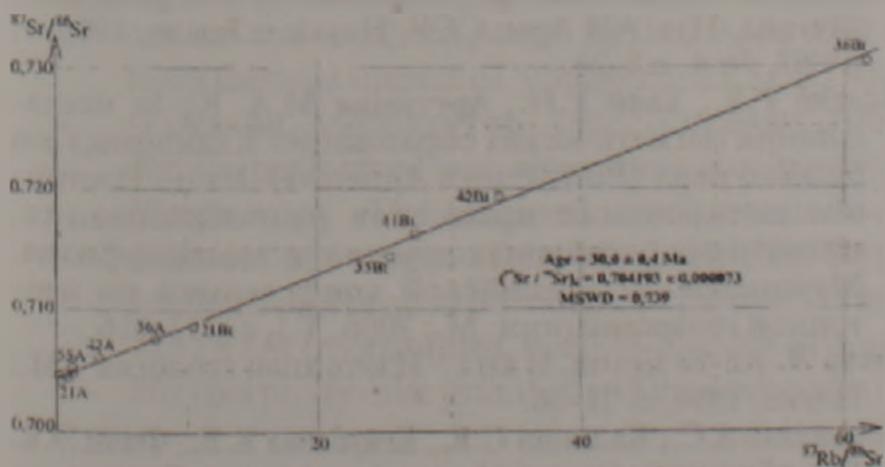


Рис.3 Rb-Sr общая изохрона 5 проб монцонитов, выделенных из них биотитов и фракций пород, обогащенных биотитом (4 пробы)

построения изохроны включает 14 точек: 5-валовые пробы, 5-мономинеральные фракции биотитов и 4-обогащенные биотитом валовые пробы. Значение изохронного возраста здесь равно  $T=30,0 \pm 0,4$  Ma при первичном отношении  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70419 \pm 0,00007$ ; СКВО=0,739. Таким образом, во всех рассмотренных вариантах хорошо реализуется изохронная модель-когенетичность исследованных проб и их геохимическая замкнутость в течение последних 30 млн лет.

Реальность полученной по 14 точкам Rb-Sr изохронной зависимости не вызывает сомнений. Можно привести ряд аргументов, подтверждающих, что построенная изохрона не является ложной, т.е. вычисленный по ней возраст не является искаженным ("омоложенным"). Рассмотрим изохрону, полученную только по биотитам. Известно, что при умеренном повышении температуры (350-400°C) биотиты могут терять, иногда полностью ранее накопленный радиогенный  $^{87}\text{Sr}$ . В данном случае температурное воздействие можно связать только с внедрением более молодых порфиридных гранитоидов. Если исходный возраст этих биотитов был 38-39 Ma, то очевидно, что здесь имела место неполная потеря  $^{87}\text{Sr}$ . В этом случае сохранение изохронной зависимости можно объяснить только маловероятной моделью пропорциональных потерь: потери Sr или  $^{87}\text{Sr}$  во всех исследованных биотитах происходили пропорционально с их Rb/Sr отношениями, что практически невозможно из-за принципиально различного геохимического поведения Rb и Sr. Отрицательный результат дает также проверка гипотезы смешения

ния (баланса вещества), так как отсутствует значимая корреляционная зависимость в координатах  $^{87}\text{Sr}/^{81}\text{Sr}-1/^{86}\text{Sr}$ . В пользу реальности изохронной датировки биотитов говорят выявление мантийного значения начального изотопного состава стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) =  $0,70413 \pm 0,00029$  и его согласие с имеющимися у нас данными по изотопному составу стронция в акцессорных минералах монцонитового интрузива: ортит /БМ-731/ -  $0,70436 \pm 0,00034$ , апатит /РТ-765/ -  $0,70424 \pm 0,00022$ , апатит /РТ-666/ -  $0,70430 \pm 0,00017$  (все образцы из р-на г. Каджарана). Если к сказанному добавить, что петрографическим изучением прозрачных шлифов не установлены широкомасштабные метасоматические изменения в исследованных породах (отсутствие калиевых полевых шпатов и биотитов различных генераций и пр.), то можно с большой уверенностью говорить, что полученный по биотитам изохронный возраст отражает время их образования.

Изохронный возраст всех 11 валовых проб имеет большую неопределенность из-за малой растяжки изохроны, поэтому для остальных 6 проб вычислены их модельные возрасты для первичного отношения стронция, полученного по изохроне 0,70419 (рис.3). Вычисления дали следующие результаты: РМ /S/ -16-58 Ma, РМ /S/ -33-32 Ma, РМ /S/ -37-29,5 Ma, РМ /S/ -38-33 Ma, РМ /S/ -39-35 Ma, РМ /S/ -40-31 Ma. Заметим, что любая из этих датировок, в пределах погрешности измерений, не противоречит возрасту, полученному изохронным методом.

На основании совпадения К-Аг и Rb-Sr изохронных датировок можно сделать вывод, что внедрение порфиоровидных гранитоидов не привело к региональному нарушению К-Аг и Rb-Sr изотопного-геохимических систем пород северной части монцонитового интрузива. В противном случае следует допустить одинаковое поведение принципиально различных геохронометрических систем при наложенных геологических процессах.

Таким образом, вышеизложенный материал приводит к заключению, что как К-Аг, так и Rb-Sr датировки (~30 Ma) северной части монцонитового интрузива являются достоверными и фиксируют время его формирования.

В работе, посвященной возрастному расчленению интрузивов Мегринского плутона по данным К-Аг геохронометрии (Гукасян, Меликсетян, 1965), было выделено два главных этапа его формирования - позднеэоценовый (интрузивы различных габброидов, монцонитов и граносиенитов) и раннемиоценовый (интрузивы порфиоровидных гранитов и гранодиоритов). В связи с выделением в северной части монцонитового интрузива самостоятельной группы пород с изотопным возрастом ~30 Ma (типичные монцониты) представляется необходимым внести определенные коррективы в указанную схему. Имеющиеся в настоящее время результаты К-Аг и Rb-Sr изохронных датировок позволяют выделить 3 разновозрастных этапа формирования

Мегринского плутона. В течение первого-позднеэоценового этапа (~41-37 Ma) были сформированы различные габброиды, южные и центральные части "монцонитового интрузива" и граносиенитовый интрузив, во втором-позднеэоценовом этапе (~31-28 Ma) произошло становление кварцевых и безкварцевых монцонитов, сиенито-диоритов северо-восточной части плутона и в третьем-раннемиоценовом этапе (24-21 Ma) были сформированы порфиоровидные граниты и гранодиориты.

Разумеется, результаты проведенных исследований не снимают все вопросы возрастной датировки такого сложного объекта, каким является Мегринский плутон. В дальнейшем представляется необходимой Rb-Sr датировка пород центральной и южной частей "монцонитового интрузива", в том числе как собственно монцонитов, так и щелочных сиенитов и граносиенитов. При подтверждении разновозрастности различных частей "монцонитового интрузива" необходимо проведение полевых исследований с целью возможного выявления их геологических взаимоотношений. Необходимость указанных работ становится еще более очевидной, если учесть существование представлений о разновозрастности промышленного медно-молибденового оруденения (Гукасян, Меликсетян, 1965; Багдасарян и др., 1968; Фазамазян и др., 1974), связанного с различными этапами становления Мегринского плутона.

Работа выполнена за счет гранта INTAS (N06-1000017-9365) и бюджетного финансирования.

## ЛИТЕРАТУРА

- Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Карамян К.А. О возрасте рудных формаций Армянской ССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 5, с. 19-28.
- Гукасян Р.Х. Определение абсолютного возраста молодых интрузивов Rb-Sr-методом на примере Мегринского плутона Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, 1963, № 3, с. 173-178.
- Гукасян Р.Х. Возрастное расчленение интрузивов Мегринского плутона по данным аргонового метода. В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964г. М.: Изд. АН СССР, 1966, с.41-50.
- Гукасян Р.Х., Меликсетян Б.М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1965, т. XVIII, № 4, с.8-26.
- Гукасян Р.Х., Таян Р.Н., Аругюнян М.А. Rb-Sr исследования магматических образований Каджаранского рудного поля (Республика Армения). В кн.: Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: 2006, Т.1, с. 213-216.
- Йегер Э. Rb-Sr метод. В кн.: "Изотопная геология" М.: Наука, 1984, с. 21-36.
- Фарамазян А.С., Калинин С.К., Егизбаева К.Е., Файн Э.Е. Об абсолютном возрасте медно-молибденового оруденения Загезура. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1974, т. XXVII, № 1, с.43-53.

Чернышев И.В., Шатагин К.Н., Гольдман Ю.В. Результаты совместных измерений изотопных стандартов стронция СПМ-987, EIMER & AMEND и "ВНИИМ" на многоколлекторном масс-спектрометре. В кн.: Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. I Российской конфе-

ренции по изотопной геохронологии М.: 2000, с.390-392

McIntyre G.A., Brooks C., Compston W. and Ture D. The Statistical assessment of Rb-Sr isochrones. "J. Geophys. Res.", 1966, 71, № 22, p. 5459-5468.

Рецензент Р.Т.Джрбашян

## ՄԵՂՐՈՒ ՊԼՈՒՏՈՆԻ ՄՈՆՅՈՆԻՏՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱԺԱՄԱՆԱԿԱԳՐՈՒԹՅՈՒՆԸ (ՀԱՅԱՍՏԱՆ)՝ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԸ ԵՎ ՀԵՏԵՎԱՆՔՆԵՐԸ

Ռ.Լ.Մելքոնյան, Ռ.Խ. Ղուկասյան, Ռ.Ն. Տայան, Մ.Ա.Հարությունյան

### Ա մ փ ո փ ու մ

Անցյալում կատարված Մեղրու պլուտոնի K-Ar հասակագրման հետազոտությունների արդյունքում հայտնաբերվեց հասակային տարբերություններ մոնոցոնիտային ինտրուզիայի հյուսիսային և հարավային մասերը կազմող ապարների միջև՝  $28,2 \pm 0,9$  մլն տարի և  $38,0 \pm 0,9$  մլն տարի: Այս տարբերությունը բացատրվում էր հյուսիսային մասի ապարների «արգոնային երիտասարդացմամբ»- երիտասարդ ( $23,5 \pm 0,7$  մլն տարի) պորֆիրանման գրանիտների և գրանոդիորիտների ջերմային ազդեցության հետևանքով (Гукасян, Меликсетян, 1965; Гукасян, 1966): Այս ենթադրություն-եզրակացության, ինչպես նաև K-Ar հասակագրման արդյունքների հավաստիությունը ստուգելու համար անցկացվեցին Rb-Sr իզոտոպային հետազոտություններ պլուտոնի հյուսիսային մասի մոնոցոնիտների համար (ուսումնասիրվել են 11 ապարի ամբողջական նմուշ, 5 բիոտիտների նմուշ և 4 բիոտիտով հարստացված ապարների նմուշ): Ստացված արդյունքները՝  $30,0 \pm 0,4$  մլն տարի (MSWD=0,739) վկայում են K-Ar հասակագրման հավաստիությունը, ինչպես նաև K-Ar և Rb-Sr իզոտոպային երկրաժամանակագրական սիստեմների խախտման բացակայությունը մոնոցոնիտային ինտրուզիայի հյուսիսային մասի ապարներում երիտասարդ պորֆիրային գրանիտների և գրանոդիորիտների ներդրման և ձևավորման ընթացքում: Ներկայումս ունեցած K-Ar և Rb-Sr իզոտոպային թվագրման տվյալների հիման վրա անջատվում է Մեղրու պլուտոնի ձևավորման 3 փուլ. I-ուշ էոցենի՝  $43 \pm 37$  մլն տարի (տարբեր գաբրոիդներ, հարավային և կենտրոնական մասերի «մոնոցոնիտային ինտրուզիա», գրանոսիենիտային ինտրուզիա), II-ուշ օլիգոցենի՝  $31 \pm 28$  մլն տարի (պլուտոնի հյուսիսային մասի տիպիկ մոնոցոնիտներ, սիենիտո-դիորիտներ) և III-վաղ միոցենի՝  $24 \pm 21$  մլն տարի (պորֆիրանման գրանիտներ և գրանոդիորիտներ):

## GEO-CHRONOMETRY OF THE MEGHRI PLUTON MONZONITES (ARMENIA) – RESULTS AND CONSEQUENCES

R.L.Melkonian, R.Kh.Ghukasian, R.N.Tayan, M.A.Harutyunian

### Abstract

The previously conducted K-Ar dating of the Meghry pluton rocks allowed indication of age differences between monzonites of the northern portion of pluton –  $28.2 \pm 0.9$  Ma and those of its central and southern parts –  $38.0 \pm 0.9$  Ma which are explained by their «argon rejuvenation» resulted from thermal impact of younger –  $23.5 \pm 0.7$  Ma intrusive of porphyry-like granites and granodiorites (Гукасян, Меликсетян, 1965, Гукасян, 1966). To verify such a conclusion and results of K-Ar dating, performed was alternative isochronous dating of monzonites of the northern portion of the pluton mass. The obtained isochronous K-Ar and Rb-Sr dating outcomes allow indication of 3 different-age stages of the Meghri pluton formation: I-Late Eocene  $41 \pm 37$  Ma (diverse gabbroids, southern and central portions of «monzonite intrusive», granosyenite intrusive); II – Late Oligocene,  $31 \pm 28$  Ma (monzonites, syenite-diorites of northeastern portion of pluton); III- Early Miocene,  $24 \pm 21$  Ma (porphyry-like granites and granodiorites).

## СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ АЛАВЕРДСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

© 2008 г. Г. А. Туманян

Институт геологических наук НАН РА  
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
E-mail: hakhleon@sci.am  
Поступила в редакцию 25.09.2007 г.

Алавердский антиклинорий Сомхето-Карабахской мезозойской островодужной системы (ОДС) СЗ простирания развивался на гетерогенном домезозойском основании коры Транскавказской разломной зоны СВ простирания, путем перестраивания СВ и СЗ структурных планов. Результатом развития колебательных тектонических движений различных порядков является чередование свит-толщ (формаций), формационных рядов (структурные ярусы  $J_1$ - $J_2b_1$ ,  $J_2b_2$ - $K_1$ ,  $K_1alb$ - $R_1$ ), комплексов формационных рядов (структурные этажи  $J_1$ - $R_1$ ,  $R_2$ - $N_1^1$ ,  $N_1^2$ - $Q$ ). Оно сопровождалось переходом начальных и переходных ( $J_1$ - $J_2a_1$ ,  $J_2a_2$ - $b_1$ ) энсиматических и энсиматически-энсиалических ОД формаций мафически-симатических и салического тектонических блоков метаморфического основания коры к единым энсиалическим ОД ( $J_2b_2$ - $bt$ ,  $K_1alb$ - $K_2sn_1$ ), стабилизационным ( $J_2k$ - $J_3o$ ,  $K_2sn_2$ ) и коллизионным ( $K_1$ ,  $R_1$ ,  $R_2$ - $N_1^1$ ) формациям. На границах Сомхето-Карабахской антиклинорной (мезозойской ОДС) и Куринской (мезозойский глубоководный желоб), Севанской палеогеновых синклинозных зон образовались переходные ОДС ( $K_2s$ - $st_1$ ) – глубоководный желоб и формации окраинных морей континентов.

Интеграция данных геологического картирования, космоаэрофотогеологии, геофизики (Туманян, Акопян, 1974; Туманян, 1983, 1988, 2000; Туманян, Григорян, 2002) и проведенного структурно-формационного анализа на основе осадочно-вулканогенного ритма, а также примененного трехмерного метода графического сопоставления полученных результатов послужила основанием по-новому представить особенности геодинамических обстановок формирования Алавердского антиклинория Сомхето-Карабахской островодужной системы.

В основе геодинамических построений отмеченной мезозойской ОДС лежит концепция, согласно которой к концу мела – началу палеогена произошло "поглощение" океанической коры Мезотетиса, ныне выраженное Североанатолийско-Малокавказско-Южнокаспийской офиолитовой зоной (Адамия и др., 1986; Джрбашян и др., 1996; Засеев, Абрамович, 1993; Зоненшайн и др., 1990; Книппер и др., 1987; Хаин, 1975). Закрывание Мезотетиса происходило в результате двухсторонней субдукции – под Закавказскую дугу на севере и под Иранскую микроплиту на юге (Хаин, 1975), или функционировала одна зона субдукции, погружающаяся в северном (Агамалян, 1983; Адамия и др., 1986; Засеев, Абрамович, 1993; Зоненшайн и др., 1990; Книппер и др., 1987) или в южном (Мошашвили, 1982) направлениях. При этом, примыкающую к Сомхето-Карабахской ОДС Куринскую межгорную впадину выделяют, как унаследованный прогиб на месте тылового моря (Адамия и др., 1986) или ОД, развитую на гетерогенной коре (Мошашвили, 1982). Субдукция также принимается по полосе Ахалкалакского, Гегамского, Сюникского нагорий (Короновский и др., 1999).

Выделяются разделенные вышеуказанным офиолитовым швом-палеорифтом (Асланян, Сатиан, 1982; Ломизе, 1987) Закавказская и Армянская мегазоны (Баженов и др., 1981), основанием которых являются реликты окраины Аравийской и Евразийской платформ (Габриелян и др., 1981;

Пейве и др., 1984). Понтийско-Закавказская мезозойская ОДС развивалась в пределах активной континентальной окраины Евразии (Агамалян, 1983; Адамия и др., 1977; Гамкрелидзе, 1984; Ломизе, 1987).

На границе замыкающего бассейна Палеотетиса на севере и открывающегося Мезотетиса на юге выделяется Закавказско-Анатолийско-Иранский микроконтинент (Белов и др., 1982).

Сомхето-Карабахская зона по составу вулканитов соответствует примитивным ОД тихоокеанского типа (Джрбашян и др., 1996; Магакян и др., 1985), интрузии имеют мафически-переходную природу (Мелконян, Гукасян, 2004).

По комплексной геофизической модели (Бурьянов и др., 1979) кора Малого Кавказа гетерогенная.

Основными причинами отмеченных противоречивых взглядов являются, по-видимому, сложности, связанные как с разноплановыми развитиями мезозойского складчатого комплекса и гетерогенного основания коры (Соллогуб и др., 1984; Туманян и др., 2000, 2002), так и с очень слабой обнаженностью основания коры и пород начальных стадий развития подвижных зон. В таких условиях применение методов, основанных на мелкомасштабной точечной информации, без среднемасштабного структурно-формационного анализа и картирования, затрудняет геодинамические реконструкции. Без выяснения особенностей разноплановых структур складчатого комплекса и метаморфического основания коры, хотя бы в узловых участках, большинство вопросов геодинамической реконструкции (Геодинамический анализ, 1989) также не может решаться однозначно.

Кроме того, описание геологической структуры только с помощью крупномасштабных понятий «пачка», «свита», «толща» (Геол. форм., 1982) и мелкомасштабных «мегакомплекс» (Богданов, 1963), «структурный и геодинамический комплекс» (Богданов, 1963; Геодинамический анализ., 1989), «континентальная и океаническая кора» (Пейве

и др., 1984), без средне-крупномасштабного структурно-формационного анализа, не представляется возможным. При этом, структурные подразделения на тектонических картах по масштабу и в отношении терминологии также пока недостаточно систематизированы (Богданов, 1963; Габриелян и др., 1981; Туманян, Григорян, 2002). Целесообразно по степени генерализации структурный подэтаж (Богданов, 1963) выделить в качестве среднемасштабного структурного яруса и подъяруса, а структурный этаж А.А.Богданова (1963) – в качестве средне-мелкомасштабного (переходного) структурного этажа (Геол. словарь..., 1973, с.284; табл.1 настоящей статьи).

Блоковое строение Алавердского антиклинория, расположенного в тектоническом узле Транскавказской поперечной – СВ и Сомхето-Карабахской продольной – СЗ зон, описано ранее (Туманян, Григорян, 2002). В данной статье рассмотрены вопросы классификации структур по типам складчатости, формационному анализу на основе парагенезиса терригенных свит – вулканогенных толщ и их цикличного чередования, а также классификации формаций по условиям геодинамических обстановок и интерпретации данных геологии, геофизики, космоаэрофотогеологии. Полученные результаты геологического картирования (1994г., Геол. фонд РА) и тематических исследований по геодинамическому картированию (2002г., библ. ИГН НАН, РА) обобщены как новые представления о блоковом строении основания коры и условиях геодинамического режима рассматриваемого региона.

### **Основные черты геологической структуры Алавердского антиклинория**

Сомхето-Карабахская мезозойская антиклинорная зона на СЗ представлена Локским, Алавердским и Бердским антиклинорными блоками СЗ-ЮВ простирания, правосдвигово-перемещенными по Арманис-Привольное-Ходжорни-Баграташенскому и Ревазлинскому поперечным (СВ-ЮЗ) разломам. В результате многостадийного ( $J_2b_1$ ,  $J_3km-K_1$ ,  $\rho$ ) развития отмеченные и сопровождающие их системы разломов выражены Лалвар-Баграташенской и Иджеванской грабен-синклиналями СВ-ЮЗ простирания (рис.1) (Туманян, 1983; Туманян, Григорян, 2002).

Алавердский мезозойский, дугообразно вогнутый на юге, асимметричный СЗ-ЮВ (от  $270^\circ$  до  $300^\circ$ ) простирания антиклинорий, в своде шириной 10-30км, представлен двумя, в основном конседиментационными (гг. Мерк-Чатин-Дарк,  $J_{1,2}$  и сс. Баганис-Кохб-Айрум,  $J_3-K_2sn_1$ ) антиклиналями и разделяющей их пологой синклиналеобразной структурой. Крылья антиклинория падают на СВ  $10-25^\circ$  и ЮЗ  $20-40^\circ$ , шириной 24 и 16км. ЮЗ крыло осложнено СВ-ым взбросом.

В пределах антиклинория также развиты поперечные (СВ-ЮЗ) приразломные, правосдвигово-кулисообразно расположенные Санаин-Айрумская, Карнут-Котигехская антиклинали и Гугаркская синклиналь (рис.1) (Туманян, 1983, 2000; Туманян, Григорян, 2002).

Куринская  $Mz-\rho-N$ -ая и Севанская  $\rho$ -ая синк-

линорные зоны, трансгрессивно перекрывая Сомхето-Карабахскую зону, прослеживаются в направлениях СЗ  $315^\circ$ ,  $335^\circ$ .

Глубинные разломы основания коры и верхней мантии региона также представлены указанными продольными и поперечными системами, соответственно СЗ-корового (PR) и СВ-верхнемантийного (AR) заложений (Соллогуб и др., 1984).

Агстевский, Гугаркский и Дебедский блоки фундамента коры Алавердского антиклинория в образованиях мезозоя выделяются по типам поперечной (СВ-ЮЗ) складчатости, характеру магматизма, данным геофизики и ландшафтного дешифрирования космофотоснимков. Они разграничены по разломам СВ-ЮЗ простирания, которые в образованиях мезозоя представлены многостадийно – разнохарактерно развитыми сбросо-сдвигово-взбросами, с убывающими снизу-вверх амплитудами смещения, а в образованиях  $\rho$  – в основном «скрытыми» разрывами и зонами развития тектонических трещин (рис.1) (Туманян, 1988, Туманян, Григорян, 2002).

Дебедский и Агстевский тектонические блоки в основном ограничиваются линейными сдвигово-взбросами, сжатыми крутопадающими, местами опрокинутыми складками и характеризуются аэровысотными магнитными положительными (+1-+5, 0-+3) и гравитационными относительно отрицательными (-10 -28, -15--25) аномалиями. Гугаркский блок и Локский антиклинорий выражены преимущественно складчато-глыбовыми структурами и приразломными широкими зонами раздробленных пород. Гугаркский блок характеризуется аэровысотными магнитными и гравиметрическими аномалиями со значениями -1-+2 и 0- -15 (Туманян, Григорян, 2002).

В пределах Гугаркского блока геолого-геофизическими исследованиями Г.А.Туманяном, В.О.Яникяном и И.Б.Осиповой в 1984г. зафиксировано гранитно-метаморфическое основание коры, небольшой интенсивно тектонизированный выход которого также отмечен в зоне Ноемберян-Кохбского разлома (рис.1).

Магматические образования, описанные (известные) в пределах указанных блоков, характеризуются для Дебедского переходом от основных к кислым, для Гугаркского – средним и для Агстевского – переходом от основных к субщелочным составам (табл.1).

Отмеченные различия, при доминирующем значении базиса коры, показывают, что складчатый комплекс Алавердского антиклинория развивался на салическом Гугаркском, мафическим-симатическом Дебедском и рифтогенно-симатическом Агстевском блоках основания коры СВ-ЮЗ простирания (рис.1) (Туманян, Григорян, 2002).

### **Геологические формации и структурные ярусы $J-\rho$ структурного этажа**

Цикличность разного порядка, чередование слоев, пачек, свит-толщ, рядов отмеченных ритмов, их комплексов и т.д. наблюдаются в строении стратиграфических разрезов Алавердского антиклинория.



Рис 1. Структурно-формационная карта Алавердского антиклинория. Схематизированная, Г А Туманян, 2007г. Условные обозначения: 1. Q – Озерно-континентальные отложения;  $N_2^3-Q$  – Базальты, долериты, трахидолериты, озерно-речные отложения; 2.  $P_1$  – Флишевая туфо алевро-песчано-конгломератовая, андезит-базальтовая формация. 3.  $K_1alb-P_1$  структурный ярус: структурные изогипсы основания  $K_2sn_2-P_1$ ,  $K_2k-st$ ,  $K_1alb-K_2k$  структурных подъярусов, проведенные по основаниям слоисто-известняковой ( $K_2sn_2$ ), флишеподобной туфо-песчано-конгломератовой, базальт-дацитовой ( $K_2k-st$ ), вулканомиктовой туфо-песчано-конгломератовой, базальт-андезитовой ( $K_1alb-K_2k$ ) формаций; 4.  $J_2b_2-K_1pk$  структурный ярус: структурные изогипсы основания  $J_2k-K_1pk$ ,  $J_2b_2-bt$  структурных подъярусов, по основаниям вулканомиктовой известково-песчаной – андезит-базальтовой ( $J_2k-J_2o$ ) и флишеподобной вулканомиктовой карбонатно-алевро-песчаной ( $J_2b_2-bt$ ) формаций; 5.  $J_1-J_2b_1$  структурный ярус: структурные изогипсы основания  $J_2a_2-b_1$  и  $J_1-J_2a$  структурных подъярусов, проведенные по основаниям базальт-андезитовой (Дебедский, Агстевский блоки), дацит-риодацитовой (Гугаркский блок) и базальт-андезитовой (Дебедский блок), базальт-трахиандезитовой (Агстевский блок), базальт-андезитовой—кремнисто-туфитовой (радиоляритовой) (Гугаркский блок) формаций; 6. Домезозойский структурный ярус: габбро-амфиболитовая-габбро-диоритовая (а) гранит-метаморфическая (б) формации; 7. а) Кохб-Шнохская интрузия:  $Q_1P_1K_1pk$  габбро-плагиогранитовая,  $ub J_2km-K_2k$  тоналит-гранодиоритовая,  $vud_1Q_1$  дайковая-малоинтрузивная габбро-гранодиоритовая формации; б) Ахпатская интрузия –  $P_1J_2bt$  плагиогранитовая формация; 8. Разрывные нарушения: а) Граница Куринской синклиноридной зоны и Алавердского антиклинория по космическим изображениям; б) Коровые СЗ-ЮВ простирания первых порядков, в) Верхнемантийные (скрытые)-приграничные Бердского, Алавердского, Локского антиклинориев, а также блоков основания коры СВ-ЮЗ простирания внутри Алавердского антиклинория, г) Вторых порядков, д) Дугообразные разрывы, прослеженные и предполагаемые. 9. I, II, III: Дебедский, Гугаркский и Агстевский блоки основания коры.

Геологические формации, подъярусы и ярусы нижнеальпийского ( $J-Q_1$ ) структурного этажа Алавердского антиклинория и их геодинамические обстановки формирования

Дебедский блок: структурные ярусы, подъярусы, формации, субформации	Геодинамическая обстановка форм.	Гугаркский блок: структурные ярусы, подъярусы, формации, субформации.	Геодин. обста новка форм.	Агстевский блок: структ. ярус, подъярусы, форма ции, субформации	Геодинам. обст. форм.
1	2	3	4	5	6
<p><b>1. До <math>Mz-J_1</math> ярус</b>  <b>Формация:</b> смешанная  <u>габбро-амфиболитовая</u> –  <u>габбро-диоритовая</u> габбро,  габбро-диориты, роговики,  скарноиды, амфиболиты,  амфибол-кварц-биотитовые  сланцы, кв диориты, габбро-  диабазы (скв. №№34, 35 Кохб-  Бовер, №№39, 41-Цахкашат и  на естествен. выходах).</p>	<p>Переходная океаническая кора – ОД (ранняя стадия развития ОД)</p>	<p><b>1. До <math>Mz_1</math> ярус</b>  <b>Формация:</b> гранит-метаморфическая. Кварц-сланцистые сланцы в зоне Ноемберян-Кохбского разлома (ест. обн. и скв. №6-Ноемберян), также выделены в основании коры по геолого-геофизическим данным.</p>	<p>Кора континентального типа</p>	<p><b>1. До <math>Mz-J_1</math> ярус</b>  <b>Формация:</b> габбро-диоритовая  В 2км южнее церкви Киранц в основании юры подсечены габбро (пренититированное) (бур скв. №7-Карахан, интервал 349-415м).</p>	<p>Энсиматическая ОД</p>
<p><b>2. <math>J_1-J_2b_1</math> структур. ярус</b>  <b>2.1. <math>J_1-J_2 a_1</math> подъярус</b>  <b>Формация:</b> базальт-андезитовая  Субформации:  а) Натриевых базальтов: метадиабазы, амфиболиты. Зеленокаменное изменение: амфибол-альбит-эпидотовая (скв. №1-Санаин, 780-1100м)  б) Базальт-андезитовая: перемежающиеся диабазы, спилиты, андезит-базальты, кв. диорит-порфириды. Зеленокаменное изменение: уралит, хлорит (скв. №1-Санаин, 340-780м).</p>	<p>Энсиматические ОД на ранней стадии развития</p>	<p><b>2. <math>J_1-J_2b_1</math> структур. ярус</b>  <b>2.1. <math>J_1-J_2 a_1</math> подъярус</b>  <b>Формация:</b> смешанная базальт-андезитовая и кремнисто-туффитовая: толеитовые базальты со спилитовой структурой и с прослоями яшмоидов, кремнисто-глинистых туфопелитов (радиоляриевые слои) (скв. №3 – Саркут, 216-235м). Аналогичные вскрыты скв. №17-В. Ахтала, 173-275м. Здесь (скв. 3) обнаружены (Г.А.Туманян, Л.С.Чолахян в 1982г.) и выделены (Вишневецкая, Чолахян, 1990) плинсбах-тоарские кремнисто-туфопелитовые радиоляриевые слои.</p>	<p>Переходная энсил. ОДС – котловины окраинных морей континента</p>	<p><b><math>J_1-J_2b_1</math> структур. ярус</b>  <b>2.1. <math>J_1-J_2 a_1</math> подъярус</b>  <b>Формация:</b> базальт-трахиандезитовая  Субформации:  а) Спилит-диабазовая: спилиты, диабазы, толеитовые базальты чередующиеся с андезит-базальтами, андезитами, тефроидами (скв. №7-Карахан, 122-349м), б) Базальт-трахиандезитовая: базальты, трахиандезиты, андезиты, туфоаргиллиты, глинистые тефроиды (скв. 7, 27-122м), субшочные, км: альбит-хлорит-уралит.</p>	<p>Энсиматическая ОД</p> <p>Периферии рифтов</p>
<p><b>2.2. <math>J_2a_2-b_1</math> подъярус</b>  <b>Формация:</b> базальт-риолитовая. Субформации:  а) Базальт-андезитовая (дебедская свита) 350м: конгломераты, тефроиды, гналокластиты, базальты, андезит-базальты, андезиты, лавокластиты с прослоями песчаников, туфов, известковых песчаников (скв. №1, 27-340м). Изм. фации: хлорит-эпидот-альбит-неолит-кварц-карбонат.  б) Андезит-риолитовая (кошабердская свита), 770м: лавокластиты, туфолавы, агломераты, игнимбриты, аргиллиты, глинистые туффиты. Изм.: хлорит, гидрослюда, глыбе минералы, гидрокислы железа.  в) Плагиогранитовая (<math>J_2bt?</math>) и габбро-диабазовая (<math>J_2b_1?</math>) смешанная параллельных даек в ассоц. пикритов и пироксенитов.</p>	<p>Энсиматические ОД</p> <p>Энсил. ОД</p> <p>Фронтальные части зон субдукции или внутридуговой рифтогенез</p>	<p><b>2.2. <math>J_2a_2-b_1</math> подъярус</b>  <b>Формация:</b> дацит-риодацитовая:  чередующиеся дациты, риодациты, туфолавы, туфогенные песчаники. Видимая мощность 200м.</p>	<p>Энсил. ОД</p>	<p><b>2.2. <math>J_2a_2-b_1</math> подъярус</b>  <b>Формация:</b> андезит-базальтовая  Субформации:  а) Базальт-андезитовая базальтоиды и их лавокластиты с прослоями песчаников, известковых песчаников, туфов. Зеленокаменное изм. фации: хлорит-эпидот-альбит.  б) Андезитовая лавоширокластиты андезитов и андезитодацитов.  Новообразование низкотемпературной пропилитизации: хлорит и гидрослюдисто-глинистые минералы.</p>	<p>Энсиматические ОД</p> <p>Энсил. ОД</p>

1	2	3	4	5	6
<p><u>3. J<sub>2</sub>t<sub>2</sub>-K<sub>1</sub>pk ярус</u>  <u>3.1. J<sub>2</sub>t<sub>2</sub>-bt подъярус</u>            Формация: флишеподобная, вулканомиктовая карбонатно-алевро-песчаная            Субформации:            а) Вулканомиктовая карбонатно-алевропесчаная, 150-500м            б) Вулканомиктовая туфо-песчано-конгломератовая, 550м            в) Андезитовая, 200м</p>	Энсиалические ОД	<p><u>3. J<sub>2</sub>b<sub>2</sub>-K<sub>1</sub>pk ярус</u>  <u>3.1. J<sub>2</sub>b<sub>2</sub>-bt подъярус</u>            Формация: флишеподобная, вулканомиктовая, карбонатно-алевро-песчаная            Субформации:            а) Алевро-песчаная, карбонатная            б) Кремнисто-глинистая (яшмовая) 190-300м            в) Граувакковая, 150-500м            г) Базальт-риолитовая, 200м</p>	Переходные Энсиалические ОД – глубоководный желоб	<p><u>3. J<sub>2</sub>b<sub>2</sub>-K<sub>1</sub>pk ярус</u>  <u>3.1. J<sub>2</sub>b<sub>2</sub>-bt подъярус</u>            Формация: флишевая, вулканомиктовая, карбонатно-алевро-песчаная            а) Флишевая карбонатно-алевро-песчаная, 210-350м            б) Вулканомиктовая, туфо-песчано-конгломератовая, 370м            в) Андезит-риолитовая, 750-800м</p>	Энсиалические ОД (а,в) Фронт. части зрелых ОД (б)
<p><u>3.2. J<sub>2</sub>c<sub>2</sub>-I<sub>2</sub>o<sub>2</sub> подъярус</u>            Формация: вулканомиктовая, известково-песчаная, 300м</p> <p><u>3.3. J<sub>2</sub>o<sub>2</sub> подъярус</u>            Формация: рифовая, кремнисто-известняково-песчаная, 60-100м</p>	Энсиалические ОД  Котловины окраинных морей	<p><u>3.2. J<sub>2</sub>k<sub>2</sub>-I<sub>2</sub>o<sub>2</sub> подъярус</u>            Формация: терригенно-вулканогенная            Субформации:            а) Вулканомиктовая, туфо-известково-песчано-конгломератовая, 1100-1500м;            б) Андезито-базальтовая, 230м</p> <p><u>J<sub>2</sub>o<sub>2</sub> подъярус</u>            Формация: рифовая, кремнисто-известково-туфопесчаная 300м</p>	Энсиалические ОД  Котловины окраинных морей ОД	<p><u>3.2. J<sub>2</sub>k<sub>2</sub>-I<sub>2</sub>o<sub>2</sub> подъярус</u>            Формация: терригенно-карбонатно-вулканогенная: Субформации:            а) Туфо-брекчиево-известково-песчано-конгломератовая 300м            б) Базальт-андезитовая, 270-1000м;  <u>J<sub>2</sub>o<sub>2</sub> подъярус</u>            Карбонатно-рифовая, известково-доломитовая, 350м</p>	Энсиалические ОД  Возвышенности ложа океана
<u>3.4. J<sub>2</sub>km-K<sub>1</sub>pk подъярус</u> Формация: габбро-плагиогранитовая	Коллизионная ?	<u>3.4. J<sub>2</sub>km-K<sub>1</sub>pk подъярус</u> Формация: Габбро-плагиогранитовая	Коллизионная ?	<u>3.4. J<sub>2</sub>km-K<sub>1</sub>pk подъярус</u> туфо-песчано-конгломератовая, андезитовая, J <sub>2</sub> km-п 40-130м	Энсиалические ОД ?
<u>4. K<sub>1</sub>alb<sub>2</sub>-P<sub>2</sub> ярус</u> ЮЗ крыло: отложения K <sub>2</sub> размывы до трансгрессии P <sub>2</sub>		<u>4. K<sub>1</sub>alb<sub>2</sub>-P<sub>2</sub> ярус</u> ЮЗ крыло: Формация: вулканомиктовая, туфо-алевро-песчаная, K <sub>1</sub> alb <sub>2</sub> -K <sub>2</sub> st, до 200м	Окраинные моря континентов	<u>4. K<sub>1</sub>alb<sub>2</sub>-P<sub>2</sub> ярус</u> ЮЗ крыло Формация: туфо-алевро-песчаная, вулканомиктовая, K <sub>1</sub> alb <sub>2</sub> -K <sub>2</sub> st, до 200м	Окраинные моря континентов
<u>4.1. K<sub>1</sub>lb<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>k<sub>1</sub> СВ крыло</u> Подъярус Формация K <sub>2</sub> s-k <sub>1</sub> : Вулканомиктовая туфо-песчано-конгломератовая, базальт-андезитовая субформации: а) Вулканомиктовая, карбонатно-туфопесчано-конгломератовая K <sub>2</sub> s-t <sub>1</sub> , 450м, б) Вулканомиктовая туфо-песчано-конгломератовая, базальт-андезитовая, K <sub>2</sub> t <sub>2</sub> -k <sub>1</sub> , 620м; в) Тоналит-гранодиоритовая, J <sub>2</sub> km - K <sub>2</sub> k <sub>1</sub>	Переходные энсиал. ОД – глубоководный желоб (а,б)	<u>4.1. K<sub>1</sub>alb<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>k<sub>1</sub> подъярус</u> Формация K <sub>1</sub> alb <sub>2</sub> -K <sub>2</sub> k <sub>1</sub> : Вулканомиктовая туфо-песчано-конгломератовая, андезитовая субформации а) Туфо-песчано-конгломератовая, K <sub>1</sub> alb-K <sub>2</sub> t <sub>1</sub> , 450-600м, б) Вулканомиктовая, туфо-песчано-конгломератовая, андезитовая, K <sub>2</sub> t <sub>2</sub> -k <sub>1</sub> , 800-950м, в) Тоналит-гранодиоритовая, J <sub>2</sub> km-K <sub>2</sub> k <sub>1</sub>	Переходные энсиалические ОД? глубоководный желоб (а,б)	<u>4.1. K<sub>1</sub>alb<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>k<sub>1</sub> подъярус</u> Формация: Вулканомиктовая туфо-песчано-конгломератовая K <sub>1</sub> alb <sub>2</sub> -K <sub>2</sub> k <sub>1</sub> : Субформации: а) Вулканомиктовая карбонатно-алевро-песчаная, K <sub>1</sub> alb <sub>2</sub> -K <sub>2</sub> t <sub>1</sub> , 155м б) Карбонатно-вулканомиктовая, K <sub>2</sub> t <sub>2</sub> -k <sub>1</sub> .	Переходные энсиалические ОД? Глубоководный желоб

1	2	3	4	5	6
<p><u>4.2. K<sub>2</sub>k<sub>2</sub>-st</u> подъярус Формация <u>флишеподобная туфо-песчано-конгломератовая, базальт-дацитовая</u>, K<sub>2</sub>k<sub>2</sub>-st<sub>1</sub> субформации: а) Вулканомиктовая, туфо-песчано-конгломератовая, базальт-андезитовая, K<sub>2</sub>k<sub>2</sub>, 570-610м в) Вулканомиктовая, карбонатно-алевро-песчаная, андезит-дацитовая, K<sub>2</sub>st<sub>1</sub>, 100-310м</p>	<p>Переходные энсиалические ОДС? глубоко-водный желоб</p>	<p><u>4.2. K<sub>2</sub>k<sub>2</sub>-st</u> подъярус Формация <u>флишеподобная карбонатно-туфо-песчано-конгломератовая K<sub>2</sub>k<sub>2</sub>-st<sub>1</sub></u> <u>Субформации</u> а) Смешанная флишевая, карбонатно-алевро-песчаная и туфо-песчано-конгломератовая, K<sub>2</sub>k<sub>2</sub>, 120-500м б) Карбонатно-глинисто-кремнисто-песчаная, ?<sub>2</sub>st<sub>1</sub>, 70-1000м</p>	<p>Переходные энсиалические ОД глубоко-водный желоб</p>	<p><u>4.2. K<sub>2</sub>k<sub>2</sub>-st</u> подъярус Формации: Вулканомиктовая туфо-песчано-конгломератовая – базальт-андезитовая K<sub>2</sub>k<sub>2</sub>-st<sub>1</sub>, 750-780м</p>	<p>Переходные энсиалические ОД – глубоко-водный желоб</p>
<p><u>Карбонатно-вулканокластическая-андезит-дацитовая</u>, K<sub>2</sub>st<sub>2</sub>, 190-275м</p>	<p>Возвышенности ложа океана</p>	<p><u>Карбонатно-вулканокластическая – андезит-дацитовая</u>, K<sub>2</sub>st<sub>2</sub>, 300м</p>	<p>Возвышенности ложа океана</p>	<p><u>Карбонатно-вулканокластическая. K<sub>2</sub>st<sub>2</sub></u>, 270м, <u>Слоисто-известняковая</u>, K<sub>2</sub>st<sub>2</sub>, 100м</p>	<p>Возвышенности ложа океана</p>
<p><u>4.3. K<sub>2</sub>sn<sub>2</sub></u> подъярус Формация: <u>слоисто-известняковая, глинистая</u>, K<sub>2</sub>sn<sub>2</sub>, 350м</p>	<p>Океан-желоб</p>	<p><u>4.3. K<sub>2</sub>sn<sub>2</sub></u> подъярус Формация: <u>слоисто-известняковая, глинистая</u>, K<sub>2</sub>sn<sub>2</sub>, 325м</p>	<p>Океан-желоб</p>	<p><u>4.3. K<sub>2</sub>sn<sub>2</sub></u> подъярус Формация: <u>слоисто-известняковая, глинистая, K<sub>2</sub>sn<sub>2</sub></u>, 320м</p>	<p>Океан-желоб</p>
<p><u>4.4. P<sub>1</sub></u>-подъярус Формация <u>дайково-малоинтрузивно-субинтрузивная</u> а) Габбро-гранодиоритовая, б) Базальт-трахириолитовая</p>	<p>Коллизионная ?</p>	<p><u>4.4. P<sub>1</sub></u>-подъярус Формация: <u>дайково-малоинтрузивно-субинтрузивная</u> а) Габбро-гранодиоритовая б) Трахидацит-риолитовая</p>	<p>Коллизионная ?</p>	<p><u>4.4. P<sub>1</sub></u>-подъярус Формации: 1. Рифовая-известняковая, 100м 2. Субинтрузивно-дайковая: Базальт-андезитовая</p>	<p>Возвышенности ложа океана</p>

Из них наиболее отчетливо выраженными ассоциациями пород, поддающимся геологическому картированию непосредственно в поле и отражающими качественные изменения колебательных тектонических движений, является осадочно-вулканогенный ритм (чередование осадочных – вулканогенно-осадочных, вулканогенно-осадочных – вулканогенных и осадочных – вулканогенных свит и толщ).

В основании юры отмеченная цикличность выражена сменой базальтоидов андезитами (см. табл. 1, J<sub>1</sub>-J<sub>2</sub>a<sub>1</sub>) и андезит-риолитами (табл. 1, J<sub>2</sub>a<sub>2</sub>-b<sub>1</sub>). Выше следует цикличное повторение осадочных и вулканогенно-осадочных свит, которые реже сменяются собственно вулканогенными толщами (табл. 1: J<sub>2</sub>b<sub>2</sub>-bt, J<sub>2</sub>k, K<sub>1</sub>al-K<sub>2</sub>k<sub>1</sub>), а также терригенными и известняковыми свитами (см. табл. 1: J<sub>3</sub>o, K<sub>2</sub>k<sub>2</sub>-st<sub>1</sub>, K<sub>2</sub>sn<sub>2</sub>-P<sub>1</sub>).

Отмеченные тенденции чередования, т.е. сжатия-растяжения разных порядков соответствуют формациям и структурным подъярусам, ярусам, этапам (табл. 1, рис. 1).

Геологические формации выделены путем генерализации осадочно-вулканогенного ритма, а слагающие их свиты и толщи выделены в качестве субформаций.

Развитие формации, приведшей к частичной блоковой консолидации, с локальным перерывом

в осадконакоплении позволяет объединить их в J<sub>1</sub>-J<sub>2</sub>a<sub>1</sub>, J<sub>2</sub>a<sub>2</sub>-b<sub>1</sub>, J<sub>2</sub>b<sub>2</sub>-bt, J<sub>2</sub>k-J<sub>3</sub>o<sub>1</sub>, J<sub>3</sub>o<sub>2</sub>, J<sub>3</sub>km-K<sub>1</sub>nk, K<sub>1</sub>al<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>k<sub>1</sub>, K<sub>2</sub>k<sub>2</sub>-st, K<sub>2</sub>km-m, P<sub>1</sub> структурные подъярусы.

Отмеченные ряды структурных подъярусов, представленных андезит-риолитовой (J<sub>2</sub>b<sub>1</sub>), грубослоисто-известково-доломитовой (J<sub>3</sub>o<sub>1</sub>) и слоисто-известняковой (K<sub>2</sub>sn<sub>2</sub>) формациями, до частичного или полного прекращения осадочно-вулканогенного ритма, т.е. стабилизации в различной степени дифференцированных тектонических движений, характеризуют завершающие стадии развития ранне (J<sub>1</sub>-J<sub>2</sub>b<sub>1</sub>), средне (J<sub>2</sub>b<sub>2</sub>-K<sub>1</sub>nk) – и поздне (K<sub>1</sub>al-P<sub>1</sub>) мезозойских структурных ярусов.

Период развития отмеченных структурных ярусов, приведших к стабилизации колебательных тектонических движений (K<sub>2</sub>sn<sub>2</sub>), к коллизии (P<sub>1</sub>) и консолидации ОДС, выделен как нижнеальпийский (J-P<sub>1</sub>) структурный этап.

#### Геодинамическая интерпретация формирования геологических формаций

Сравнение выделенных формаций (табл. 1) с данными таблиц 3.3 и 6.1, Геодинамических реконструкций (1989) и результатами геолого-структурных (Асланян, Сатян, 1982; Бурьянов и др.,

1979; Габриелян и др., 1981; Соллогуб и др., 1984; Тектоника Евразии, 1966; Туманян, 1983, 2000, Туманян, Григорян, 2002), петрохимических (Джрбашян, Гукасян, 1981; Джрбашян и др., 1996; Засеев, Абрамович, 1993; Меликсетян, 1997; Мелконян, Галоян, 2004; Мнацаканян, 1981; Туманян, Акопян, 1974), геохимических (Магакян и др., 1985; Мелконян и др., 2002) исследований Алавердского антиклинория и смежных структур позволяет предложить следующую схему геодинамического развития.

В пределах Дебедского мафически-симатического, Агстевского рифтогенно-симатического и Гугаркского салического тектонических блоков базиса коры Алавердского антиклинория (табл. 1) (Меликсетян, 1997; Туманян, Григорян, 2002) развиты домезозойские (!?) габбро-амфиболитовая -- габбро-диоритовая (смешанная), габбро-диоритовая и гранит-метаморфическая формации (табл. 1, п. 1). Соответственно, с ними сопоставляются нижнеюрские базальт-андезитовая, базальт-трахиандезитовая и смешанная базальт-андезитовая, кремнисто-туффитовая радиоляритовая --  $J_1$  формации (табл. 1, п. 2.1). Затем следуют последовательно дифференцированные среднеюрские ( $J_2a_2-b_1$ ) базальт-риолитовая, базальт-андезитовая и риодацитовая формации (п. 2.2).

Вулканы нижнеюрских базальт-андезитовых формаций отмеченных блоков, в основном, относятся к нормальному петрохимическому ряду ( $Na_2O+K_2O=3,1-5,0\%$ ). При этом, для Дебедского блока характерна натриевая ( $Na_2O/K_2O = 4,6-9,5$ ), для Гугаркского (скв. 3-г. Саркут) и приграничных с Агстевским (скв. 7-р. Карахан, у церкви Киранц) и Дебедского с Локским (скв. 17) блоками областей -- калиево-натриевая ( $Na_2O/K_2O = 2,9-3,6$ ) серии. Базальтоиды Дебедского блока -- толеитовые, а Гугаркского и приграничных частей Дебедского (скв. 3, г. Саркут, скв. 17, В. Ахтала) -- известково-щелочные.

По обобщенным данным о Сомхето-Карабахской ОДС, петрохимический тип нижне-среднеюрских базальтов соответствует низкокальциевым, низкотитанистым толеитам и известково-щелочным базальтам примитивных ОД тихоокеанского типа (Джрбашян и др., 1996).

В пределах Дебедского и Агстевского блоков вулканы базальт-андезитовой формации лейаса изменены до амфибол-альбит-эпидотовой фации метаморфизма. Они несогласно перекрыты образованиями базальт-риолитовой формации верхнего аялена-нижнего байоса, измененной в зеленокаменную хлорит-эпидот-альбит-цеолит-кварц-карбонатной ступени (пп. 2.1 и 2.2; рис 1).

Эти формации согласно Геодинамической реконструкции (1989) Л.П. Зоненшайн и др. (1990), А.Л. Книппер и др. (1987), А.В. Пейве и др. (1984) характеризуют как начально-раннюю ( $J_1-J_2a_1 - J_2a_2-b_1$ ) переходную океаническую-энсиматическую ОД Дебедского блока, рифтогенную и переходную энсиматически-энсиалическую Агстевского блока, а для Гугаркского -- континентально-окраинную и энсиалическую стадии развития ОДС.

При этом, в начально-переходную ( $J_1-J_2b_1$ )

и раннезрелую ( $J_2b_2-bt$ ) стадии интенсивного изменения структурного плана развития ОДС поперечные блоки основания коры активно взаимодействовали. Развитие у гор. Алаверди вышеотмеченной плагиогранитовой ( $J_2bt?$ ) и габбро-диабазовой ( $J_2b_1?$ ) смешанных формаций параллельных даек в ассоциации с пикритами и пироксенидами (табл. 1, п. 2.2, в), аналоги которых встречаются в зонах развития внутридугового рифтогенеза и в фронтальных частях зон субдукции (Геодин. реконстр., 1989), также подтверждает вышеотмеченное. Отсюда можно предполагать, что в начально-переходную стадию развития ОДС, на фоне общего СВ погружения, по Ягдан-Алаверди-Айрумской системе разломов произошло растяжение по центральной части, затем сжатие и погружение Дебедского мафического блока под окружающие Локский и Гугаркский салические блоки. Эти процессы привели к аномальной активизации магматизма и рудогенеза и к формированию-консолидации центральной части Алавердского рудного района. При этом приграничные части отмеченных блоков продолжали активно развиваться, по-видимому, погружаться под соседние салические блоки, также в зрелые и раннеколлизийные стадии развития ОДС. Эти явления сопровождались процессами складкообразования, многократным сокращением площадей отмеченных блоков и, местами, в их приграничных частях, смешиванием энсиматических и энсиалических формаций.

$J_2b_2-K_1pk, K_1alb_2-P_1$  мезозойские структурные ярусы, в основном представленные осадочными -- вулканогенно-осадочными формациями (табл. 1, пп. 3 и 4), отличаются отсутствием вулканогенных энсиматических формаций, со следами зеленокаменного изменения и характеризуются преобладанием энсиалических ОД флишеподобных формаций.

Выделяются нижнеюрская ( $J_1-J_2a_1$ ) начальная энсиматическая и раннесреднеюрская ( $J_2a_2-b_1$ ) энсиматически-энсиалическая переходные стадии. Затем следуют поздне-среднеюрско-нижнемеловая ( $J_2b_2-K_1pk$ ) и верхнемеловая-палеоценовая ( $K_1al_2-P_1$ ) зрелые стадии развития энсиалических флишеподобных формаций, отделенные кимбридж-неокомским региональным перерывом осадконакопления.

Для периодов зрелой ОДС (табл. 1, рис 1) выделяются верхнебайос-батская и альб-нижнесенонская стадии с образованием флишеподобных осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, которые формировались в условиях чередования разного порядка близмеридионального сжатия-растяжения. Эти процессы сопровождались как относительными поднятиями свода антиклинория и подвижками на СВ (в сторону Куринской зоны) в виде вулканической гряды и вулканоплутонических сооружений, так и интенсивным прогибанием Куринской и, относительно слабее, Севанской синклинирных зон. Между интенсивностью указанных дифференцированных тектонических движений и масштабом проявления магматизма наблюдается прямая зависимость (Туманян, 1988). Она наглядно видна при сравнении верхнемеловых и средне-поздне-

юрских свит и толщ, а также интрузивных образований крыльев Алавердского антиклинория.

На северо-восточном крыле развиты резко изменчивые вулканомиктовая туфопесчано-конгломератовая формация верхнего байоса-бата и альба-нижнего коньяка и карбонатно-туфопесчано-конгломератовая флишеподобная формация турона-нижнего коньяка и верхнего коньяка-сантона (табл.1). Слагающие их вулканогенные толщи (субформации, табл.1, пп.3.1 в, 4.1.б, 4.2.а б) являются реперами перехода извержений подводного типа в субаэральный островной тип (Мнацаканян, 1981). Они, в основном, характеризуют переходные ОДС – глубоководный желоб. Например, мощности альб-нижнеконьякской вулканомиктовой туфопесчано-конгломератовой, базальт-андезитовой и верхнеконьяк-сантонской флишеподобной карбонатно-туфопесчано-конгломератовой формаций в пределах Агстевского, Дебедского, Гугаркского тектонических блоков увеличиваются в северо-восточном направлении в сторону Куринского мезозойского глубоководного желоба, соответственно варьируя в пределах 1175-1330, 3320-5125, 2130-2365 м (табл.1, рис.1).

По периферии юго-западного крыла Алавердского антиклинория, в пределах Агстевского и Гугаркского блоков (Дебедский блок перекрыт образованиями палеогена), в отличие от вышеприведенного, наблюдается обратное, в пределах интенсивно сжатой Гардманской и Цртакатарской синклиналей мощности альб-сантонской континентально-окраинной энциалической ОД туфо-алевро-песчаной вулканомиктовой формации (табл.1, п.4; рис.1) резко сокращаются до 170-200 м.

Верхнемеловые ( $K_1alb_2-K_2k_1, K_2k_2-st$ ), так же, как ниже-раннесреднеюрские ( $J_1-J_2a_1, J_2a_2-b_1$ ) образования Иджеванской грабен-синклинали отличаются локальными проявлениями базальтового вулканизма внутриплитного типа и имеют рифтогенное происхождение (Меликсетян, 1997; Туманян, Григорян, 2002).

Судя по широкому развитию в пределах Иджеванской синклинали верхнеоксфордской карбонатно-рифтовой грубослоистой известково-доломитовой и верхнесенонской тонкослоистой известняковой формаций с мощностями около 350 м, можно полагать, что эта рифтогенная структура замыкалась в среднеюрской и далее в верхнесенонской стабилизационных стадиях тектонических движений.

По результатам интерпретации геолого-гравиметрически-сейсмометрических данных Эчмиадзин-Ноемберянского профиля (Туманян, Яникян, Осяпова, 1984г.), на этом участке перехода к Прикуринской зоне отмеченные верхнемеловые отложения на глубинах 3-4 км трансгрессивно перекрывают образования юры и кристаллического фундамента. В Куринской впадине, в том числе и на отмеченном участке, согласно комплексной геофизической модели Кавказа (Бурьянов и др., 1979), выделяются высокоскоростные (7,0-7,8 км/сек) мантийные участки. Следовательно, вышеуказанное ( $K_1pk$ ) воздымание основания коры Куринской зоны можно объяснить расши-

рением и, по-видимому, развитием мантийного диапира.

Верхнеоксфордская и верхнесенонская стадии стабилизации дифференциации тектонических движений, выраженные толстослоистой известняково-доломитовой и тонкослоистой известняковой формациями, приводили к частичному и полному завершению формирования ОДС. ОД неполного развития в пределах Дебедского и Гугаркского блоков привела к формированию вулканических островов, а в пределах Агстевского, в условиях почти полного затухания вулканизма и замыкания рифта, сформирована свита доломитов и доломитизированных известняков оксфордского возраста (Мандалян и др., 1998). Выделенная смешанная вулканогенно-карбонатная формация ( $J_2k-J_3o$ ) (Мандалян, 1994) четко характеризует промежуточную стадию частичной стабилизации тектонических движений зрелого периода ( $J_2b_2-Q_1$ ) развития ОДС. Формированием фациально и по мощности выдержанной на Малом Кавказе верхнесенонской слоисто-известняковой формации заканчивается становление Сомхето-Карабахской ОДС. Затем развитие отмеченной стадии завершается предколлизией активизацией тектонических движений и формированием дацит-трахириолитовых субинтрузий (Туманян, Акопян, 1974), которые являются формациями, характерными для ОД, развивающихся на активных континентальных окраинах (Геодин. реконструкции, 1989; Джрбашян, Мнацаканян, 1981).

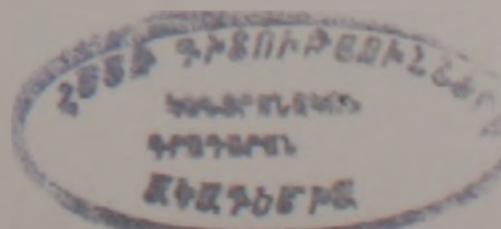
Ниже-раннесреднеэоценовая туфо-алевро-песчано-конгломератовая характерная флишевая формация Лорийского синклинория образовалась после завершения развития Мз ОДС, т.е. образования Сомхето – Карабахского горного хребта и разобщения ( $Q_1$ ) бассейнов Куринской и Севанской зон.

## Выводы

1. Классификация структур по типам складчатости и слагающих их геологических формаций, отвечающих упомянутым геодинамическим обстановкам, а также данные геофизики и космоаэрофотогеологии позволяют допустить, что основание коры Алавердского антиклинория в пределах Дебедского блока представлено мафически-симатическим, в пределах Агстевского – рифтогенно-симатическим и в пределах Гугаркского-салическим тектоническими блоками СВ-ЮЗ простираний. Они сложены смешанной габбро-амфиболитовой, габбро-диоритовой и гранит-метаморфической формациями.

2. Парагенезис осадочных и вулканогенных пород, слагающих формации, выражен циклическими повторениями ассоциаций осадочных и вулканогенных свит и толщ (субформации). Свиты известняков и их переходные разновидности также выделены как формации.

Ряды формаций, образовавшихся в условиях дифференцированных ( $J_1-J_2a_2, J_2b_2-J_3o_1, K_1alb-K_2st$ ), стабилизированных (частично- $J_2b_2$ , относительно –  $J_3o_2$ , полностью- $K_2sn_2$ ) и орогенных, тектони-



ческих движений, выраженных региональными перерывами в осадконакоплении ( $J_2b_2^?$ ,  $K_1$ ,  $P_1$ ), слагают нижне-раннесреднеюрский ( $J_1$ - $J_2b_1$ ), позднесреднеюрско-нижнемеловой ( $J_2b_2$ - $K_1pk$ ) и верхний мел-палеоценовый ( $K_1alb_2$ - $P_1$ ) структурные ярусы.

Отмеченные ряды соответственно представлены циклическими повторениями терригенно-вулканогенного ритма (парагенезиса) ( $J_1$ - $J_2a_1$ ,  $J_2b_2$ - $J_2o_1$ ,  $K_1alb$ - $K_2st$ ) и в результате различной степени стабилизации дифференцированных тектонических движений – андезит-риолитовой ( $J_2b_1$ ), вулканогенно-карбонатной ( $J_2o_2$ ), известняковой ( $K_2sn$ ) формациями.

Период развития отмеченного ряда структурных ярусов, приведший к консолидации региона и образованию субконтинентальной коры, а также полному перестраиванию плана северо-восточных структур в северо-западные и завершению Сомхето-Карабахской ОДС, выделен как нижнеальпийско-мезозойский ( $J$ - $P_1$ ) структурный этаж.

3. Выделяется  $J_1$ - $J_2b_1$  начально-переходный этап развития ОДС в пределах Дебедского и Агстевского тектонических блоков коры, представленной базальт-андезитовыми энсиматическими и базальт-риолитовыми, базальт-трахиандезитовыми энсиматически-энсиалическими, а в пределах Гугаркского блока – радиоляритовой (кремнисто-туффитовой) и энсиалической базальт-андезитовой формациями.

Зрелые этапы ( $J_2b_2$ - $K_1pk$  и  $K_1al$ - $P_1$ ) развития ОДС представлены верхнебайос-келловейским, альб-сантонским флишеподобными и конседиментационными интрузивными энсиалическими формациями, а также оксфорд-титонским и кампан-маастрихтским, главным образом известняковым, неоконским и палеоценовым коллизионными, в основном, дайковыми интрузивно-субинтрузивными формациями.

4. Стадии развития дифференцированных тектонических движений ( $J_2b_2$ - $bt$  и  $K_1alb_2$ - $K_2st$ ) ОДС характеризуются интенсивным погружением северо-восточного крыла антиклинория, с образованием переходных ОДС – глубоководного жёлоба (Курильская зона) формаций, тесно связанных с этими процессами, конседиментационным развитием вулcano-плутонических сооружений. Параллельно на юго-западном крыле образовались окраинно-континентальные однообразные энсиалические ОД формации.

5. Образование Алавердского рудного района обусловлено развитием ограниченного верхнемантийными поперечными (СВ-ЮЗ) разломами Дебедского мафически-симатического тектонического блока основания коры.

Автор благодарит академика НАН РА, докт. геол.-мин. наук Р.Т. Джрбашяна и к.г.-м. наук А.Х. Мнацаканяна за содействие и помощь при написании настоящей статьи.

## ЛИТЕРАТУРА

Агамалян В.А. Стратиграфия докембрия Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1983, №4, с.26-39.

Адамян Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция дренней континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. Геотектоника, 1977, №4, с.88-103.

Адамян Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе З.А., Хуцишвили О.Д. Структуры фундамента и чехла Кавказа и Закавказья – структуры субдукционного генезиса. Тезисы докладов III семинара-школы по теме «Геодинамика Кавказа». Ереван, 6-11 X.1986г. Изд. АН АрмССР, 1986, с.7-8.

Аслаян А.Т., Сатян М.А. Гипотезы автохтонного и аллохтонного положения офиолитов Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, №3, с.3-12.

Баженов М.Л., Буртман В.С., Цыганков И.В. К реконструкции мезокайнозойского Тетиса на Кавказе. Геотектоника, 1981, №1, с.48-58.

Белов А.А., Моссаковский А.А., Соколов С.Д., Швольман В.А. Верхнепротерозойское – нижнемезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса. Пробл. геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с.21-30.

Богданов А.А. О термине «структурный этаж». Бюлл. МОИП, Геол., т. XXXVIII(1), 1963, с.3-16.

Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Павленкова Н.И. Комплексная геофизическая модель юга Европейской части СССР. Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев.: Наукова думка, 1979, с.137-149.

Вишневская В.С., Чолахян Л.С. Новая находка нижне-среднеюрских радиолярий в Армении. Тез. докладов IX Всесоюзного совещания по радиоляриям. Уфа, 1990.

Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмо-тектоника Армении. Ереван: Изд. ЕрГУ, 1981, 283 с.

Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа. В кн.: Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Изд. Мецниереба, 1984, с.105-184.

Геодинамические реконструкции (метод. пособие). Ред. Унксов В.А. Л.: ВСЕГЕИ, 1989, 278 с.

Геодинамический анализ при геологическом картировании. Ред. Межеловский Н.В., Составили: Гусев Г.С., Минц М.В. и др. Институт минералогии и геохимии М.: Мингео СССР, 1989, 56 с.

Геологические формации. Ред. Забродин В.Ю., Косыгин Ю.А. и др. М.: Недра, 1982, т.1, 353 с.

Геологический словарь. Отв. ред. акад. АН АрмССР, доктор г.-м.н. К.Н. Паффенгольц. М.: Изд. Недра, т.1, II, 1978, 486 с (I), 456 с (II).

Джрбашян Р.Т., Мнацаканян А.Х. Геотектоническая позиция и эволюция мезо-кайнозойских вулканогенных формаций центральной части Малого Кавказа. Вулканология и сейсмология, 1981, №3, с.15-23.

Джрбашян Р.Т., Казарян Г.А., Карапетян С.Г., Меликсетян Х.Б., Мнацаканян А.Х., Ширинян К.Г. Мезокайнозойский базальтовый вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1996, №1-3, с.19-32.

Засеев В.Г., Абрамович И.И. Юрско-меловая петрохимическая зональность Сомхето-Кафанской ОДС (Малый Кавказ). Геотектоника, 1993, №2, с.47-53.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990, кн. I и II, 328 и 336 с.

- Книппер А.Л., Рикун Э.Л., Декур Ж. Офиолиты как показатель геодинамической эволюции океана Тетис. Институт океанологии АН СССР. Сборник научных трудов, М., 1987, с.94-115.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса. Геотектоника, 1999, №2, с.17-35.
- Ломизе М.Г. Альпийская геосинклиналь Кавказа в глобальном контексте. Геотектоника, 1987, №2, с.14-23.
- Магакян Р., Закариалзе Г.С., Дмитриев Л.В. и др. Геохимия юрско-нижнемелового вулканического комплекса Северной Армении. Вулканология и сейсмология, 1985, №3, с.39-53.
- Мандалян Р.А. О вулканогенно-карбонатном парагенезисе. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1994, №1-2, с.24-33.
- Мандалян Р.А., Степанян Ж.А., Нисанян Г.Б. О тектонической доломитизации известняков в ряде разломных структур территории Республики Армения. Тр. конф., посв. X-летию Спитакского землетрясения. Изд. НАН РА, 1998, с.15-16.
- Меликсетян Х.Б. Петрохимические особенности верхнемелового вулканизма Малого Кавказа. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1997, №1-2, с.41-50.
- Мелконян Р.Л., Галоян К.Л. Закономерности распределения редкометалльных элементов в магматических образованиях бассейна р. Марц. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2002, №1-2, с.11-17.
- Мелконян Р.Л., Гукасян Р.Х. К вопросу о возрасте Кохб-Шнохского интрузивного комплекса. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2004, LVII, №1, с.29-36.
- Мнацаканян А.Х. Петрология верхнемеловой вулканической серии северной Армении. Изд. АН АрмССР, 1981, 242 с.
- Мошашвили А.Б. Эволюция земной коры Куринской впадины и ее связь с проблемой Палеотетиса. В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с.64-71.
- Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Пушаровский Ю.М., Штрейс Н.А. Закономерности формирования континентальной коры в фанерозое. XXVII МГК, 1984, т.7, с.3-23.
- Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Шукин Ю.К. Глубинные структуры верхней мантии и их влияние на структуру и динамику коры. XXVII МГК, М., 1984, т.7, с.185-192.
- Тектоника Евразии. Ред. колл.: Яншин А.Л., Гарсецкий Р.Г., Зайцев Н.С., Муратов М.В., Пейве А.В., Пушаровский Ю.В., Удинцов Г.Б., Херасков Н.П. М.: Наука, 1966, с.487.
- Туманян Г.А., Акопян К.Г. Субинтрузии Прикуринской зоны. Уч. зап. ЕРГУ, 1974, №1, с.112-125.
- Туманян Г.А. Новые данные о крупных надвигах Малого Кавказа. Геотектоника, 1983, №4, с.99-110.
- Туманян Г.А. О тектонической природе гранитоидов СЗ Малого Кавказа. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1988, №4, с.21-30.
- Туманян Г.А. Природа и строение Североанатолийско-Малокавказского тектонического узла. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2000, №1-2, с.28-38.
- Туманян Г.А., Григорян А.А. Особенности блокового строения Алавердского антиклинория. Науч. конф. посв. 40-летию ИГИС, 9-12.X.2001. Гюмри: Изд. Гитутюн, 2002, с.138-144.
- Хаин В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа. Геотектоника, 1975, №1, с.13-27.

Рецензент Р.Т.Джрбабян

## ԱՎՎԵՐԴՈՒ ԱՆՏԻԿԼԻՆՈՐԻՏԻՄ ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔԱ-ԿԱԶՄԱՎՈՐՈՒՅԹԱՅԻՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐՆ ՈՒ ՉԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ԵՐԿՐԱԴԻՆԱՄԻԿԱԿԱՆ ԻՐԱԿՐՈՒԹՅՈՒՆԸ

Հ. Ա. Թումանյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Մոմխեթ-Ղարաբաղի համակոպկասյան (հյուսիսարևմտյան) տարածման անտիկլինորիտումային գոտու, այսինքն. Մեզոզոյան կղզիադեղային համակարգի (ԿԱՀ-ի) Ավավերդու անտիկլինորիտը զարգացել է հակակոպկասյան (հյուսիսարևելյան) տարածման Տրանսկոպկասյան խզվածքգոտու սահմաններում, կեղևի մետամորֆային հիմքի անհամասեռ բեկորային կառուցվածքի և նշված (հյուսիսարևելյան – հյուսիսարևմտյան) կառուցվածքային հատակագծերի անցման պայմաններում:

Չարբեր կարգերի տատանողական և տարբերակված (դիֆերենցացված) տեկտոնական շարժումների զարգացմամբ պայմանավորված, առաջացել է շերտախումբ – հաստվածք, ինչպես նաև նրանց նստվածքային-հրաբխային անցումային տարբերակների, պարբերաբար հերթափոխվող զուգաժազման խմբակցությունը (պարագենեզիսը)՝ կազմավորույթը (ֆորմացիան); կազմավորույթների շարքերը՝ կառուցվածքային կեղևաշերտերը ( $J_1$ - $J_2b$ ,  $J_2b$ - $K_{nk}$ ,  $K_{alb}$ - $Q_1$ ); կեղևաշերտերի շարքերը՝ կառուցվածքային հարկերը ( $J$ - $Q_1$ ,  $Q_2$ - $N_1^1$ ,  $N_1^2$ - $Q$ ):

Մեզոզոյան ( $J$ - $Q_1$ ) կառուցվածքային հարկի զարգացումը, մինչմեզոզոյան մետամորֆային հիմքի հակակոպկասյան տարածման Դեբեդի ու Աղստեվի մաֆիկ ու դիֆուսային-սիմատիկ տեկտոնական բեկորների սահմաններում ուղեկցվել է օվկիանոս-ԿԱՀ անցումային-սկզբնական ԿԱ-յին էնսիմատիկ բազալտ-անդեզիտային ( $J_1$ - $J_2a_1$ ), ապա էնսիմատիկ-էնսիալիկ բազալտ-ոֆոլիտային, դացիտ-ոֆոլիտային, անդեզիտ-բազալ-

տային ( $J_2 a_2 - b_1$ ) անցումային, իսկ Գուգարքի սիալիկ բեկորի սահմաններում՝ խառը (են-սիալիկ կղզիադեղային-մայրցամաքային եզրային) անդեզիտա-բազալտային – սիլիցատու՛ֆիտային ռադիոլյարիտային ( $J_1 - J_2 a_1$ ) ու էնսիալիկ ԿԱ-ային ռիոդացիտային ( $J_2 a_2 - b_1$ ) կազմավորույթների առաջացումով:

Ստորին կառուցվածքային կեղևաշերտի ( $J_1 - J_2 b_1$ ) կազմավորույթների նշված տարբերակումները, ԿԱՀ-ի զարգացման հասուն փուլերում ( $J_2 b_2 - K_1 nk, K_1 alb - \rho_1$ ) վերանում և անցում են էնսիալիկ ԿԱ-ային հիմնականում ֆիշանման նստվածքային-անդեզիտային ( $J_2 b_2 - bt, K_1 alb - K_2 st$ ), ապա սարբերակված տեկտոնական շարժումների հարաբերական ( $J_2 b_1$ ), մասնակի ( $J_2 k - o$ ) ու մոտավորապես լրիվ ( $K_2 sn_2$ ) կայունացման ռիոլիտային, կրա-հրաբխային ու կրաքարա-մերգելային կազմավորույթների: ԿԱՀ-ի զարգացումը եզրափակվում է կոլիզիոն գաբրո-պլագիոգրանիտային ( $J_3 km - K_1 nk$ ) և գաբրո-գրանոդիորիտային ու տրախիդացիտ-տրախիռիոլիտային ( $\rho_1$  մանրինսրուզիվ-սուբինտրուզիվ դայքային գոյացումների ներդրումով:

Ալավերդու անտիկլինորիումային տեկտոնական բեկորը դեպի Քուռի մեզոզոյ-պալեոզեն-նեոզենյան և Սևանի պալեոզենյան սինկլինորիումային գոտիները, համապատասխանաբար, բնութագրվում է ԿԱՀ-խորջրյա ճկվածք և ԿԱՀ-մայրցամաքային եզրային անցումային կազմավորույթների տարածմամբ:

## STRUCTURAL-FORMATIONAL PECULIARITIES AND GEODYNAMIC CONDITIONS OF FORMATION OF ALAVERDI ANTICLINORIUM

H. A. Toumanian

### Abstract

The Alaverdi anticlinorium of NW-extension Somkhet-Gharabagh Mesozoic island arc system (IAS) was developed on heterogenic pre-Mesozoic crust base of the Transcaucasian fault zone stretching out northeastward, through reformation of NE and NW structural patterns. The progress of different order oscillatory tectonic movements results in alteration of suites-layers (formations), formation series (structural stages:  $J_1 - J_2 b_1, J_2 b_2 - K_1, K_1 alb - \rho_1$ ), complexes of formation series (structural stages:  $J_1 - \rho_1, \rho_2 - N_1^1, N_1^2 - Q$ ). This was followed by transition of initial and transitive ( $J_1 - J_2 a_1, J_2 a_2 - \gamma_1$ ) ensimatic and ensimatic-ensialic IA formations of mafic-simatic and salic tectonic blocks of metamorphic crust base to unified ensialic IA ( $J_2 b_2 - bt, K_1 alb - K_2 sn_1$ ), stabilization ( $J_2 k - J_3 o, K_2 sn_2$ ) and collision ( $K_1, \rho_1, \rho_2^1 - N_1^1$ ) formations. On the edge of Somkhet-Gharabagh anticlinal (Mz IAS) and Kurian (Mz oceanic trench/deeps) and Sevan paleogenic synclinal zones, formed were transitive IAS ( $K_2 s - st_1$ ) – a deep-sea trench and formation of continent marginal seas.

## ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ШАМШАДИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (СОМХЕТО-КАРАБАХСКАЯ ЗОНА, ТАВУШСКИЙ МАРЗ, АРМЕНИЯ)

© 2008г. Р.А. Мандалян, Ж.О. Степанян

Институт геологических наук НАН РА  
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
e-mail: rta@geology.am  
Поступила в редакцию 12.06.2008г.

Об отложениях лейаса, установленных в Армении лишь в пределах Шамшадинского антиклинория, до последнего времени имелись скудные сведения. Представленный в статье материал в определенной мере восполняет данный пробел и позволяет подойти к выявлению особенностей раннеюрского развития подзоны Шамшадинского антиклинория в сравнительной характеристике с сопредельными участками Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны и другими регионами Тавро-Кавказской области.

**Геологическое положение, распространение.** На территории Армении выходы отложений лейаса известны лишь по северным склонам Миапорского хребта (Шамшадинский антиклинорий, истоки рек Хндзорут, Тавуш, Ахум), где представлены терригенными (песчано-глинистыми) отложениями (Азарян и др., 1970). Узкой полосой мощностью 150-250м они в близширотном направлении протягиваются от левобережья р. Хндзорут к верховьям рек Тавуш и Ахум и далее к западу, срезаясь разломом, тектонически выклиниваются (рис.1) Особо отметим, что выходы этих отложений приурочены к Миапорской разломной полосе, созданной крупным сбросовым нарушением северо-западного простирания с амплитудой перемещения около 500м. Он срезает основание-нижнюю часть, а участками-нацело разрез терригенных отложений.

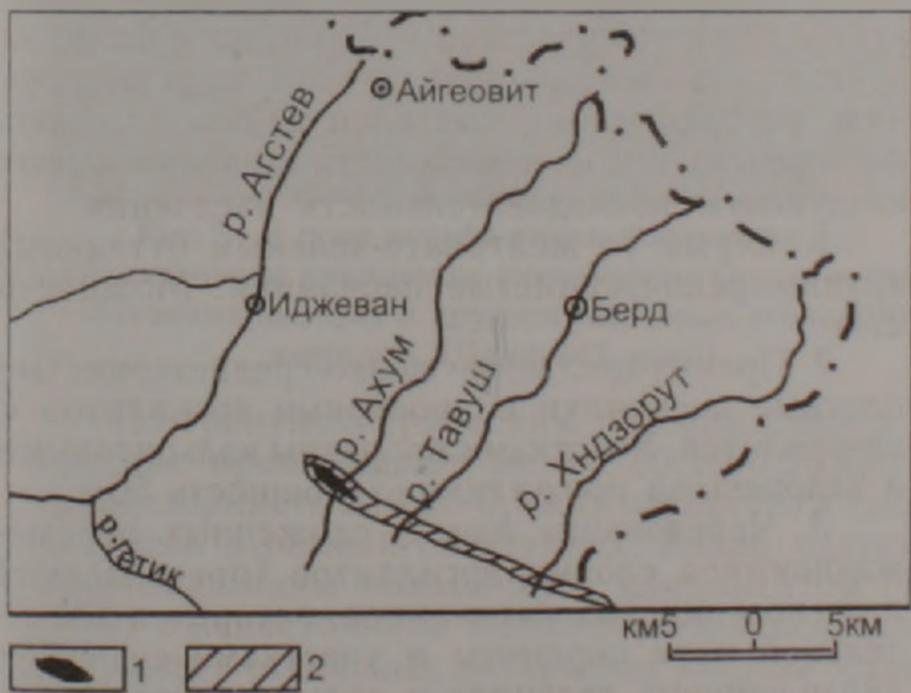


Рис. 1. Обзорная карта выходов отложений лейаса по северным склонам Миапорского хребта  
Условные обозначения: 1 – метаморфические сланцы, 2 – терригенная толща лейаса

Непосредственное залегание последних на размытой поверхности древних сланцев наблюдается лишь в окрестностях кочевков Арчи-кохер и Хоз-юрт. Анализируя данные структурного

бурения, проведенного в верховьях реки Ахум, Г.А. Туманян (1983) описывает сильную пере-сеченность этой территории системой разломов, по которым местами метаморфические сланцы герцинского фундамента надвинуты на песчано-глинистые образования лейаса, а те – на вулканические и вулканогенно-обломочные образования байоса. А на восточном продолжении Миапорской разломной зоны в горных выработках Хндзорутского поля (участок Зуйг-Джагац) зафиксировано инъецирование метаморфизованных глинистых пород лейаса в раздробленные андезит-базальты байоса, причем это сопровождалось прихватом и перемещением глыб вулканитов (Мурадян, 1994). До последнего времени терригенная толща остается палеонтологически слабо охарактеризованной. Единственная фаунистическая находка исходит из верхней части Ахумского разреза, из которой Н.Р. Азаряном были собраны пелециподы *Mytiloides dubium* (Sow) и *M. amygdaloides* Goldy, датирующие верхний тоар-нижний аален (Пелециподы и кораллы, 1983). Таким образом, вопрос о возможном присутствии других ярусов лейаса здесь остается открытым. С перерывами в обнаженности отложения лейаса продолжают непосредственно к востоку в басс. р. Асрикчай (Азербайджан), где выступают на дневную поверхность в западной части Шамхорского антиклинория суммарной мощностью до 550-600м (Гасанов, 1967; Юра Кавказа, 1992). В этой терригенной толще выделены отложения геттангского, синемюрского, плинсбахского, тоарского ярусов нижней юры и нижнеааленского подъяруса средней юры.

**Строение и вещественный состав.** Терригенная толща лейаса, развитая в ядре Шамшадинского антиклинория, складывается чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов, имеющих в ряде интервалов разреза флишоидный характер. В обнажении это преимущественно слоистые породы, участками оставшиеся пологозалегающими ( $10-14^\circ$ ), на значительных площадях характеризующиеся значительными ( $30-45^\circ$ ), крутыми ( $65-75^\circ$ ) и близвертикальными падениями (рис. 1,2). В двух пунктах водораздела Тавуш-Ахум развит песчаный диапиризм в форме крутопадающих нептунических даек песчаников

(мощность 0,4-0,5м), внедрившихся по трещинам в толщу алевролитов и залегающих выше андезито-базальтов байоса. На многих участках в результате динамометаморфизма по аргиллитам, алевролитам и в меньшей степени песчаникам формируются сланцеватые выветрелые образования, рассыпающиеся при ударе молотком в тонколистоватую щебенку или труху. Залегающим же под ними песчаникам и алевролитам присуща значительная плотность и крепость.



Рис 2. Субгоризонтальные алевролиты у коч. Гетики-Мот.



Рис 3. Крутопадающие алевропелиты у коч. Арчи-Кохер.

В окрестностях коч. Гетики-Мот (междуречье Тавуш-Ахум) наблюдается следующая последовательность разреза терригенных отложений.

1. Слоистые мелко-среднезернистые серые песчаники, содержащие пропластки алевролитов и аргиллитов. Мощность 15м.

2. Слоистые темно-серые аргиллиты, участками сильно рассланцованные. Содержат линзы песчаников и алевропелитов. Мощность 23м.

3. Преимущественно серые, участками побуревшие плотные и очень крепкие песчаники. Мощность 10м.

4. Темно-серые аргиллиты с возрастающими к кровле пачки песчано-алеувритистыми слоями. Мощность 42м.

5. Светло-серые мелко-среднезернистые плотные песчаники с блестками и листочками мусковита, ориентированными по наслоению. В

пачке присутствуют прослои аргиллитов и алевролитов. Мощность 19м.

6. Светло-коричневые аргиллиты, содержащие прослои алевропелитов и мелкозернистых песчаников. Мощность 22м.

7. Серые песчано-алеувритистые породы с маломощными слоями плитчатых аргиллитов. Мощность 8м.

8. Чередование серых аргиллитов (преобладают) и алевропелитов с прослоями слюдистых песчаников. Мощность 32м.

9. Серые и желтовато-серые среднезернистые песчаники с прослоями крупнозернистых разностей. Мощность 10м.

К западу от предыдущего участка у кочевки г. Берд нами составлен следующий разрез терригенной толщи.

1. Серые, в преобразованных участках бурокоричневые песчаники с прослоями слюдистых и алеувритистых разностей и линзами аргиллитов. Мощность 38м.

2. Светло-коричневые перемятые и рассланцованные песчаники с обильным глинистым цементом. Содержат пачки алевролитов и глинистых сланцев. Мощность 43м.

3. Серые алеувритистые песчаники с листочками и блестками мусковита. Мощность 8,5м.

4. Зеленовато-серые алевропелиты, участками сильно рассланцованные и прорванные прожилками кварца и кальцита. Мощность 23м.

5. Серые слоистые песчаники. Мощность 8,0м.

6. Светло-коричневые слабо рассланцованные аргиллиты с прослоями зеленовато-серых песчаников. Мощность 26м.

7. Серые и зеленовато-серые песчаники, участками побуревшие от ожелезнения. Мощность 15м.

К северо-западу, в районе правых истоков реки Ахум непосредственный контакт с выходом древних сланцев задернован, хотя, судя по падению, песчано-глинистые слои лейаса залегают непосредственно на поверхности сланцев и имеют следующую последовательность наслоения.

1. Серые (с желтовато-зеленым оттенком) крупно-среднезернистые песчаники. Мощность 27м.

2. Преимущественно мелко-среднезернистые плотные песчаники с прослоями аргиллитов и алевролитов. Участками прорваны кальцитовыми и кварцевыми прожилками. Мощность 50м.

3. Чередование пачек, сложенных перемежающимися слоями аргиллитов (преобладают) и разнозернистых песчаников, которые в значительной мере перемятые и участками содержат вкрапленность галенита и халькопирита. Мощность 20м.

4. Темно-серые, сильно перемятые и рассланцованные аргиллиты. Мощность 30м.

5. Массивные серые и темно-коричневые аргиллиты, содержащие пачки песчаников и алевролитов. Мощность 62м.

6. Темно-серые, преимущественно мелкозернистые песчаники с прослоями кварц-слюдистых разновидностей и аргиллитов. Мощность 67м.

## Главные типы пород

*Песчаники* вместе с алевритами преобладают в составе терригенной толщи и формируют 60-75% ее общей мощности. Слагаются зернами кварца, часто содержат примесь кремнекlastитовых фрагментов при меньшем участии иного терригенного компонента (рис. 4, 5).

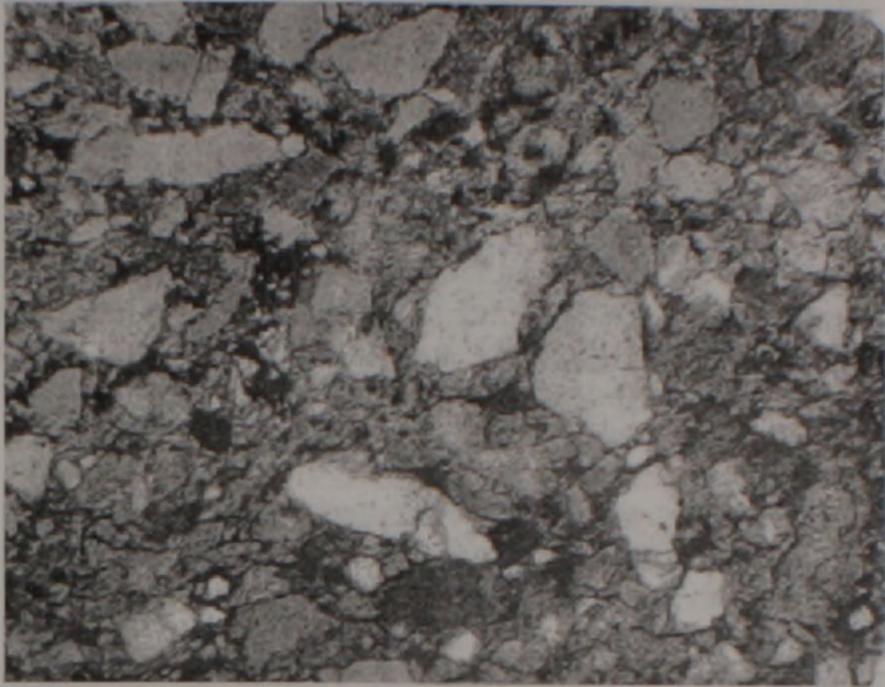


Рис. 4. Разнозернистые кварцевые песчаники  
Шлиф x45, ник. I.



Рис. 5. В поле шлифа виден контакт между ожелезненным кварцевым песчаником (левая верхняя половина шлифа) и крупногравийным обломком кварцита. Шлиф x45, ник. I.

По гранулометрическим особенностям в их составе преобладают мелко (0,10-0,25 мм) — и среднезернистые (0,25-0,5 мм) разновидности, а также их смесь в разных сочетаниях. Кварц является преобладающим обломочным компонентом (75-85%) с непостоянной морфологией зерен, которая лишь в отдельных интервалах разреза остается сходной, тогда как в своей главной массе она разнообразно представлена многими формами: угловато-окатанной, полуокатанной, округло-окатанной, лапчатой, копьевидной, угловатой с отдельными плавными заливчиками и реликтами кристаллографической огранки (рис. 4). Большая часть (75-85%) кварцевых зерен мутновата и характеризуется нормальным угасанием, а их трещиноватым разностям присуща бурая каемка

от лимонитизации. Относительно чистые и воднопрозрачные зерна, как и кварц с волнистым угасанием, развиты реже. В небольшой части первых присутствуют мелкие включения циркона, рутила и газовойжидкие пузырьки. И в редких случаях в кварце наблюдаются аутигенные каемки регенерации. Следующими по количеству в составе песчаников развиты обломки пород (15-25%), представленные несколькими разновидностями:

-кварц-слюдистыми и реже кварц-плагиокласт-слюдистыми сланцами с гранобластовой и лепидогранобластовой структурами;

-буровато-желтыми аргиллитами с микросланцеватой текстурой;

-кислыми вулканитами с микрофельзитовой и фельзит-порфировой структурами и их туфами, количество которых возрастает в кровле толщи; реже кислыми интрузиями и зернами гранофилов;

-кварцито-песчаниками и кварцитами песчано-гравийной размерности (рис. 5).

Последние слагаются плотно соприкасающимися кварцевыми зернами, иногда с небольшим количеством регенерационного кремнистого цемента и побурелостью, созданной проникновением по трещинам гидроокислов железа. Заслуживает внимания крупнозернистость кварцитов, вплоть до присутствия обломков гравийной размерности. Также важно отметить, что они обнаруживают сходство с кварцито-песчаниками и кварцитами, присутствующими в разрезе верхнедевонской карбонатно-терригенной формации Приараксинской зоны Малого Кавказа, изученной Г.Б. Нисанян (1987). Отличие состоит в присутствии в некоторой части последних органического детрита и карбонатного цемента, отсутствующих в нашем случае.

Собственно минеральная составляющая песчаников в шлифах представлена также полевыми шпатами и мусковитом. Содержание полевых шпатов редко превышает 2-5%, иногда опускаясь до единичных зерен. В их составе преобладает кислый плагиоклаз в форме слабо окатанных кристаллов таблитчатой формы, испытавших наложенную гидрослюдизацию, серицитизацию, каолинизацию и альбитизацию. Количество относительно свежих их разновидностей несколько возрастает в песчаниках верхней части разреза по мере приближения к бассейну р. Ахум. Мусковит представлен удлиненными чешуйками, ориентированными параллельно напластованию, и мелкими рассеянными блестками. Иногда содержит точечные включения рудного минерала.

Органические остатки в составе песчаников и их алевро-пелитовых разновидностей не обнаружены, за исключением нескольких слоев, развитых по левобережью р. Ахум, в которых присутствуют мелкие (3-4 мм) рассеянные раковины (пелециподы).

Цемент слагается глинистой (серицит-гидрослюдистой) мелко-тонкодисперсной массой, вероятно образованной при перерождении первоначального каолинит-гидрослюдистого

материала. Процесс этот развивался в несколько стадий, включая глубинный эпигенез, метабенез и динамометаморфизм. Как известно, каолинит под давлением преобразуется в серицитизированную разность, а диксит может формироваться при видоизменении без привноса со стороны вещества (Копелиович и др., 1961; Дриц, Коссовская, 1991).

Результаты минерального анализа 30 проб песчаников, равномерно представляющих опорные разрезы, согласуются с общей картиной вещественного состава. Небольшой выход тяжелой фракции, колеблющийся в пределах 0,02-0,5% (чаще 0,05-0,15%), вероятно, связан с высокой плотностью и бескарбонатностью песчаников. Ее преобладающая часть сложена пиритом, лимонитом, гематитом и магнетитом. Из аксессуаров почти постоянно присутствует циркон (от единичных знаков до 7,5%), чаще образованный мельчайшими бесцветными призмами. Слюды представлены мусковитом (20 проб) в количестве от единичных знаков до 5%, и лишь в одном случае его содержание увеличивается до 25%, правда при низком выходе тяжелой фракции. Спорадически и в небольшом коли-

честве (от единичных знаков до малых долей процента) присутствуют биотит, зеленая слюда и еще реже - апатит, рутил, турмалин, пикотит, корунд, гранат, эпидот. Примечательно присутствие в 5 пробах темноцветной минеральной примеси: авгита (ед.зн.-2%), диопсида (ед.зн.), гиперстена (ед.зн.-1%). Минеральный состав легкой фракции также небогат. Ее преобладающая часть слагается сильно выветрелыми зернами и мельчайшими обломками измененных пород. Следующим по распространенности является кварц, значительное содержание (10-18%) которого во фракции сохраняется во всех пробах. Также показательно низкое содержание полевого шпата (ед.зн.-2,5%), представленного главным образом пелитизированными плагиоклазами. А в 4 пробах зафиксировано присутствие вулканического стекла (0,5-5%) в виде мелких (0,02мм) осколков, вероятно образованных при разрушении кислых вулканитов.

Изученные песчаники характеризуются близостью по содержанию главных породообразующих окислов (табл.1), что отчетливо видно на примере кремнезема.

Таблица 1

Химические составы песчаников

Оксиды, %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	74,28	78,3	74,03	75,39	75,31	75,48	76,20	76,14	72,60	69,35	69,07	61,57	61,11
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,74	0,41	0,38	0,42	0,72	0,75	0,88	0,93	0,80	0,90	0,68	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,12	12,8	11,62	10,64	12,50	12,23	12,70	12,45	14,00	14,00	15,90	19,27	19,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,40	0,90	2,59	1,95	1,83	2,00	1,30	1,87	2,09	1,00	3,37	4,70	4,68
FeO	2,35	0,30	2,10	1,81	1,58	1,60	0,80	0,56	0,28	2,27	0,56	1,39	1,55
MnO	0,05	0,08	0,05	0,04	0,05	0,05	0,03	0,08	0,76	0,12	0,04	0,04	0,05
MgO	1,31	0,60	1,44	0,96	0,74	0,60	1,30	1,20	0,76	2,67	1,70	1,16	1,08
CaO	1,12	0,70	0,99	0,90	0,78	0,84	1,00	0,70	2,00	0,70	0,80	1,04	1,15
Na <sub>2</sub> O	1,40	1,00	1,70	1,70	1,50	1,17	1,10	0,90	1,10	0,45	1,40	1,12	0,97
K <sub>2</sub> O	1,60	1,80	1,70	1,90	2,10	2,22	1,80	1,80	2,00	2,30	1,90	3,15	2,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,13	0,20	0,19	0,20	0,20	0,36	0,13	0,13	0,08	0,39	0,10	0,08
CO <sub>2</sub>	0,82	0,35	0,61	0,63	0,52	0,02	1,76	1,23	0,85	1,60	1,17	-	-
п.п.п	3,60	2,10	2,12	2,66	1,15	1,60	0,88	1,90	2,20	3,40	2,73	4,03	4,52
влага	0,13	0,10	0,11	0,12	0,11	0,1	0,02	0,06	0,3	0,06	0,10	1,75	1,82
SO <sub>3</sub>	0,14	0,10	0,33	0,73	1,21	1,26	-	0,10	-	1,20	-	-	-
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,14	1,80	1,00	1,18	1,40	1,89	1,63	2,00	1,81	5,11	1,36	-	-
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,34	6,12	6,37	7,8	6,02	6,17	6,00	6,11	5,18	4,95	4,34	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO+MgO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,59	0,14	0,52	0,44	0,33	0,34	0,26	0,29	0,22	0,42	0,35	-	-

Примечание: анализы образцов из коллекции Р.А. Мандалаяна представляют состав песчаников лейаса (1-11) и их отмученного глинистого цемента (12-13). Анализы приведены к 100%. Аналитики М.У. Давтян, Б.А. Галишвили (хим. лаб. ИГН НАИРА).

В анализах 1-9 его содержание в пределах 72,60-78,30% и в среднем составляет 74,20%, а некоторое снижение этой цифры в анализах 10,11 связано с возрастанием в составе песчаников обломков кислых эффузивов и аргиллитов. Соотношение  $K_2O/Na_2O$ , как правило, больше единицы и в среднем составляет 1,52, что отражает высокую степень сиаличности источника питания. Другое соотношение  $SiO_2/Al_2O_3$  находится в пределах 4,37-7,34 (среднее 5,94) и демонстрирует большую обогащенность первоисточника кварцем.

Привлечение коэффициента фемичности, рассчитанного по формуле  $Fe_2O_3+FeO+MgO/Al_2O_3$ , также подтверждает версию о характере первоисточника. Хотя полученная величина находится в пределах 0,14-0,59, ее низкие значения (0,22-0,33) устойчивы для большинства проб, что в большей мере характерно для аркозов. И весьма показательна ничтожная карбонатность песчаников.

*Алевролиты* в обнажении характеризуются тонкой горизонтальной слоистостью и пространственной выдержанностью. Слагаются кварцевыми и в меньшей мере кремнекластито-кварцевыми окатанными и полуокатанными зернами величиной 0,02-0,1мм, при минимальном содержании полевых шпатов, мусковита и мельчайших обломков пород. Цемент глинистый (гидрослюдисто-серицитовый), по мере возрастания которого порода переходит в алевропелиты. По особенностям химизма и минералогии алевролиты близки к песчаникам. Некоторое расхождение заключается в большем количестве округлых зерен, чем это наблюдается в песчаниках.

*Глинистые породы* представлены аргиллитами, которые в приразломных полосах превращены в сильно рассланцованные образования. Аргиллиты слагают слои и пачки мощностью от 1,5-2 до 15-18м и вместе с алевропелитами составляют в сумме до 40% от общей мощности терригенной толщи. Естественный цвет глинистых пород светло-коричневый и серый, но, покрываясь железистой пленкой толщиной до 3мм, они в обнажении выглядят темно-коричневыми или пятнистыми. Согласно исследованиям И.Х. Петросова (1983), гидрослюда является единственным породообразующим минералом глин и относится к диоктаэдрическому типу модификации  $2M_1$  с параметрами элементарной ячейки  $a=5,16E$ ;  $b=8,96E$ ;  $c=20E$ . Наряду с этими почти мономинеральными породами меньше развита их ветвь, содержащая примесь каолинита или хлорита, причем обе они главным образом встречаются раздельно. Исходя из ничтожного содержания низкотемпературной воды и наличия в глинах значительного количества  $K_2O$  (в пределах 2-5%, среднее 3,46% по результатам 13 анализов), И.Х. Петросов предполагает высокую степень метаморфизма с возможной мусковитизацией гидрослюда. В двух участках в глинах зафиксировано наличие обломков кислых вулканитов, в том числе частиц раскристаллизованного стекла, по которым развивается гидрослюдистый волокнистый агрегат.

По результатам 22 анализов терригенным образованиям лейаса присущи невысокие содержания  $S_{орг}$ , которые в песчаниках и алевролитах колеблются в пределах 0,03 – 0,07% и слегка возрастают в аргиллитах, составляя 0,07 – 0,1%. Эта картина, вероятно, отражает воздействие на них явлений эпигенеза, метагенеза и динамометаморфизма.

*Корреляция и обсуждение результатов*  
Для выявления деталей нижеюрской седиментации рассмотрим геологическое строение ряда участков Сомхето-Карабахской зоны, в которых отчетливо зафиксировано непосредственное налегание отложений лейаса на доюрские образования. Прежде всего это Локский массив как один из ближайших участков с хорошо изученным строением. Согласно данным О.Д. Хуцишвили (1977), почти на всем его протяжении в составе базальных слоев лейаса присутствуют гальки кварцевых порфиров и гранит-порфиров, которые отчетливо преобладают (9:1) над остальными обломками. Эти данные, как и анализ строения Храмского массива, позволили считать, что на фоне мощного кислого вулканизма в верхнем палеозое развивались мелководные и морские условия с формированием терригенных и вулканотерригенных накоплений. В эти же массивы внедрялись позднепалеозойские микроклиновые граниты, в том числе биотитовые, мусковитовые и аляскитовые разновидности, образующие с упомянутыми вулканитами вулканоплутоническую ассоциацию. События триаса в ряде деталей остуются неясными, а новый этап седиментации, по О.Д. Хуцишвили, начинается с геттанга, когда стали формироваться конгломераты и "кварц-аркозовые" песчаники, затем имело место углубление морского бассейна и накопление песчано-глинистых образований. Судя по фиксации в кровле разреза постеленных переходов от слюдистых песчаников к туфогенным слоям, уже в аалене имели место проявления эксплозивного вулканизма.

Согласно Г.А. Чихрадзе (1965), общим для многих участков Локского массива является наличие в основании лейаса конгломератов (до 8-12м), сложенных преимущественно гальками кислых эффузивов, а также кварца. Выше залегают кварцевые песчаники (25м) и далее вверх по разрезу — мощная пачка, сложенная чередованием кварцевых, кремнекластито-кварцевых и кварц-слюдистых песчаников с алевролитами и аргиллитами. Суммарная мощность терригенных отложений здесь достигает 200м. А по южной периферии Локского массива в составе конгломератов увеличивается количество песчано-гравелитового заполнителя и слегка возрастает карбонатность. Эти же слои содержат двустворки и аммониты. Кварцевые песчаники слагаются зернами кварца (до 80%) с преобладающим волнистым угасанием, обломками кислых эффузивов, кварцитов, метаморфизованных пород, гранофиров, мусковита, кислого плагиоклаза. Цемент преимущественно серицитовый, а также пелит-серицитовый и мусковит-серицитовый. Минеральный анализ тяже-

лой фракции песчаников показывает очень высокое содержание циркона (5-50%), присутствие апатита, рутила, турмалина и значительное количество железистых минералов — пирита, лимонита, гематита, магнетита. Ведущим компонентом легкой фракции являются кварц и серицит-глинистая масса при небольшом присутствии кислого плагиоклаза и редком-калишпата. На основании изложенных данных Г.А. Чихрадзе приходит к заключению, что перед нижнеюрской седиментацией значительная часть Локского массива была покрыта толщей палеозойских кислых эффузивов и продуктов их перемыва, участками прорванных гранитоидами, и из-под этого материала местами выступали породы метаморфического комплекса, имеющие самостоятельное развитие на нескольких участках этого выступа. Весь этот материал интенсивно перемывался в лейасе с образованием кварцевых, кварц-слюдистых и близких к ним терригенных накоплений, испытавших в дальнейшем заметный эпигенез и метагенез. Похожая картина присуща нижнеюрским отложениям юго-восточной периферии Храмского массива с той разницей, что там хорошо сохранились коренные выходы кислых вулканитов. Отметим также, что расширение площади исследований в Локско-Храмской подзоне позже выявило значительное увеличение мощностей терригенных образований нижней юры-аалена (Юра Кавказа, 1992).

Отложения лейаса-аалена значительно развиты в подзоне Шамхорского антиклинория с типовым асрикчайским разрезом (Гасанов, 1967; Юра Кавказа, 1992), в котором они трансгрессивно и с угловым несогласием залегают на нижнепалеозойских метаморфических сланцах и перекрываются вулканитами байоса. Полимиктовые конгломераты основания здесь состоят из палеозойских кварцитов, метаморфических сланцев, гранодиоритов, порфиритов и туфов. Выше развиты средне-крупнозернистые серицитово-кварцевые песчаники с растительными остатками и обломками двустворчатых моллюсков. Суммарная мощность 280-300 м. В средней части разреза (синемюр) преобладают массивные бескарбонатные песчаники с линзами кварцевых конгломератов в кровле. Разрез этого региона завершают темно-серые аргиллиты (плинсбах?, тоар-нижний аален; 250 м), содержащие песчано-алевритистые пропластки и слои. Итак, можно считать установленной большая близость петрографо-минерального состава терригенных накоплений лейаса всех выходов Сомхето-Карабахской зоны: Шамшадинского, Локско-Храмского и Асрикчайского. Особо важным является постоянное присутствие в их составе фрагментов осадочных кварцитов и кварцито-песчаников.

С целью идентификации кварцевого первоисточника лейаса продолжим наш экскурс в Приараксинскую структурно-формационную зону Малого Кавказа, в которой средне-верхнепалеозойские отложения вместе с триасом слагают мощный осадочный комплекс, представленный следующим рядом формаций: карбонатно-терригенной ( $D_3-C_1$ ), карбонатной ( $P-T_2$ ) и

угленосно-терригенной ( $T_1$ ) (Нисанян, 1986, 1987). Являясь следствием неоднократного проявления размывов и вызревания терригенного компонента, кремнистые песчаники и алевриты максимально развивались в терригенной и угленосной формациях с характерной минеральной ассоциацией кварц-циркон-турмалин-рутил-мусковит. Одним из результатов последующего вызревания явилось формирование известковых кварцевых песчаников келловей Вайкской антиклинали (юго-западная часть Армении), в которых обломочный компонент сложен кварцем (преобладает) и кварцитами с мозаичной и конформно-регенерационной структурой и характерной терригенно-минеральной ассоциацией кварц-циркон-рутил-турмалин (Мандалян, 1990). В процессе уплотнения и связывания кремнистым цементом значительная часть обломочного кварцевого материала была трансформирована в осадочные кварциты и кварцито-песчаники с присущими им высокими (92-97%) содержаниями  $SiO_2$  и значительными (до нескольких десятков метров) мощностями. При анализе этого сложного механизма кремнеобразования необходимо считаться с установлением в Приараксинской зоне (Урцская, Зоваленская, Кадрлинская антиклинали и другие площади) коры выветривания, развитой в течение средне-позднекарбонного перерыва и имевшей латеритовый (бокситоносный) характер (Аракелян и др., 1976). Латеритовые образования здесь залегают в виде линз, слоев и пачек мощностью от 0,5 м до нескольких десятков метров. В их составе установлены каолиниты (80-90%), гидрослюда (10-20%) и смешаннослойный минерал типа монтмориллонита-гидрослюда (0-10%) (Петросов, 1983).

Воздадим должное Г.И. Чихрадзе (1965, с. 31), установившему в Локском массиве следы латеритизации на основе диагностики сильной выветрелости галек гранитоидов. Пребывание в коре выветривания здесь способствовало формированию обильной дресвяной массы, впоследствии перемытой и давшей начало терригенным накоплениям лейаса с обилием кварца. О надрегиональном характере палеозойской латеритизации свидетельствует присутствие двухметрового слоя бокситов в кровле осадочных формаций центральной Турции (Нисанян, 1976). В этой связи отметим, что коры выветривания додевонского и девонского возраста значительно развиты во многих регионах Евразии, причем на гранитоидных породах (гранитоиднейсах, мигматитах) обычно развивается характерный профиль выветривания: сначала каолинит-хлорит-гидрослюдистая, затем железисто-гидрослюдисто-каолининовая и, наконец, железисто-каолининовая ассоциация. А устойчивость минералов исходной породы растет в таком порядке: амфиболы, биотит, кислые плагиоклазы, мусковит, микроклин, кварц (Казанский, 1976).

И, возвращаясь к главному вопросу, подчеркнем надрегиональный характер кварцевого и кремнекластито-кварцевого компонента в терригенных накоплениях лейаса. Так, на

большой части Дзирульского массива обширно развиты аркозовые кварц-слюдистые песчаники и крупнообломочные образования, возникшие при размыве кислых вулканитов и гранитоидов, включая микроклиновые разности. Кварцево-аркозовые песчаники и гравелиты представлены и в составе лашипсинской свиты Североабхазской зоны (синемюр, низы плинсбах), мощностью 400-600 м. (Беридзе и др., 1972, Юра Кавказа, 1992). Аркозовые песчаники, суммарной мощностью до 470 м, также развиты в зоне Главного хребта Восточного Кавказа в составе мощной каудатской свиты (синемюр, нижний плинсбах). Важно отметить, что во многих из перечисленных толщ имеются прослои углей и углистых аргиллитов. Они же присутствуют в составе лейаса западного Кавказа в бассейнах рек Пшеха, Шахе, Мзымта в ассоциации с аргиллитами (Юра Кавказа, 1992). Большие скопления кварцевых и кварц-слюдистых песчаников зафиксированы в основании-нижней части (лейас) мощной формации Шемшак, развитой в складчатой системе Эльбурса и на других территориях Ирана. Интересно и то обстоятельство, что в ряде участков Туранской плиты (Южно-Мангышлакский и другие прогибы) в основании юры зафиксированы продукты перемыва коры выветривания, развивавшейся в триасе, причем в составе терригенных накоплений доминируют кремни и кварц (Чистяков, 1980). Приведенный обзор, как и наш пример, показывает, что наряду с размывом разнообразных кварцсодержащих комплексов важное значение имело развитие коры выветривания, которая способствовала дезинтеграции этих пород и вовлечению освобожденного кварца в терригенную седиментацию.

### Заключение

Итак, в основании юры Шамшадинского антиклинория обособляется специфическая песчано-глинистая толща, возникшая при решающем участии сиалических источников сноса, причем главными поставщиками обломочного материала были древние терригенные образования типа аркозов, кварцито-песчаников и кварцитов. Первоисточником последних служили древняя кислая вулкано-плутоническая ассоциация и гранитно-метаморфический комплекс. Длительный, как минимум двукратный перемыв всех этих образований привел к вызреванию состава обломочного компонента: распаду кварцевых сростков в кварцитах и кварцито-песчаниках, дезинтеграции кислых вулканитов и гранитоидов, растворению ряда породообразующих и акцессорных минералов, накоплению глинистого компонента. Последующее вызревание терригенного материала с возникновением простой минеральной ассоциации кварц-циркон-мусковит с преобладающим гидрослюдистым глинистым компонентом имело место после испытания им глубинного эпигенеза и метагенеза с корродированием и частичной потерей округлости кварцевых зерен. Фемические источники питания здесь имели второстепенное значение и связаны с присутствием в

эрозионном срезе вулканитов осозного-среднего составов или граувакк, возникших по ним. Окончательный облик обломочных накоплений установился после испытания ими таких наложенных явлений как быстрое увеличение мощностей перекрывающих вулканических и осадочных пород, последующее зарождение Шамшадинского антиклинория, сопровождаемое дислокациями и перемещениями слоев, внедрением интрузий и субвулканических тел, поздним проявлением разломной тектоники с выводом слоев на дневную поверхность.

Распознавание механизма формирования описанных терригенных накоплений позволяет предполагать их присутствие на глубине под массивами среднеюрских вулканитов Алавердского антиклинория и сопредельных площадей. При этом предполагается возможное присутствие синхронных вулканических образований в кровле погребенного лейаса. На это наводит наличие переотложенного комплекса спор верхнего девона в туфопесчаниках и туффитах (керна скважин) дебедской свиты, относящейся к низам средней юры (Чернышев, Шрамкова, 1963). Примечательно также присутствие терригенного мусковита и биотита в песчаниках бэйоса-келловея Алавердского антиклинория и Иджеванского синклинория (Чернышев, 1958; Мандалян, 1990).

Обобщение обширных данных по терригенным и вулкано-терригенным сообществам складчатых областей (Урала, Восточной Сибири, Алтая, Забайкалья, Дальнего Востока) привело к выделению в их составе шести зон с их типовым составом и парагенезом (Дриц, Коссовская, 1991). По существу это ряд, который начинается с преобладания кварцевого и аркозового компонентов и завершается господством вулканических граувакк и базальтовых гиадокластитов со смектитами. Сравнение с этими сообществами показывает некоторую близость тавушского лейаса к следующим двум из них:

1. Семейству кварцевых песчаников в ассоциации с каолинитовыми глинами
2. Семейству кислых аркозов или кварц-полевошпатовых песчаников с плагиоклазами в ассоциации с преобладающим гидрослюдистым глинистым компонентом.

Как видно, полной тождественности составов здесь нет, скорее наш терригенный компонент представляет собой усредненный вариант этих двух семейств, исключая обилие полевого шпата. По существу, это сообщество кварцевых песчаников с примесью литокластов и преимущественно гидрослюдистым составом глин, участками содержащих примесь каолинита и хлорита.

Подчеркнем и другое важное обстоятельство. Если во временной последовательности становление толщи лейаса Шамшадинского антиклинория знаменует начало альпийского этапа развития, то в вещественном отложении этот процесс во многом унаследовал события герцинского этапа, включая развитие коры выветривания. И он хорошо вписывается в общий ритм раннеюрского развития Тавро-Кавказского региона и смежных областей, для которых ха-

рактерно отчетливое преобладание песчано-глинистых накоплений, возникших в условиях умеренно-гумидного климата.

## ЛИТЕРАТУРА

- Азарян Н.Р., Акопян В.Т., Чубарян Г.А. Юрская система. Геология СССР, Армянская ССР. М.: Недра, 1970, т.43, с. 51-80.
- Аракелян Р.А., Нисанян Г.Б., Петросов И.Х. Вещественный состав и условия образования бокситоносных пород древней коры выветривания среднего-верхнего карбона Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, т. XXIX, №5, с.21-31.
- Беридзе М.А., Адамия Ш.А., Абесадзе Г.Н. Нижняя юра. В кн., Вопросы геологии северо-западной Абхазии. Тбилиси: Мецниереба, 1972, с. 22-39.
- Гасанов Т.А. Нижняя юра Азербайджана (Малый Кавказ). Баку: Изд. АН Аз. ССР, 1967, 200с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. Тр. ГИН, вып.465. М.: Наука, 1991, 175с.
- Казанский Р.А. Седиментология. Новосибирск: «Наука»; 1976, 271с.
- Копелиович А.В., Коссовская А.Г., Шутов В.Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. Изв. АН СССР, сер. геол. 1961, №6, с.73-82.
- Мандалян Р.А. Верхнеюрский – неокомский седименто- и литогенез Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1990, 172с.
- Мурадян К.М. Рудоносность вулканогенных формаций Малого Кавказа. Ереван: Изд. НАН Армении, 1994, 358с.
- Нисанян Г.Б. Литология средне-верхнепалеозойских и триасовых отложений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 171с.
- Нисанян Г.Б. Силициты верхнепалеозойско-триасового ряда формаций. В кн.: Кремнистые породы фанерозоя территории Армянской ССР (Малый Кавказ). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, с. 7-34.
- Пелесиподы и кораллы юрских отложений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983, 127 с.
- Петросов И.Х. Глинистые породы Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983, 32?с.
- Туманян Г.А. Новые данные о крупных надвигах Малого Кавказа (профиль Шоржа-Берд). Тектоника, 1983, №4, с. 99-110.
- Хуцишвили О.Д. Тектоника и истории формирования Локского кристаллического выступа. Тбилиси: Мецниереба, Труды ГИН АН ГССР, вып. 60, 1978, 64с.
- Чернышев Н.М., Шрамкова Г.В. О находке переотложенного верхнедевонского комплекса спор в юрских отложениях Алавердского района. Изв. АН АрмССР, геол.-геогр. науки, 1963, N 4-5, с.67-72.
- Чистяков Д.Н. Формационные методы при палеотектонических построениях. В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Госгеолтехиздат, 1980, с. 25-31.
- Чихралдзе Г.А. Некоторые вопросы литологии лейасских и байосских отложений юго-восточной Грузии. В кн.: Материалы по литологии юго-восточной Грузии. Тбилиси: Изд. Мецниереба, 1965, с. 5-57.
- Юра Кавказа. С.-Петербург: Наука, 1992, 184 с.

Рецензент М.А.Сатиан

### ՇԱՄՇԱԴԻՆԻ ԱՆՏԻԿԼԻՆՈՐԻՈՒՄԻ ՍՏՈՐԻՆ ՅՈՒՐԱՅԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ԼԻԹՈԼՈԳԻԱՆ ԵՎ ՉԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ԴԱՅՄԱՆՆԵՐԸ (ՀՀ ՏԱՎՈՒՇԻ ՄԱՐԶ, ՍՈՄԽԵԹԱ-ՂԱՐԱԲԱԳԻ ՁՈՆԱ)

Ռ.Ա. Մանդալյան, Ժ.Հ. Ստեփանյան

Հայաստանում միայն Շամշադինի անտիկլինորիումի սահմաններում հայտնաբերված լեյասի գոյացումների մասին մինչ այժմ կային աղբատիկ տեղեկություններ: Հոդվածում բերվող նյութը ինչ որ չափով լրացնում է այդ բացը և թույլ է տալիս ի հայտ բերել վաղ յուրայում Շամշադինի անտիկլինորիումի ենթազոնայի զարգացման օրինաչափությունները՝ հարակից Սոմխեթա-Ղարաբաղի կառուցվածքա-ֆորմացիոն գոնայի և Տավրոկոպկասյան ռեգիոնի այլ տարածքների հետ համեմատության մեջ:

### LITHOLOGY AND CONDITIONS OF FORMATION OF LOWER JURASSIC SEDIMENTS OF SHAMSHADIN ANTICLINORIUM (TAVUSH MARZ, ARMENIA. SOMKHETO-GHARABAGH ZONE)

R.A.Mandalian, Zh.H.Stepanian

#### Abstract

Until recently, scarce data existed on Lias sediments indicated in Armenia within the bounds of Shamsadin anticlinorium only. To some extent, the material given in the article fills such a gap and allows to approach to indication of peculiarities of Early Jurassic evolution of the sub-zone of Shamsadin anticlinorium through comparison with adjacent areas of Somkheto-Gharabagh structural-formation zone and other regions of Tauro-Caucasian province.

## ХАРАКТЕР ПРОЯВЛЕНИЯ ПРЕДРУДНОЙ ПРОПИЛИТИЗАЦИИ В ДИОРИТ-ПОРФИРИТАХ КАДЖАРАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

© 2008г. М.А.Арутюнян

Институт геологических наук НАН РА,  
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
E-mail: [hrshah@sci.am](mailto:hrshah@sci.am)  
Поступила в редакцию 18.04.2008г.

Рассматриваются особенности химического состава минералов эпидот-хлоритовой фации предрудных пропилитов, образовавшихся при диффузионном замещении диорит-порфиритов. Температурный интервал минералообразования по эпидот-хлоритовому геотермометру оценивается в 220-320°C. Режим щелочности-кислотности по индикаторным минеральным ассоциациям оценивается в 3,5-5,5рН. Характер развития минералов пропилитового парагенезиса указывает на то, что определяющими при метасоматическом замещении являются высокая активность воды, температурный фактор и режим кислотности-щелочности.

Формированию гидротермальной системы, с которой связано отложение рудных концентраций медно-молибденовой и золото-сульфидной формаций Зангезурского рудного района, предшествует значительный отрезок времени, отмеченный развитием процессов предрудной пропилитизации и кислотного выщелачивания. Целью данной работы является изучение особенностей проявления предрудных пропилитовых изменений в пределах Каджаранского рудного поля, на основе исследования последовательности образования минеральных ассоциаций при метасоматическом замещении и химического состава новообразующихся минералов.

Первоначально понятие пропилиты было введено Г.Рихтгофеном в 1968г. для обозначения вулканических пород, вмещающих рудные месторождения. Последующее применение этого термина связывается с предрудными метасоматическими изменениями, получившими развитие в рудных полях месторождений различных формаций. При классификации метасоматитов Зангезурского рудного района К.А.Карамяном и др. (1987) процессы, связанные с автосоматическими изменениями вулканогенной толщи среднего эоцена, были отнесены к группе зеленокаменных перерождений, в отдельную группу были выделены пропилиты предрудного кислотного выщелачивания.

Представления о масштабах и характере развития метасоматитов, предшествующих процессам рудообразования в пределах Каджаранского рудного поля, можно получить из работ С.С.Мкртчяна и др. (1963), К.А.Карамяна (1973) и К.А.Карамяна и др. (1987). В этих работах отмечается, что для пропилитов характерно повсеместное площадное распространение в виде сети прожилков различной частоты, без видимой связи с зонами дробления и крупными разрывными нарушениями. Прожилки представлены в главной массе эпидотом, с незначительным развитием хлорита по периферии. Мощность их не превышает 0,5см, при незначительной протяженности; обычны прожилки мощностью 1-2мм, изредка 4-6см; в монзонитах и вулканогенных породах ореол осветления вокруг прожилков превышает их мощность в 3-4 раза и представ-

ляет собой зону альбитизации с густой сыпью мелких зерен эпидота, развивающихся по плагиоклазу; нередко в прожилках отмечается вкрапленность пирита. В породах кислого состава – гранодиоритах и гранодиорит-порфирах – эпидотовые прожилки не сопровождаются ореолом альбитизации. Возрастные взаимоотношения пропилитов с дайками мегафировых гранодиорит-порфиритов и рудными образованиями Каджаранского месторождения четко свидетельствуют, что образование пропилитов произошло после формирования гранодиорит-порфиритов, но до отложения рудных ассоциаций (Мкртчян и др., 1963).

Ареал пропилитизации охватывает монзониты, вулканогенные образования среднего эоцена, порфиридные гранодиориты и породы дайкового комплекса – все типы пород, выделенные в пределах Каджаранского рудного поля. Степень изменения пород вне пропилитовых прожилков сравнительно небольшая, и зоны с полным замещением темноцветных минералов и полевых шпатов минералами пропилитовой ассоциации отсутствуют. В пределах собственно месторождения интенсивным развитием процессов гидротермального замещения перекрыты все предшествующие изменения, именно поэтому выявление дайки диорит-порфиритового состава на нижних горизонтах месторождения (у вреза реки Вохчи), со следами пропилитового замещения, представляет большой интерес.

**Геология участка.** На участке Левобережья Каджаранского месторождения отмечается серия даек диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов северо-восточного простирания, прослеживающихся на первые сотни метров при мощности от 3 до 5м. Чуть севернее (200-300м) проходит широтная зона вторичных кварцитов, которые выделяются в рельефе отдельными выходами. Нами исследовалась дайка кварцсодержащего диорит-порфирита, находящаяся вне зоны воздействия гидротермальных изменений и подвергшаяся лишь предрудным пропилитовым изменениям. Мощность дайки 3,3-3,5м, азимут простирания 35°, с падением на северо-запад под углом 70°. Контакты резкие и прямолинейные. Мощность зоны закалки 0,15-0,25м.

Макроскопически - это мелкозернистые породы темно-зеленого цвета с порфирированными вкраплениями, содержание которых составляет 28-30%. Представлены они преимущественно плагиоклазом основного состава с содержанием  $Al_{25-45}$  биотитом, зеленой роговой обманкой, реже - кварцем и калишпатом (единичные кристаллы). Структура основной массы мелкозернистая, панидиоморфнозернистая. Акцессории представлены магнетитом, апатитом, сфеном, цирконом. (Мертчан и др., 1963).

**Петрографическое описание пропилитизированного диорит-порфирита** Структуру породы можно охарактеризовать как бластопорфировую (вкрапления плагиоклаза и кварца) в комбинации с порфиробластовой (псевдоморфозы хлорит-карбоната, хлорита и эпидота); структура основной массы мелкозернистая, панидиоморфнозернистая и микропойкилобластовая.

Плагиоклаз вкрапленников теряет свою прозрачность и характеризуется мутным обликом; вместе с тем, он сохраняет призматический габитус, а также полисинтетическое двойникование, благодаря чему методом максимального симметричного угасания состав его определяется как  $Al_{30-40}$ ; Часть фенокристаллов плагиоклаза (около 40-45%) замещается эпидотом; развитие эпидота начинается по границе фенокристаллов плагиоклаза с основной массой, с разрастанием кристаллов эпидота внутрь вкрапленника; чаще всего рост кристаллов коррелируется двойниковой плоскостью плагиоклаза. Порфиробласты эпидота при том, что имеют идиоморфный облик короткопризматических кристаллов, выполнены несколькими зернами. Полное замещение плагиоклаза эпидотом наблюдается в редких случаях; плагиоклаз по периферии эпидота сохраняет основной состав.

Кварц встречается в виде неправильных округлых зерен, нередко проплавленных основной массой, как и в исходной породе. Вместе с тем, по периферии зерен отмечаются явления собира-

тельной перекристаллизации кварца; эти участки оторочены каймой мелких пластинок хлорита.

В наименее измененных участках породы удается проследить замещение первичной зеленой роговой обманки агрегатом мелких призм относительно желтоватой роговой обманки, с тонкозернистым агрегатом карбоната, тяготеющим к центральной части кристалла. При последующем замещении роговой обманки тонковолокнистым хлоритом образуются псевдоморфозы длиннопризматического габитуса, в которых кальцит частично оттесняется на периферию кристалла; для хлорита, образовавшегося по роговой обманке, характерна россыпь мелких зерен сфена и полуразложенного магнетита.

Псевдоморфозы пластинчатого облика, выполненные волокнистым хлоритом с гидроокислами железа, концентрирующимися по трещинкам спайности, с призматическими зернами рутила, образовались по биотиту. В менее измененных участках породы встречаются пластинки хлорита с сохранившейся в центральной части желтоватой, слабо плеохроирующей слюдой с интерференционной окраской первого порядка и прямым угасанием.

Структура основной массы мелкозернистая, панидиоморфнозернистая в комбинации с микропойкилобластовой, что обусловлено развитием относительно крупных ксенобластов с основной массой калишпата с мелкими призматическими вростками альбита.

От исходной породы во вкрапленниках сохранились кварц, калиевый полевой шпат и, частично, плагиоклаз. Новообразованная ассоциация минералов представлена  $Xл+Эп+Аб+Кпш+Мг(Гем)+Ка$  (рутил, сфен) и является типоморфной для эпидот-хлоритовой фации пропилитов. Главный минерал этой ассоциации хлорит, который образуется в результате последовательных реакций замещения, причем скорость замещения темноцветных минералов хлоритом намного больше скорости замещения плагиоклаза эпидотом.

Химический состав пропилитизированного диорит-порфирита

Таблица 1

№№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	n.n.n.	Σ
8233	61,33	0,66	16,55	2,58	1,48	0,075	4,34	3,08	0,23	0,09	3,98	3,40	2,67	100,46
8336	63,46	0,57	16,29	3,16	1,83	0,06	4,22	2,02	0,41	0,14	3,90	3,20	3,10	100,69
001	62,52	0,18	17,16	2,52	1,83	0,06	3,08	2,77	0,30	0,11	3,20	3,14	3,14	100,17

Примечание №8233, 8336 - из коллекции Р.Н. Таяна, № 001 - из коллекции М.А. Арутюнян, аналитики З.Ш. Гаспарян, М.С. Барсегова, ЦОАЛ ИГиН АН.

**Минеральный состав.** Состав минералов пропилитовой ассоциации исследовался на электронном микроанализаторе САМЕВАХ в Департаменте морской геологии IFREMER (Брест, Франция). Представительные составы породообразующих минералов, как новообразованных (хлорит,

эпидот, полевые шпаты, кальцит), так и сохранившихся от первичной породы - калишпат, магнетит, приведены в табл. 2.

**Хлорит** является главным породообразующим минералом при процессах пропилитизации. Наблюдается в виде волокнистых и тон-

коволокнистых, иногда скрытокристаллических агрегатных разностей, с плеохроизмом от светло-желтого до зеленого и синевато-зеленого цвета; представлен оптически положительной моноклинной разностью с аномально коричневатыми, иногда желтовато-темносерыми интерференционными цветами, что, по И. Костову (1971), соответствует железо-магнезиальным хлоритам.

Как известно, состав хлоритов в метасоматических образованиях варьирует в довольно широких пределах, что в значительной мере относится к содержаниям железа, магния и алюминия. Для хлоритов прерудной пропилитизации, согласно В.Л. Русинову (1989), вариации в составе минерала носят ограниченный характер; колебания содержания глинозема наблюдаются в довольно ограниченных пределах – от 15 до 20 мас.%; железистость варьирует в больших пределах, в зависимости от состава замещаемых пород, а также условий метасоматического процесса, обуславливающих различную подвижность железа и магния. В целом, для пропилитов характерны железо-магнезиальные хлориты. Исследования, проведенные Л.П. Плюсниной (1983) по пропилитам эпидот-актинолитовой и эпидот-хлоритовой фаций в гидротермально-метаморфизованных базитах, и И.П. Ивановым (1989) – в гранитоидах рудных полей Узбекистана, показали, что колебания железистости в хлоритах происходят в пределах 30-50 мол. %.

Содержание  $Al_2O_3$  в хлоритах изученного пропилитизированного диорит-порфирифта колеблется в пределах от 15,52 до 19,02 мас.%; количество железа на формульную единицу колеблется в пределах – 2,29-3,50, что, согласно М.Н. Ней (1954), соответствует железо-магнезиальным хлоритам. На дискриминантной диаграмме, в координатах  $SFe/SFe+Mg$  – кол. ионов  $Si^{4+}$  на форм.ед (Ней, 1954), хлориты располагаются в поле пикнохлоритов (рис.1). Фигуративные точки хлоритов 78 и 83 ложатся на границу пикнохлоритов с диабантитом, отличаясь относительно высоким содержанием  $Si^{IV}$  (6,27-6,29 на ф.ед.). Общее содержание Al в этих хлоритах составляет 3,641 – 3,842 на ф.ед.;  $Al^{VI}$  – 2,094-1,916 на ф.ед.

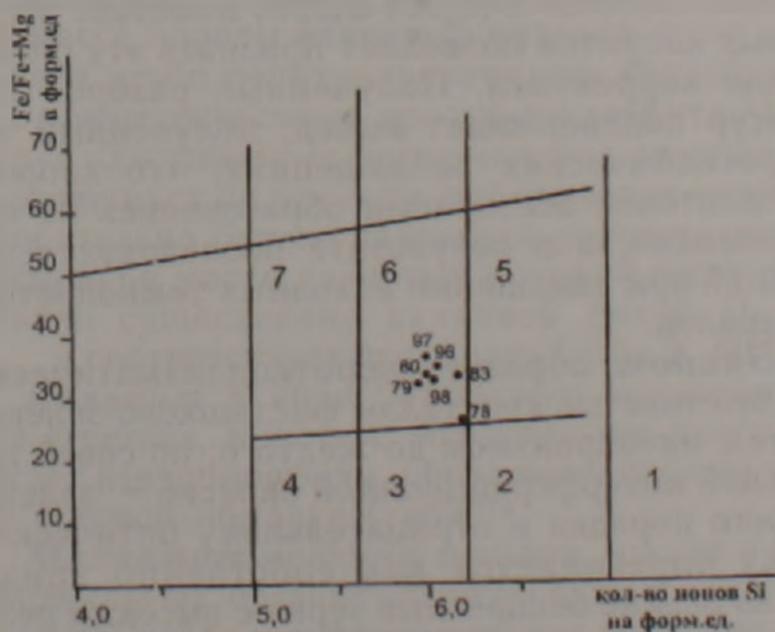


Рис.1. Составы хлоритов из пропилитизированного диорит-порфирифта на классификационной диаграмме М.Н. Ней (1954). Поля составов: 1 – талько-хлорит, 2 – пеннин, 3 – клинохлор, 4 – шериданит, 5 – диабантит, 6 – пикнохлорит, 7 – рипидолит.

На треугольной диаграмме  $SFe-Al-Mg$ , в пределах поля хлоритов, выделенного В.Л. Русиновым (1989) для пропилитовых ассоциаций, исследованные хлориты локализируются в его магнезиальной части (рис.2).

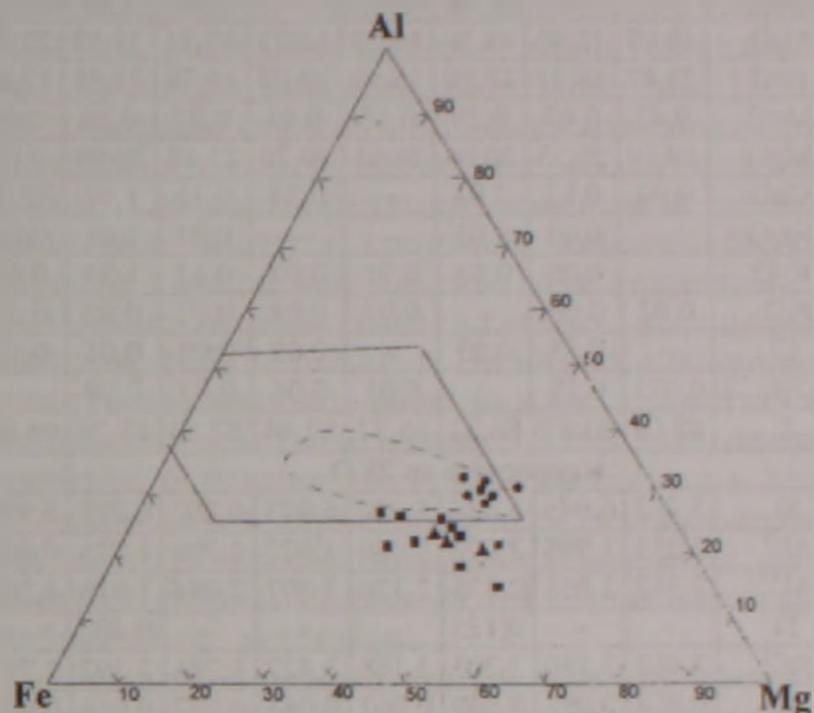


Рис.2. Тройная диаграмма Al – Fe – Mg состава хлоритов. Пунктиром очерчены границы поля хлоритов пропилитовой ассоциации (Русинов, 1989). Условные обозначения: ● – хлориты; ■ – кварцсодержащие диорит-порфирифы; ▲ – пропилитизированные диорит-порфирифы.

Железистость хлоритов колеблется в пределах 0,27-0,36 (табл.2). Корреляция с железистостью замещаемых пород ( $f$  – 40-50 мол.%) и замещаемых минералов ( $f$  биотита исходной породы – 48-50 мол.%,  $f$  роговой обманки – 36-40 мол.%) не наблюдается (Мкртчян и др., 1963).

Отношение  $Al^{IV}/Al^{VI}$  в хлоритах находится в пределах 0,812-0,969. Распределение Al по четверной и шестерной структурным позициям в хлоритах отражено на рис.3, где при почти симметричном распределении алюминия относительно прямой коэффициента распределения отмечается слабо выраженная тенденция к обогащению октаэдрическим алюминием. Преобладание октаэдрического алюминия над тетраэдрическим во всех хлоритах характеризует слабокислую среду минералообразования. В ряду хлоритов, расположенных в порядке возрастания кремнезема (табл.2), по мере уменьшения отношения  $Si/Al^{IV}$  в тетраэдре от 3,68 до 2,58, наблюдается уменьшение железистости от 0,36 до 0,27 и суммы двухвалентных сильных оснований в октаэдре от 11,946 до 11,676. Содержание  $Ca+Na+K$  находится в пределах 0,005-0,075 на ф.ед., за исключением хлоритов образцов 78 и 83 – 0,280-0,766. По Cruz and Novak (2003), повышенные величины  $Ca+Na+K$  в хлоритах образцов 78 и 83, наряду с повышенными отношениями  $Si/Al$  – 3,64-3,68 против 2,58-3,01 в остальных, указывают на возможность нахождения в структуре этих хлоритов гидробиотитовой смешаннослойной примеси.

## Химический состав минералов пропилитовой ассоциации

Оксиды	Хлорит							Эпидот			Калишпат		Альбит		Минетит		Кальцит
	97	79	80	98	96	83	78	86	87	95	81	105	82	88	93	94	99
SiO <sub>2</sub>	28,18	28,24	28,76	28,89	29,20	30,84	31,49	37,50	37,40	37,39	66,16	64,26	67,55	68,10	0,16	0,09	0,206
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,14	0,01	—	0,06	2,69	—	0,07	—	0,03	0,50	0,02	—	0,53	0,06	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,02	15,91	18,36	18,28	16,77	15,84	15,52	22,34	21,96	20,12	18,87	17,02	19,43	18,59	—	0,03	—
FeO	20,47	18,33	18,59	18,59	20,07	18,78	13,81	13,49	13,59	15,41	0,25	0,12	0,09	0,12	89,58	91,79	0,156
MnO	0,42	0,47	0,29	0,38	0,48	0,22	0,26	0,41	0,22	0,62	0,07	—	—	0,07	0,01	0,13	0,075
MgO	19,80	20,33	20,06	20,65	20,26	21,18	20,99	0,02	—	—	—	—	0,01	0,01	0,03	0,01	0,350
CaO	0,04	0,12	0,01	—	0,38	0,11	1,91	22,78	22,81	23,01	0,20	—	0,47	0,28	0,13	0,13	56,674
Na <sub>2</sub> O	—	0,03	0,03	—	—	0,03	0,08	0,01	0,02	0,02	7,83	0,40	11,06	11,03	0,01	0,06	—
K <sub>2</sub> O	—	0,05	0,03	0,01	0,02	0,12	1,33	0,01	—	—	5,87	16,54	0,13	0,12	—	0,07	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,06	—	0,03	0,08	0,07	0,02	0,03	—	0,04	0,02	—	0,05	0,05	0,03	0,02	0,023
Cl	—	0,15	0,03	—	0,02	0,02	0,01	0,12	0,09	—	—	0,019	0,015	—	—	0,27	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,073	0,18	—	0,03	0,06	0,03	0,09	—	—	0,05	0,083	—	—	—	0,04	—	0,074
Σ	88,01	83,87	86,32	86,37	87,44	87,30	88,20	96,60	96,00	96,65	99,40	99,22	98,82	98,36	90,53	92,68	—
в пересчете на 28 O								на 24 O			на 32 O		на 32 O				
Si	5,767	6,045	5,924	5,920	6,073	6,292	6,275	5,995	6,044	6,051	11,938	12,117	11,962	12,111			
Al <sup>IV</sup>	2,223	1,995	2,076	2,080	1,927	1,708	1,725	0,005	—	—	4,012	3,786	4,044	3,889			
Al <sup>VI</sup>	2,342	2,058	2,376	2,326	2,097	2,094	1,916	4,203	4,171	3,833	—	—	—	0,011			
Ti	—	—	0,125	—	—	—	0,407	—	—	—	—	0,068	—	—			
Fe <sup>2+</sup>	3,492	3,280	3,203	3,188	3,427	3,201	2,292	1,797	1,843	2,082	0,030	0,020	0,011	0,021			
Mn	0,074	0,091	0,049	0,062	0,085	0,037	0,018	0,048	0,029	0,077	—	—	—	0,009			
Mg	6,058	6,482	6,171	6,312	6,244	6,439	6,240	0,002	—	—	—	—	—	—			
Ca	—	0,039	—	—	0,073	0,025	0,407	3,776	3,812	3,989	0,030	—	0,085	0,053			
Na	—	—	0,005	—	—	0,005	0,024	0,001	0,002	0,002	2,732	0,136	3,789	3,731			
K	—	0,006	0,005	0,002	0,002	0,25	0,335	0,001	—	—	1,345	3,990	0,043	0,021			
f	0,35	0,34	0,34	0,34	0,35	0,33	0,27	0,30	0,34	0,30							
Al	32,45	29,10	32,20	31,70	29,40	28,30	29,90	42,9	42,5	39,2							
Fe	24,77	23,80	23,20	23,00	25,00	23,89	18,90	18,4	18,5	20,6							
Mg	42,82	47,10	44,60	45,30	45,60	47,91	51,20										
Ca								38,7	39,0	40,2							
Ca+Na+K	0,008	0,045	0,012	0,002	0,075	0,280	0,766										
t в °C	281	250	263	264	248	223	220										

Примечание: железистость эпидота выражена в Fe/Fe+Al

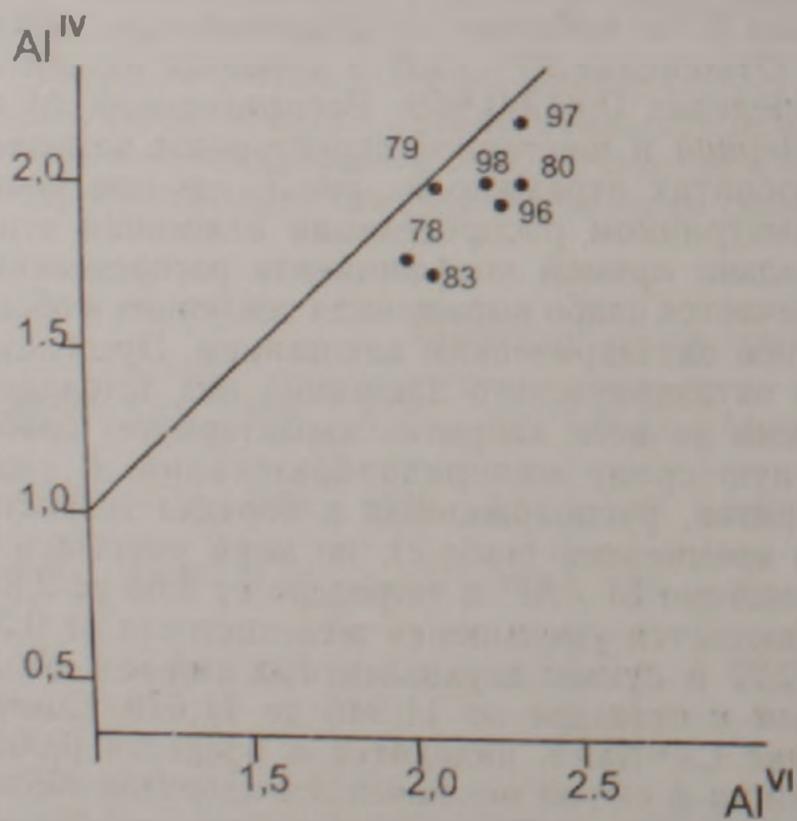


Рис. 3. Распределение Al по структурным позициям в хлоритах.

Температурные условия формирования хлоритов оценивались на основе разработанного

Cathelineau M. and Nieva D. (1985) геотермометра  $t^{\circ} = 106Al^{IV} + 18$ , с корректировкой на отношение  $0,7Fe/Fe+Mg$ . В результате пересчета получен интервал температур 220-280°C (табл.2). С температурой 200°C связано образование смешаннослойных политипных минералов – гидрослюд, хлорит-монтмориллонита и т.д. (Иванов, 1989). Незначительное содержание смешаннослойных минералов Ca+Na+K (0,001-0,028) в составе исследуемых хлоритов позволяет признать эту оценку вполне корректной. Полученный разброс температур подтверждает вывод, полученный при микроскопических наблюдениях, что хлориты пропилитовой ассоциации образовались не одновременно, а в результате последовательных реакций при замещении исходных темноцветных минералов.

**Эпидот** образует короткопризматические или шестоватые кристаллы фиштовато-зеленого цвета с плеохроизмом до желтого; по своей аномальной интерференционной окраске – зеленый второго порядка и отрицательному оптическому знаку определяется как собственно эпидот. Очень редкие бесцветные зерна с высоким рельефом, хорошо выраженной спайностью и аномальным двупреломлением – желтый второго порядка, скорее всего, представлены клиноцоизитом.

Характерным параметром для эпидота является его железистость, выраженная через отношение  $Fe/Fe+Al$  в мол.%. Железистость эпидота находится в пределах 30-34 мол.% (табл. 2, №№ 86, 87, 95). Содержание пистацитового минала составляет 18,5-20,6 мол.%.

Полученный И. Н. Говоровым (1977) температурный интервал устойчивости эпидота, при пониженной активности кальция, ограничивается температурами 370-390°C; с повышением активности кальция поле эпидота распространяется до температуры 320°C. По данным Strens (1965), граница устойчивости минералов группы эпидота, с содержанием железистой молекулы менее 27%, укладывается в интервал 280-320°C. Эпидоты исследуемой пропилитовой минеральной ассоциации характеризуются низким содержанием пистацитовой молекулы (до 20%), и определенная по железистости минерала температура их образования вполне соответствует температурам, полученным для хлоритов.

Железистость эпидота (30-34 мол.%) коррелируется с железистостью хлоритов (0,27-0,36 мол.%), что говорит о равновесности химических замещений.

**Плагиоклаз** наблюдается в виде мутных призматических кристаллов, которые в пределах одного и того же шлифа либо замещены эпидотом (в единичных случаях образуя полные псевдоморфозы замещения), либо остаются мутными незамещенными; некоторые из них содержат пластинки мусковита, концентрирующиеся в центральной части кристалла. Плагиоклаз основной массы более прозрачный, нередко представлен идиобластами, включенными в зерна калиевого полевого шпата; максимальный угол симметричного погасания менее  $10^\circ$ , показатель преломления близок к показателю бальзама (1,53), что соответствует альбиту  $An_{0,8}$ . По данным микронзондового анализа, содержание анортитовой молекулы колеблется в пределах 2-3,8% (табл. 2, №№ 82, 38).

**Калиевый полевой шпат** во вкрапленниках сохраняет идиоморфный габитус, но приобретает мутно-бурую окраску. Представлен анортитом  $Or_{32,5} - Ab_{67,5}$  (табл. 2, № 81). В основной массе породы калиевый полевой шпат представлен слабо пелитизированными ксенобластами с призматическими вростками альбита. Часто вокруг пластинчатых псевдоморфоз хлорита, образовавшихся по биотиту, наблюдается оторочка относительно бурого калиевого полевого шпата. В основной массе калиевый полевой шпат представлен существенно калиевой фазой  $Or_{35} - Ab_{65}$  и соответствует ортоклазу (табл. 2, № 103).

**Кальцит** в виде буроватого мелкозернистого агрегата, вместе с волокнистым хлоритом, слагает псевдоморфозы, образовавшиеся по зеленой роговой обманке (табл. 2).

**Магнетит** мелкими зернами, иногда в виде неправильных прямоугольничков, встречается в основной массе и сопровождается потоками гидроксидов железа (табл. 2).

## Обсуждение результатов

Минеральный парагенезис пропилитов представлен  $Xл+Эп+Аб+Кпш+Мг(Гем)+Ка$  (рутил, сфен). Главными реакциями, характеризующими пропилитизацию, являются: замещения биотита хлоритом, роговой обманки – хлоритом+кальцитом, основного плагиоклаза – эпидотом. Исходные минералы породы в процессе изменения разлагаются не конгруэнтно и с различной скоростью. Скорость реакции замещения роговой обманки и биотита хлоритом намного больше скорости замещения плагиоклаза эпидотом.

Индикаторные минеральные ассоциации (Говоров, 1977)  $Эп+Аб$  и  $Эп+Хл-Ка$  позволяют ориентировочно оценить режим кислотности-щелочности, соответственно в 3,5-5,5 рН, однако, учитывая основные реакции замещения в породе, равно как и характер распределения алюминия по структурным позициям в хлоритах, среда минералообразования скорее соответствует слабокислым условиям.

Нижний температурный предел пропилитовой ассоциации по хлоритовому геотермометру приходится на 220°C; низкое содержание железистого минала в эпидоте указывает на температуру образования эпидота в 280-320°C. Судя по этим данным, реакции пропилитового минералообразования происходили в довольно узком температурном интервале, оцениваемом в 220-320°C.

Главный минерал пропилитового парагенезиса – хлорит (пикнохлорит), неоднородность состава которого отражается, главным образом, колебаниями содержания глинозема при варьирующей железистости. Разброс параметров хлорита, очевидно, можно объяснить интенсивностью метасоматического замещения, для которого при высокой активности воды определяющими являются температурный фактор и режим кислотности-щелочности, незначительные изменения которых обуславливают различия в подвижности магния и железа.

Выявленные закономерности изменения минерального состава исходного диорит-порфирита отражают, прежде всего, характер диффузионного замещения породы при пропилитизации. Вместе с тем, количественные соотношения новообразующихся минералов, особенности характера их развития и химического состава позволяют предположить, что отмеченные реакции замещения фиксируют начальную стадию метасоматической колонки эпидот-хлоритовой фации пропилитов.

Автор глубоко признателен академику Р. Т. Джрбашяну и профессору Департамента Морской Геологии IFREMER Роджеру Экиняну за содействие в деле проведения микронзондовых анализов, сотрудникам лаборатории вулканологии ИГН НАН РА А. Х. Мнацаканян и Ж. С. Вартазарян за обсуждение вопросов, касающихся минералогии и химического состава минералов. Автор выражает глубокую благодарность ст. н. сотруднику лаб. полезных ископаемых Р. Н. Таяну за предоставление необходимых материалов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Говоров И.Н. Термодинамика ионно-минеральных равновесий и минералогения гидротермальных месторождений. М: Наука, 1977, 237с.
- Иванов И.П. Термодинамическое исследование минеральных парагенезисов гидротермально-измененных гранитоидов и пропилитов. В кн: Физико-химический анализ процессов минералообразования. М.: Наука, 1989, с.132-143.
- Карамян К.А. Дорудные и околорудно-измененные породы медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1973, т. XXVI, N 5, с. 25-39.
- Карамян К.А., Таян Р.Н., Арутюнян М.А., Аревшатыан Т.А., Саркисян С.П., Авакян А.А., Маданян О.Г. Постмагматические образования Зангезурского рудного района. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, 199с.

- Костов И. Минералогия. М: Мир, 1971, 320с.
- Мкртчян С.С., Карамян К.А., Аревшатыан Т.А. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1963, 300с.
- Плюснина Л.П. Экспериментальные исследования метаморфизма базитов. М: Наука, 1983, 157с.
- Русинов В.Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах. М: Наука, 1989, 214с.
- Cathelineau M. and Nieva. D. A chlorite solid solution geothermometer: The Los Azufres (Mexico) geothermometer system. Contr. Mineralogy, Petrology, 1985, v.91, p.235-244
- Cruiz, M.D.R., Novak J.K. Metamorphic chlorite and „vermiculitic” phases in mafic dikes from the Maláguide Complex (Betic Cordillera, Spain). Eur. J. Miner., 2003, v 15, p.67-30
- Hey M. H. A new review of the chlorites. Mineral Mag. 1954, 34, N3, p.441-464.
- Strens R.C.J. Stability and relations of the Al-Fe epidotes. Miner. Magazine, 1965, 35, N 271, p.454-475.

Рецензент А.Х. Мнацаканян

## ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ԳՆԱՀԱՅՈՒՄԻ ՔԱՉԱՐԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ԴԱՇՏԻ ԴԻՈՐԻՏ-ՊՐՈՓԻԼԻՏՆԵՐՈՒՄ

Մ.Ա. Հարությունյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հիդրոթերմալ համակարգի ձևավորմանը, որի հետ կապված են պղինձ-մոլիբդենի ու ոսկու հանքակուտակումները, նախորդում են մինչհանքային պրոպիլիտիզացիան և երկրորդական բվարցիտների առաջացումը: Հոդվածում քննարկվում են դիորիտ-պորֆիրիտներով առաջացած պրոպիլիտների միներալային կազմը, միներալների հարսւբերությունները ու քիմիական կազմի հատկությունները: Դա հնարավորություն է տալիս գնահատել զուգորդման առաջացման պայմանները՝ ջերմաստիճանը՝ 220-320°C, թթվայնության ուժիւնը՝ թույլ թթվային: Որպես գլխավոր գործոն միներալագոյացման մեջ առաւծնացվում է H<sub>2</sub>O:

## THE CHARACTER OF PREORE PROPYLITIZATION OCCURRENCE IN DIORITE-PORPHYRITES OF THE KAJARAN ORE FIELD

M.A. Harutyunian

Abstract

The article considers peculiarities of chemical composition of minerals of epidote-chlorite facies of pre-ore propylites formed during diffusive replacement of diorite-porphyrines. A temperature interval of mineral formation by epidote-chlorite geo-thermometer varies 220-320°C. The alkaline-acid regime by indicator mineral associations is 3.5-5.5.pH. The character of evolution of minerals of propylite paragenesis proves that during metasomatic replacement decisive are high activity of water, a temperature factor and the acid-alkaline regime.

## ФАЗОВО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБСИДИАНОВ ГЕГАМСКОГО ХРЕБТА ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ

© 2008 г. В. Р. Израелян

0009, Ереван, ЗАО Горнометаллургический институт, ул. Корюна, 14, Республика Армения  
e-mail: v\_israelyan@mail.ru

Поступила в редакцию 20.02.2008 г.

В статье приведены результаты электронно-микроскопического исследования обсидианов Гегамского хребта (Армения). Из множества разновидностей обсидианов этого месторождения в данной статье приведены результаты исследований двух месторождений. В этих, практически рентгеноаморфных образцах в режиме микродифракции электронов были идентифицированы минералы из группы глин и цеолитов, которые никак не могут быть матричными. Постмагматические эти новообразования, сформированные в результате взаимодействия гидротермов различного состава и температуры, в определенной степени проливают свет на физико-химические условия формирования этих месторождений. Кроме того, полученные результаты позволят разработать технологии синтеза продукции различного назначения на основе обсидианов.

Интерес к строению и фазовому составу природных стекол обусловлен их широким применением в различных областях промышленности и техники как в естественном, так и переработанном виде. Многие из природных стекол и материалов, в которых стеклофаза составляет основную часть, являются также сырьем для получения техногенной продукции (петростиллаты, цеолиты, адсорбенты, теплозвукоизоляционные и др. материалы). Данные об их строении, фазовом составе позволяют усовершенствовать существующие и разработать новые эффективные технологии переработки, получить изделия с заданными свойствами, расширить области их применения, управлять процессами структурообразования композиционных материалов на их основе.

Одним из кардинальных вопросов общей проблемы строения стекла является вопрос характера и степени его неоднородности. Эти вопросы имеют особое значение для вулканических стекол, что обусловлено сложностью состава матричного расплава, переменчивостью P – T условий магматического очага и магмопроводящей системы, как и разнообразием форм извержения и условий охлаждения.

Кроме того, данные о строении и фазовом составе стекол позволяют решить некоторые спорные вопросы, касающиеся физико-химических параметров магматических очагов, что важно для общей вулканологии и экспериментальной минералогии и петрологии.

Наряду со всей этой генетической информацией, они содержат также информации о постмагматических процессах, влияющих на фазово-структурные характеристики матричного продукта.

В выявлении этих вопросов решающая роль принадлежит кристаллической составляющей стекла, которая практически недоступна для петрографии и рентгенографии.

Из всех методов физико-химического анализа наиболее информативным является электронная микроскопия, что обусловлено высокой разрешающей способностью.

Характерной особенностью обсидианов практически всех месторождений Армении является то, что даже в пределах одного месторож-

дения они отличаются окраской, текстурой, блеском, степенью прозрачности и многими внешними признаками.

Нами ранее были проведены микроструктурные исследования множества обсидианов из различных месторождений Армении (Израелян, 1981; Israelyan, 1995; Armenian Obsidians..., 1998).

Обсидианы Гегамского хребта также представлены множеством разных типов, отличающихся окраской, текстурой и другими внешними признаками. По этим признакам нами отобраны порядка 12 разновидностей.

Исследованию были подвергнуты однородные черные прозрачные, мориноподобные, а также прозрачные, полосчатые с белым налетом вдоль полос, полосчатые с разной окраской полос, придающей им агатовую текстуру. Эти полосы окрашены в сероватый, беловатый, коричневато-бежевый и черные цвета. Ширина полос не превышает 0,8 – 2,5 мм.

Кроме этих разновидностей были отобраны также прозрачные коричневатые с белыми волокнистыми включениями, окрашенные в фиолетово-оранжевато-желтоватые цвета разности и многие другие. Описание этих разновидностей, как и результатов исследования в пределах одной статьи не представляется возможным.

В настоящей статье приводятся результаты исследования черного полосатого, с белым налетом на полосах, образца (Г-5) и обсидиана с разноокрашенными полосами (Г-4).

По химическому составу эти образцы мало отличаются друг от друга (табл. 1). По содержанию микроэлементов они также близки.

Электронномикроскопический анализ осуществлен методом одноступенчатых Pt / C реплик, полученных после травления естественных сколов в 0,5% HF в течение 5 секунд. Кроме этих препаратов были получены также реплики с экстракцией, что было необходимо для проведения исследований в режиме микродифракций электронов. Этот метод позволяет четко идентифицировать кристаллические составляющие. В качестве эталона, для определения константы прибора, была использована методика напыления на поверхность препарата Al, Au, Ag или Cu.

Результаты проведенных исследований поз-

волили в этих разновидностях выявить минералы, которые никак не могли быть матричными.

В образце Г-5 (черно-прозрачный с белым налетом в полосках) были идентифицированы минералы, явно вторичного образования.

Они представлены глинистыми минералами, гидрослюдами и минералами из группы цеолитов.

Из глинистых минералов были идентифицированы каолинит  $d/n - 7,1; 3,55; 2,48; 2,33$  диккит  $d/n - 3,59; 2,58; 2,54; 2,34$ ; монтмо-

Таблица 1

Результаты химического анализа исследованных обсидианов

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	п.п.п	Σ
Г-4	75,00	15,12	0,94	0,80	0,13	0,20	0,04	0,45	сл.	3,06	4,00	н.о	0,22	99,96
Г-5	74,49	14,92	1,29	1,22	0,13	0,10	0,05	0,85	сл.	3,50	3,06	н.о	0,49	100,1

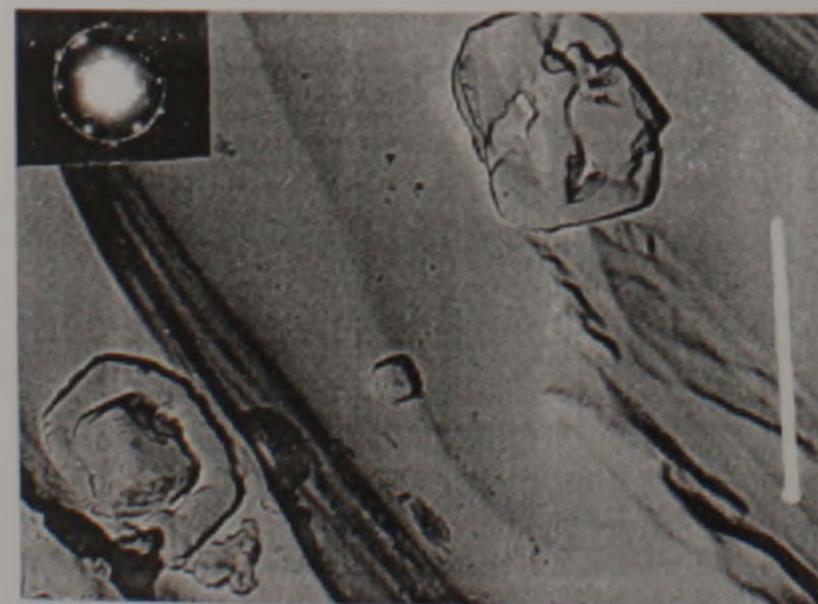
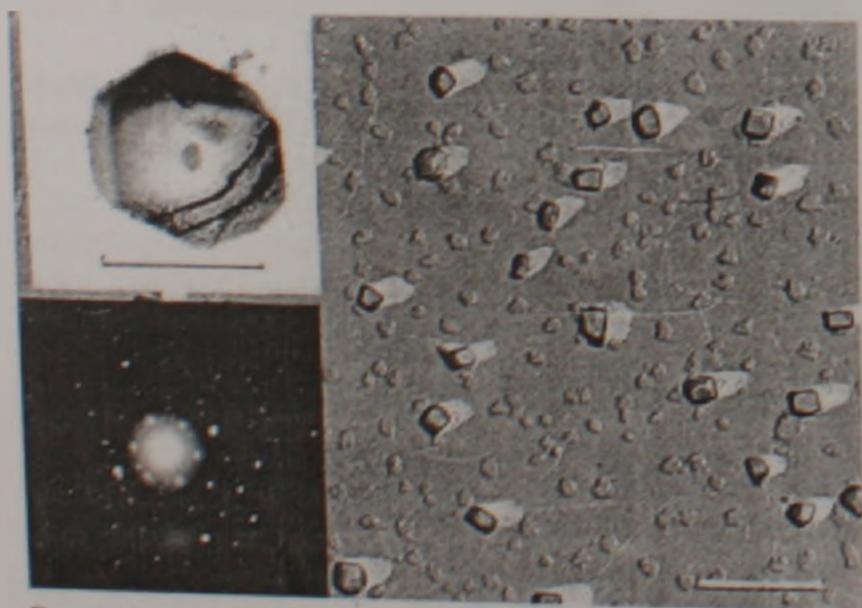
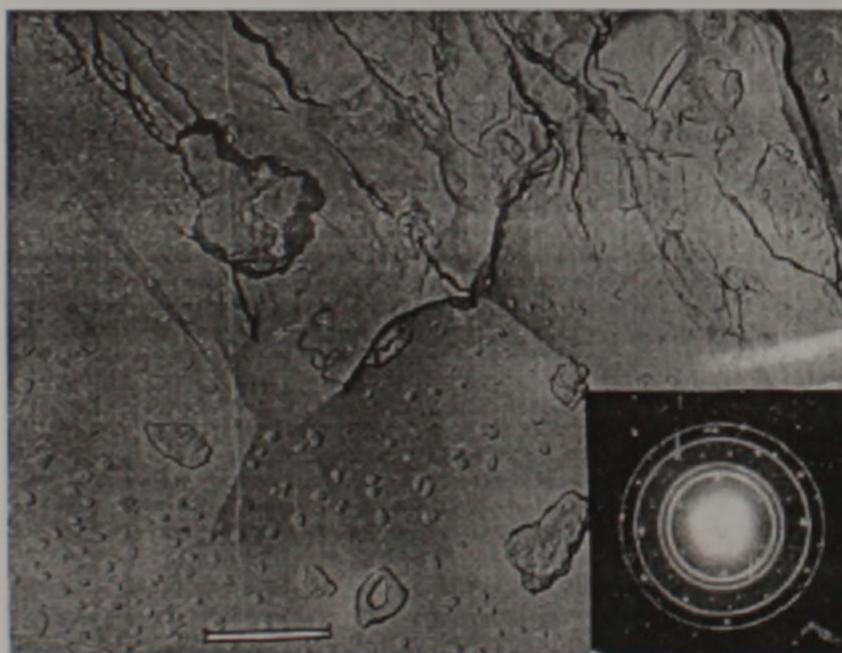
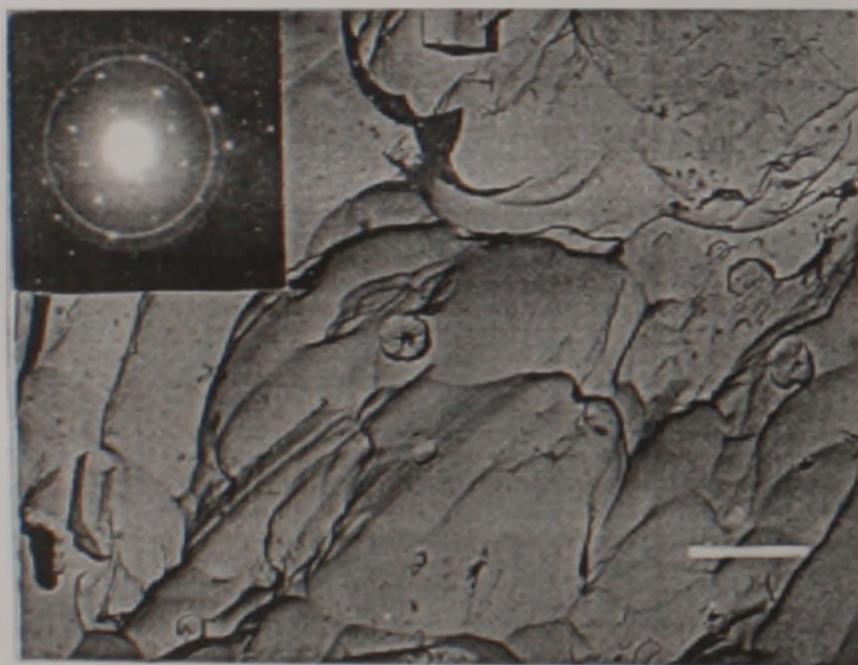
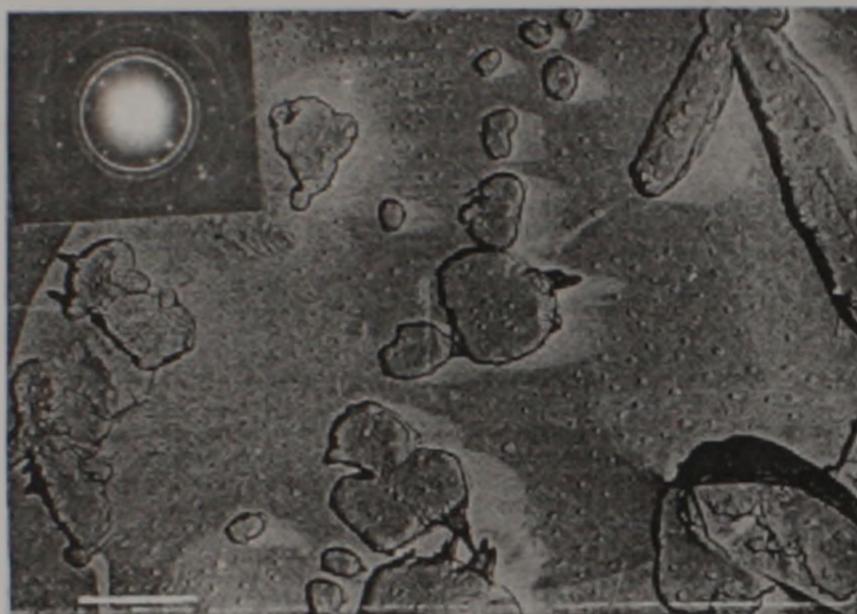
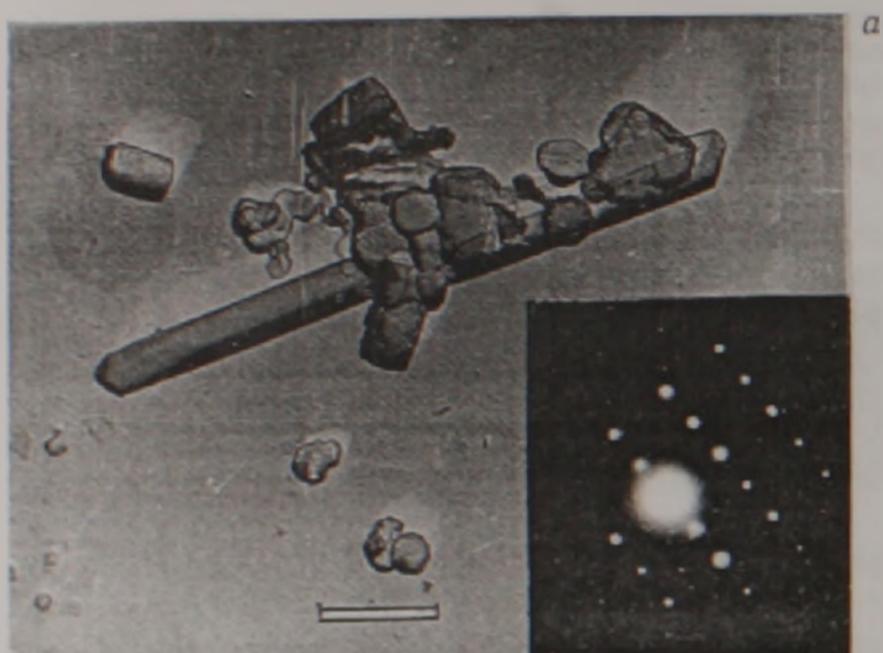


Рис. 1. Электронные микрофотографии и микроэлектрограммы обр. Г-5, а - диккит, б - каолинит, в - цеолиты.

Рис. 2. Электронные микрофотографии обр. Г-4: а - серовато-белая полоса, б - коричнево-бежевая полоса, в - черноватая полоса.

риллонит  $d/n - 4,49; 3,07; 2,56; 1,68$  (рис.1а, б), а из цеолитовых минералов были идентифицированы высококремнистые клиноптилолит  $d/n - 8,9; 7,9; 3,97; 3,95$  и морденит  $d/n - 9,03; 4,51; 3,91$  (рис.1в).

Образец Г-4 был исследован по отдельным прослойкам.

В серовато-белой полоске были идентифицированы гейландит  $d/n - 5,09; 4,64; 3,91; 3,42$  и анальцит  $d/n - 5,61; 3,43; 2,92$ ; (рис.2а).

В коричневато-бежевой полоске было выявлено наличие гидробиотита  $d/n - 2,59; 1,66; 1,53$ ; ферригалуазита  $d/n - 4,45; 3,68; 2,33; 1,48$  (рис.2б).

В черноватой полосе кроме этих минералов были идентифицированы также натролит  $d/n$

$- 6,53; 5,87; 4,64; 4,36$  и томсонит  $d/n - 6,6; 4,64; 3,51; 2,95; 2,86$  (рис.2в).

Кроме реплик с экстракцией эти образцы были исследованы также с помощью суспензионных препаратов и псевдореплик, полученных с суспензионных препаратов. Суспензионные препараты изготавливались из общей пробы.

В этих препаратах очень четко выделялись слюдистые составляющие (рис.3а,б), а также минералы группы цеолитов (рис.3в).

**Результаты и обсуждение.** Полученные результаты указывают на то, что в магматическом очаге описываемых обсидианов функционировали гидротермы различного состава, которые, взаимодействуя с вулканическим стеклом, генерировали вышеописанные новообразования. Эти взаимодействия описаны в различных работах (Петров, 1967; Сидоренко, 1980).

В изученных нами обсидианах различных месторождений Армении (как современной, так и Западной), а также Камчатки, наличие таких новообразований ранее не наблюдалось. В качестве эталона были использованы морионоподобные обсидианы Артенинского месторождения Армении, как наиболее чистые, не подвергнувшиеся вторичным воздействиям.

Однако, при других исследованиях было установлено, что вулканические стекла, в том числе и обсидианы, обладают способностью вступать в химические реакции, что обусловлено их микронеоднородным строением (Израелян, 1998).

Полученные результаты в определенной степени проливают свет на спорные вопросы генезиса как глинистых минералов, так и цеолитов.

**Заключение.** В результате исследований, проведенных методом электронной микроскопии, были получены результаты, которые в определенной степени расширяют представления о механизме формирования месторождений глинистых минералов и цеолитов.

Полученные результаты позволяют также разработать технологии для синтеза техногенной продукции различного назначения на основе обсидианов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Израелян В.Р. Исследования структуры обсидианов и перлитов некоторых месторождений Армянской ССР. В сб.: Перлит. М.: Наука, 1981 с 187-194.
- Израелян В.Р. Вулканогенные пористые заполнители для бетонов. Ереван: Изд. Айастан, 1998, 119 с.
- Петров В.П. Вулканическое стекло и цеолитообразование. Сб.: «Водные вулканические стекла и минералы» М.: Наука, 1967.
- Сидоренко А.В. Проблемы геологии цеолитов. В сб.: Природные цеолиты, М.: Наука, 1980, с. 5-30.
- Israelyan V. Nanostructural peculiarities of volcanic glasses. IV Int. Congr. On advanced materials, Cancun, Mexico 1995, CD ROM.
- Armenian Obsidians structure and phase composition. Mat. Of XVII Intern. Congr. On glasses, San Francisco - 1998, CD ROM.

Рецензенты А.Х.Мнацаканян и С.Г.Каранетян



Рис 3. Электронные микрофотографии суспензионных препаратов и псевдореплики. а, б – слюдистые минералы, в – минералы группы цеолитов

**ԳԵՂԱՄԱ ԼԵՌՆԱԵՂԹԱՅԻ ՕՐՍԻՊԻԱՆՆԵՐԻ ՖԱՋԱՅԻՆ ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱԿԱՆ  
ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԷԼԵԿՏՐՈՆԱՅԻՆ ՄԻԿՐՈՍԿՈՊԻԱԿԱՆ  
ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԻ ՀԱՄԱՉԱՅՆ**

**Վ.Ռ. Իսրայելյան**

**Ամփոփում**

Հոդվածում բերված են Գեղամա լեռնաշղթաի օրսիդիանների էլեկտրոնային միկրոսկոպիայի եղանակներով հետազոտությունների արդյունքները:

Ստացված արդյունքները ցույց տվեցին, որ նրանցում գոյություն ունեն այնպիսի միներալներ, որոնք առաջնային լինել չէին կարող: Դրանք ներկայացված են կավային, ցեոլիտային, հիդրոփայլարային խմբերի միներալներով:

Սրանք առաջացել են տարբեր ջերմաստիճանների և քիմիական բաղադրակազմերի հիդրոթերմների հետ փոխազդելու հետևանքով:

Ստացված արդյունքները ընդլայնում են համապատասխան հանքավայրերի առաջացման հետ կապված պատկերացումները:

Սրանք հետմագմատիկ, երկրորդային նոր առաջացումներ են, որոնք արյունք են հրաբխային ապակու քիմիական տարբեր բաղադրակազմերի և ջերմաստիճանների ստորգետնյա ջրերի (հիդրոթերմեր) հետ փոխազդեցությունների հետևանքով:

Դրանից բացի, ստացված արդյունքները հնարավորություն կնձեռնեն մշակել տեխնոլոգիաներ օրսիդիանների հիման վրա տարբեր նշանակության տեխնոգեն արսուադրանքներ ստանալու ուղղությամբ:

**PHASE - MINERALOGICAL PECULIARITIES OF THE GEGHAM RANGE  
OBSIDIANS BY ELECTRONIC MICROSCOPY DATA**

**V.R. Israelian**

**A b s t r a c t**

The article highlights the outcomes of electronic microexamination of the Gegham Range obsidians and covers 2 deposits only. In electron micro-diffraction condition we identified clay- and ceolite- group minerals that could nowise be matrix. To a considerable extent these post-magmatic neo-formations formed as a result of interaction of different-composition and different – temperature hydrotherms explain physico-chemical conditions of formation of the studied deposits. Besides, the obtained outcomes would underpin the development of a technology of synthesis of obsidian-based products for various purposes.

## ВРЕМЕННОЙ АНАЛИЗ ГИДРОГЕОДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

© 2008 г. Р. А. Пашаян

Институт геологических наук НАН РА  
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
E-mail: romella.pashayan@geology.am  
Поступила в редакцию 05.12.2007 г.

В работе сделан анализ данных гидрогеодинамических наблюдений по скважинам с учетом сейсмического режима. Дана характеристика мест расположения скважин, исходя из блокового строения земной коры Армении. Было проведено сопоставление гидрогеодинамического режима с участками тектонической напряженности. Изучен характер распределения гидрогеодеформационных процессов во времени и пространстве.

Методом гидрогеодинамического мониторинга земной коры велись и ведутся по настоящее время наблюдения за уровнем вод гидрогеодинамических скважин региона, гидродеформационными процессами и сейсмическим режимом. На территории Армении выделены крупные зоны земной коры, геодинамика которых обуславливает сейсмичность территории. Самая крупная зона – это складчатая зона Армении, протягивающаяся от окрестностей г. Гюмри на СЗ до г. Мегри на ЮВ. В пределах зоны действуют 8 гидрогеодинамических скважин: № 2, 3, 8, 11, 12, 18, 22, 27. Скважины № 1, 10, 15, 9 расположены в Сомхето-Карабахской зоне, скв. № 7 – в Капанской зоне, скв. № 21 – в Приараксинской депрессии. Повышенную информативность имеют скважины № 2, 9, 15, 12, 27, расположенные на расстоянии от 0.2 до 3 км от разлома (Пашаян, Саргсян, 2006). Это свидетельствует о том, что в приразломных структурах влияние таких факторов, как деформация среды и тензочувствительность системы на формирование гидрогеодинамических эффектов значительно выше, чем в блоке.

### Гидрогеодинамические данные

Имеются продолжительные временные ряды по уровню вод наблюдательной сети гидрогеодинамических скважин региона Армении. Прослежены сезонные изменения уровня вод по некоторым скважинам. Явно выраженный сезонный ход наблюдается по скважинам Ноемберян, Иджеван, Ширакамут, Ашоцк, Карчахпюр, Ехегнадзор, Октемберян (№ 1, 15, 12, 10, 27, 22, 2). Отсутствует сезонный ход уровня вод в скважинах Горис, Амасия, Азатан, Кучак, Арташат (№ 7, 9, 11, 18, 21). Сезонные изменения уровней вод в скважинах № 1, 15 имеют большую амплитуду, что объясняется пьезопроводимостью водовмещающих пород (скв. № 1) и карстовых образований (скв. № 15). Пилообразные колебания уровня воды наблюдались в скв. № 15, что является отражением физико-химических процессов в системе скважина-водоносный пласт. Влияние атмосферного давления незначительное, к примеру, для скважины Ноемберян коэффициент барометрической эффективности колеблется от

0.01 до 0.04 см/ГПа. По колебаниям уровней вод в гидрогеодинамических скважинах № 1, 15 выявлены эффекты, предшествующие землетрясениям с магнитудой  $M \geq 4.0$ , длительность эффектов 1-1.5 месяца, графически эффекты имеют форму купола и бухты положительного или отрицательного знака. Сква. № 10, 9, 12 входят в тектонический блок, который примыкает к Транскавказской зоне и характеризуется активной геодинамикой. В скв. № 10 с 1996 года наблюдалось понижение уровня вод, а также слабо выраженная периодичность колебания уровня. С 1990 года в скв. № 9 произошло понижение уровня воды на 2.0 м, вероятнее всего это объясняется резкой разрядкой накопленного до и после Спитакского землетрясения напряжения, то есть сжимающих усилий тектонических блоков по Кармакар-Спитакскому разлому. Гидрогеодинамические эффекты, предшествующие землетрясениям с  $M \geq 3$ , выявлены по колебаниям вод скважин. Наибольшее количество эффектов, предшествующих землетрясениям, имели место по скважинам № 9, 10, 12, 27, длительность эффектов 1-2 месяца, форма эффектов – купол, бухта, ступенчатое поднятие или опускание уровня воды в скважине. Начиная с 1994 года, по колебанию уровня воды скважины № 27 наблюдается трехступенчатое непрерывное поднятие, что, вероятно, указывает на тектоническую активность Севанского блока. Скважина № 18 характеризуется многоступенчатым и непрерывно повышающимся уровнем подземных вод. Начиная с 1990г. до середины 1994г., в пределах Апаран-Анкаванского тектонического блока наблюдалось непрерывное наращивание напряжения, связанное с подвижками указанного блока, главным образом в северо-восточном направлении. Далее, с 1999г. уровень воды в скв. № 18 медленно поднимался. Для уровня данной скважины характерно присутствие приливных колебаний, что является показателем реакции системы скважина-пласт на изменение объемной деформации. Сезонные колебания уровня воды в скважине № 22 (обычно самоизливающая) нарушены сильными скачкообразными аномалиями, что, очевидно, можно объяснить тектоническими подвижками на границе блоков Цахкунк-Зангезурской зоны. Наблюдалось повышение

уровня воды в скважине на 1 м в 1995 и 2004 гг. Гидрогеодинамические эффекты по колебанию уровня данной скважины наблюдались перед землетрясениями с  $M \geq 2.5$ , длительность эффекта 0.5–1.0 месяц, форма эффекта – бухта. В скважине №11 наблюдалось понижение уровня воды на 20 см за период 1990–1999 гг., затем повышение уровня, начиная с 2000 года. Наблюдаются пилообразные колебания уровня вод в скважине №11 (рис.1). Понижение уровня воды в скв. №21 наблюдалось с 1993 по 1997 гг., затем последовало повышение.

Гидрогеодинамические эффекты по колеба-

## Сейсмический режим региона

Исходя из того, что сейсмичность является одним из индикаторов современной геодинамической активности, в статье более подробно рассмотрены данные по сейсмичности. Сейсмический режим региона представлен каталогом землетрясений за 1991–2006 гг. (данные НССЗ). В работе сделана выборка землетрясений с  $M \geq 3$  и построена гистограмма (рис.3), показывающая распределение произошедших землетрясений во времени. Карта (рис.4) с нанесением очагов вы-

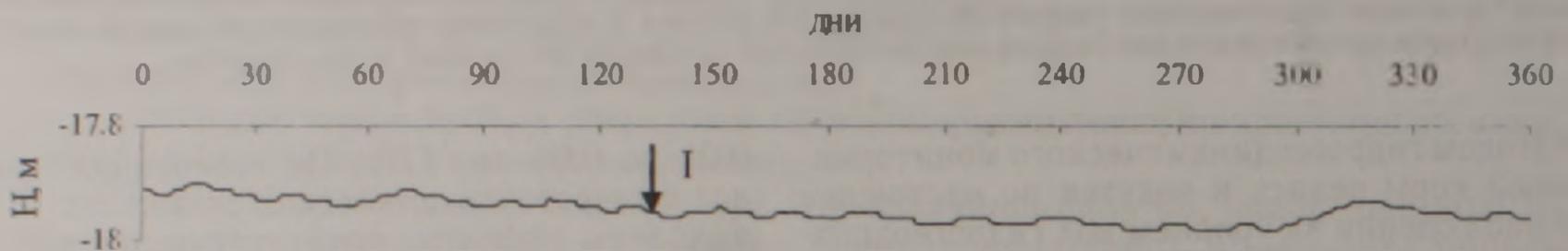


Рис.1. Уровень воды по скважине №11 за 2006г. Землетрясение I –  $M=3.52$ ,  $D=57.14$  км,  $\epsilon=10^9$ .

ниям уровней вод скважин №11, 21 перед землетрясениями с  $M \geq 2.5$ , длительность эффекта 1.0–1.5 месяца, форма эффектов в большинстве случаев ступенчатая. По уровню воды скважины №2 наблюдается тренд на повышение (рис.2). Гидрогеодинамические эффекты наблюдаются перед землетрясениями с  $M \geq 4$ , длительность эффекта 1.0–1.5 месяца, форма эффекта – ступенчатая.

шеперечисленных землетрясений отражает пространственное распределение сейсмических событий по всему региону Армении

Наибольшее скопление событий сконцентрировано на севере, на Джавахетском нагорье, локализация нескольких событий наблюдается в Транскавказской зоне и в восточной части озера Севан вдоль Памбак-Севанского разлома, ряд очагов землетрясений располагается вдоль Гарнийского разлома.

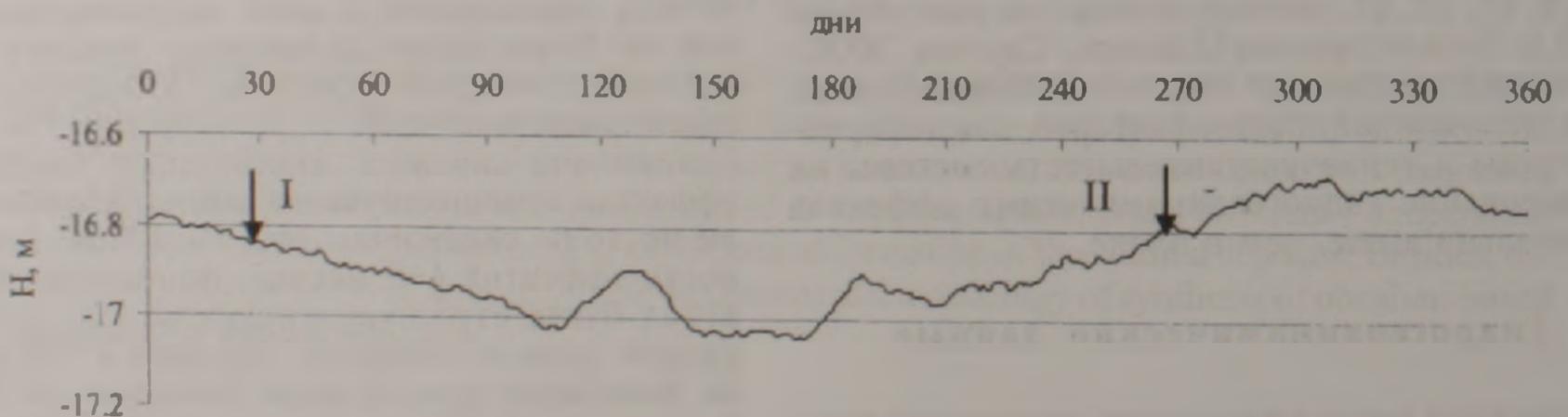


Рис.2. Уровень воды по скважине №2 за 2006г. Землетрясения: I –  $M=2.2$ ,  $D=24$  км,  $\epsilon=10^{10}$ , II –  $M=2.52$ ,  $D=28$  км,  $\epsilon=10^{10}$

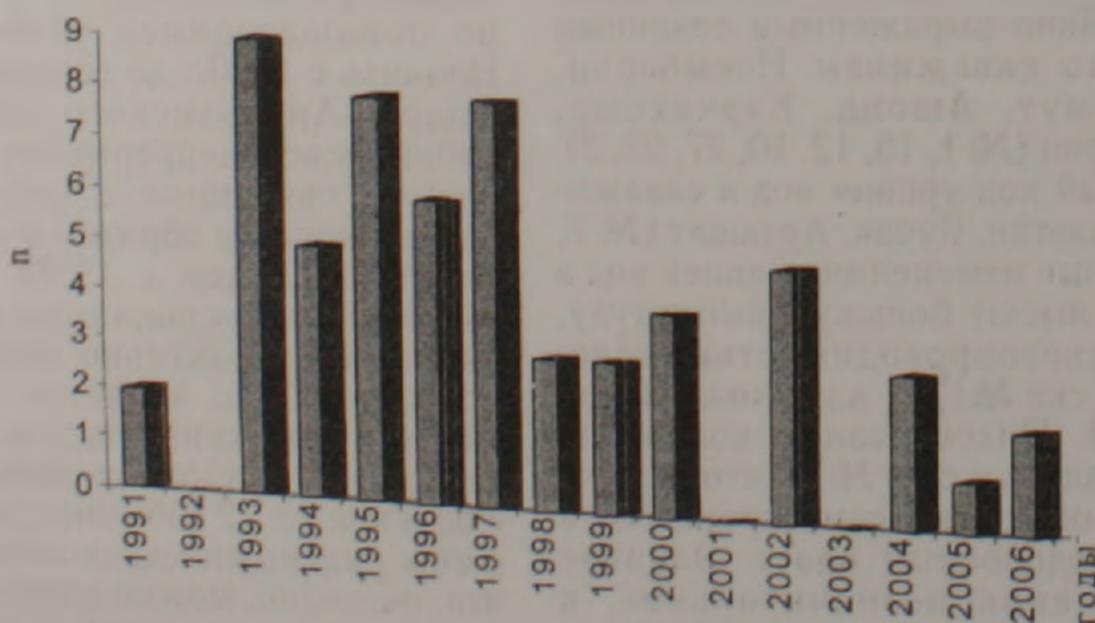


Рис.3. Гистограмма землетрясений с  $M > 3$

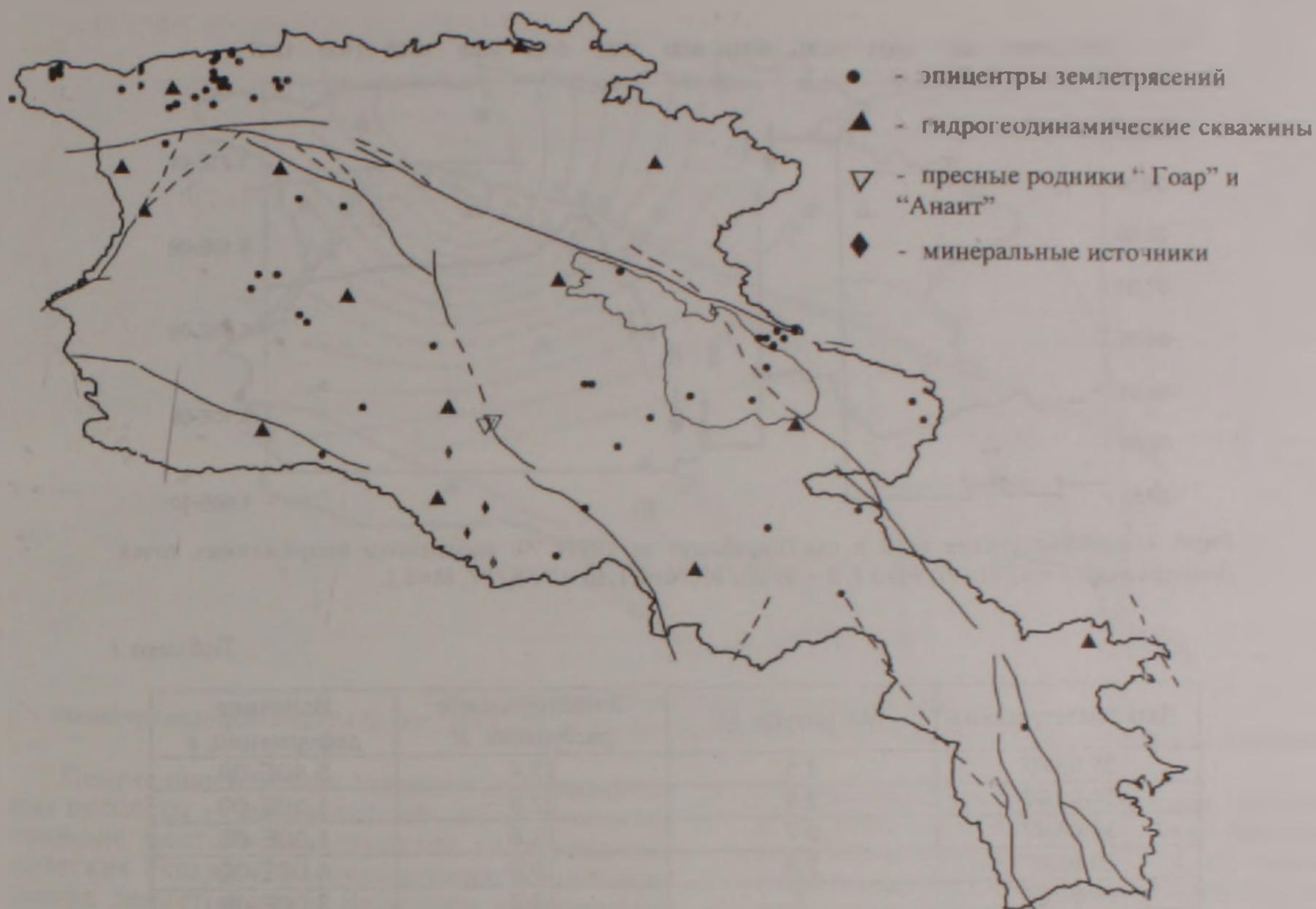


Рис.4 Карта очагов землетрясений с  $M > 3$  за 1991-2006гг

Последовательность очагов землетрясений протягивается в поперечном направлении (предположительно по Гарнийскому разлому), а в Сомхето-Карабахской зоне сейсмические события отсутствуют. Таким образом, исходя из рассмотренных данных по сейсмическому режиму, выявляются напряженные и относительно спокойные участки территории Армении, т.е. места, где происходит накопление энергии и наоборот.

### Гидрогеодеформационные процессы

Целью гидродинамического мониторинга являлось получение информации об изменении деформации во времени из-за воздействия сейсмической активности. Для изучения гидродеформационных процессов и выделения гидрогеодинамических эффектов рассматривались реальные деформации, которые развивались на месте расположения скважины, в зависимости от ее расстояния до эпицентра землетрясения. Величина деформации определялась по формуле И.П. Добровольского (1984):  $\epsilon = (R/10^{0.413M-2.06})^{-3}$ , где  $R$  – эпицентрально-расстояние,  $M$  – магнитуда.

По всем скважинам были пересчитаны деформационные величины напряжения. Для всех значительных землетрясений с  $M > 3$  был произведен анализ величин, пересчитанных от этих землетрясений, и выявлены некоторые аномальные значения, связанные с тектонической напряженностью. В статье это приводится на примере

вариаций уровня воды в скважине Ширакамут. проводили сравнение приведенных величин уровня воды и кривой изменения значений деформаций, пересчитанных от магнитуд землетрясений, произошедших за этот период на расстоянии 30–87 км от скважины. На графике (рис.5) показано изменение колебания уровня воды в скважине вследствие тектонической напряженности. Гидрогеодинамический эффект, предшествующий землетрясению, по вариации уровня (бухтообразное понижение) совпадает с повышенным параметром тектонической напряженности ( $\epsilon = 10^8$ ). Однако, опыт изучения гидрогеодинамических эффектов, предшествующих землетрясениям, показал, что подготовка землетрясений может сопровождаться эффектами при меньшей величине деформации ( $\epsilon = 10^9$ ), исходя из тензочувствительности системы скважина-пласт (Пашаян, Саргсян, 2006). Далее, в работе рассматривалась зависимость величин расчетной деформации от магнитуды произошедших землетрясений. Составлен график зависимости (рис.6), по которому видно, что зависимость носит нелинейный характер.

Для составления графика были использованы данные параметров землетрясений, приведенные в табл.1.

Основным механизмом гидродинамических эффектов в связи с землетрясением является деформирование среды, действие которого определяется свойствами среды в окрестности

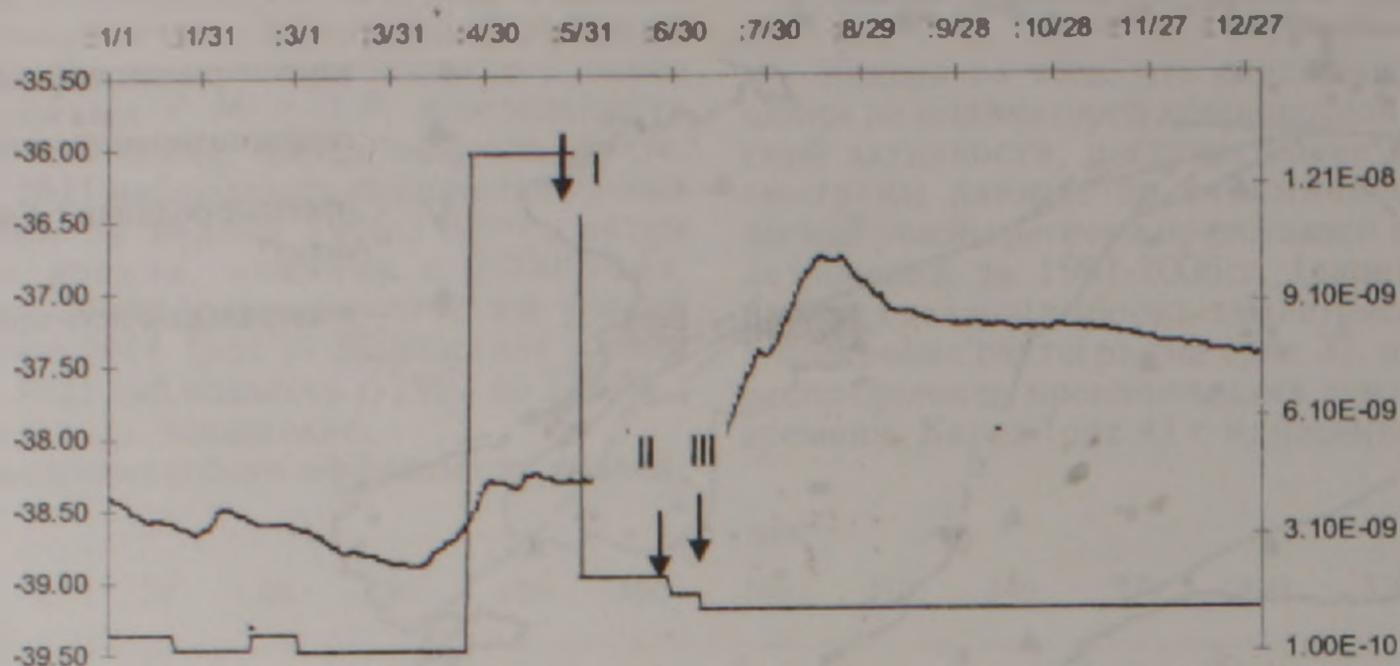


Рис.5. Изменение уровня воды в скв Ширакамут за 1997г. с выделением напряженных точек. Землетрясения I – 5/31/97, M=3.7, II – 6/28/97, M=3.1, III – 7/8/97, M=3.1

Таблица 1

Дата землетрясения	Магнитуда, $M$	Эпицентральное расстояние, $R$	Величина деформации, $\epsilon$
25.03.07	2.5	13.4	5,40E-09
14.01.07	2.5	22.8	1,10E-09
12.03.07	2.7	11.6	1,50E-08
20.03.07	2.8	19.8	4,00E-09
04.09.07	3	12.2	3,00E-08
11.04.07	3	28.9	2,20E-09
11.03.07	3.1	14.5	2,40E-08
11.03.07	3.1	35.7	1,60E-09
09.07.07	3.2	14.9	2,90E-08
09.07.07	3.3	11.3	3,80E-08
24.05.07	3.52	11.6	1,00E-08
12.01.07	3.7	50.7	2,80E-09

пункта наблюдения и его расположением относительно гипоцентра землетрясения. В статье Р.А.Пашаян, А.З.Саргсян (2006) приводилась карта с нанесением гидродеформационного поля региона, которое определялось по вычисленным значениям деформации вокруг каждой гидро-

геодинамической скважины в зависимости от ее расстояния до эпицентра землетрясения и магнитуды. В данной работе по приведенной формуле было рассчитано гидродеформационное поле северной и центральной частей региона Армении (рис.7) после землетрясения, произошедшего 24.05.06,  $M = 3.52$ .

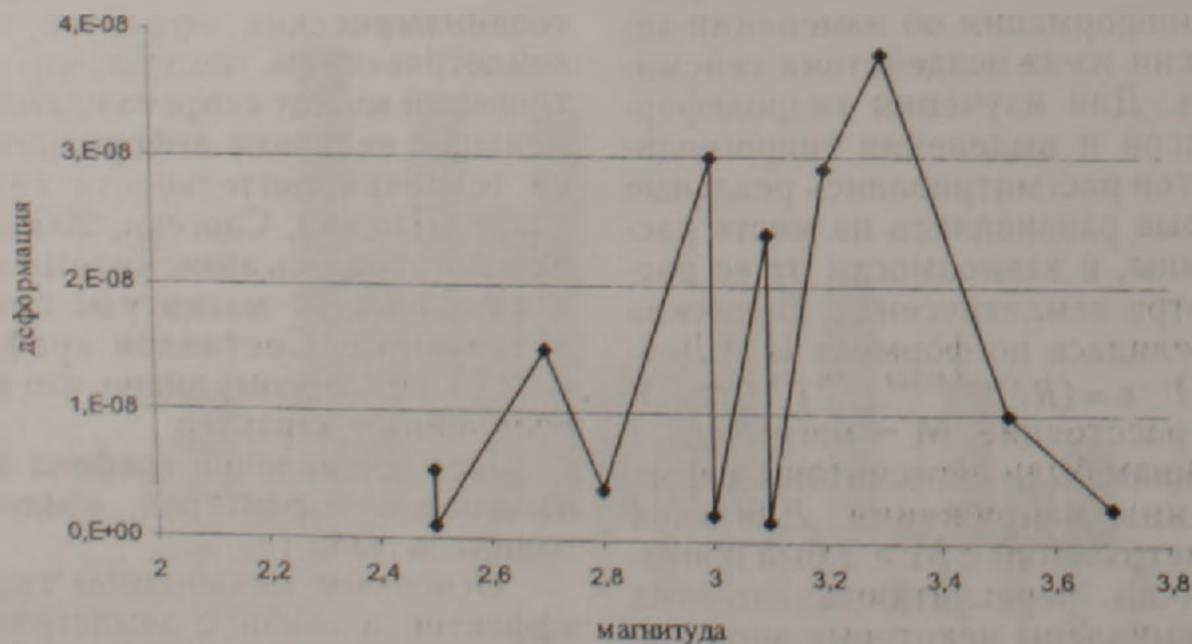


Рис.6. Зависимость значений деформации от магнитуды землетрясений.

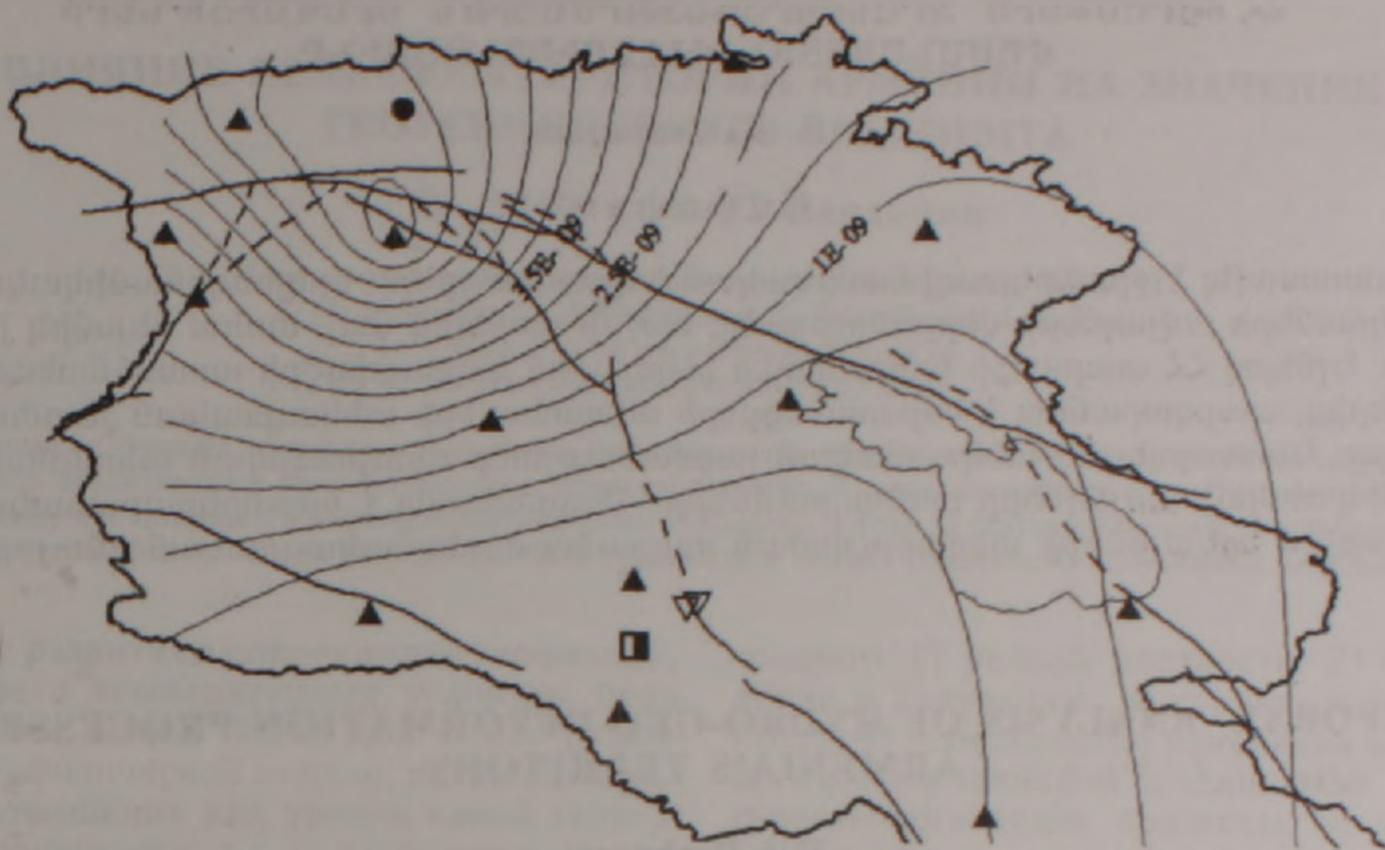


Рис 7. Гидродеформационное поле земной коры

• – эпицентр землетрясения (24.05.06г.,  $M=3,52$ ), ▲ – гидрогеодинамические скважины, 1E-09 – изолиния деформации

Полученная картина отражает деформационные процессы и распределение их по латерали, имевшие место в окрестностях гидрогеодинамических скважин, расположенных вокруг эпицентра землетрясения. Величины деформаций, рассчитанные вокруг скважин, расположенных на разном расстоянии от эпицентра очага землетрясения (24.05.06,  $M=3,52$ ), локализуют напряженные участки в основном вокруг скважин Ширакамут (N12) и Гукасян (N10). Близко от эпицентра землетрясения на расстоянии 27 км располагалась гидрогеодинамическая скважина Ширакамут.

Поверхностное распределение деформаций имеет относительно равномерный характер, при этом интервал изменения величин деформаций  $\epsilon = 10^3 \div 10^6$ . Анализ гидрогеодеформационного поля (рис. 7) показал, что зона вокруг гидрогеодинамических скважин NN10,12 совпадает с зоной деформации сжатия.

По уровню вод данных скважин отмечались гидрогеодинамические эффекты в виде бухтообразного поднятия перед землетрясением, вариаций уровней вод по остальным скважинам рассматриваемого напряженно-деформационного поля, также наблюдались эффекты, предшествующие землетрясению, но очень слабые, поскольку происходило убывание тектонического напряжения среды с удалением от эпицентра очага землетрясения.

### Выводы

– Выявленные периодические вариации уровней вод скважин № 11, 18, 27 можно отождествлять с воздействием приливообразующих сил.

- Малоамплитудные периодические вариации подземных вод, вызванные пилообразными колебаниями вод скважин № 11, 15, связаны с медленным подъемом уровня воды и резким его спадом и указывают на наличие слабых деформаций.
- По изменениям уровней вод в скважинах тектонических блоков тренды повышения или понижения уровня подземных вод скважин № 2, 1, 27, 15 в дальнейшем можно будет использовать в качестве индикатора определения активности тектонических блоков.
- Исходя из сейсмического режима, наибольшее количество землетрясений с  $M > 3$  произошло на севере территории Армении и в восточной части оз. Севан, а также в поперечном направлении (предположительно по Гарнийскому разлому).
- Пространственно-временной анализ показал закономерности развития гидрогеодеформационных процессов, как распределение геодинамической напряженности, так и характер влияния их на уровень подземных вод.

### ЛИТЕРАТУРА

- Добровольский И.П. Механика подгтовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ, 1984, 188 с.
- Пашаян Р.А. Исследование гидрогеодинамических эффектов, как предвестников землетрясений на территории Армении. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, Ереван, 1998, 17 с.
- Пашаян Р.А., Саргсян А.З. Гидрогеодеформационная характеристика земной коры территории Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2006, LIX, N3, с.30-35.

Рецензент А.Л.Ананян

**ՀՀ ՏԱՐԱԾՔՈՒՄ ՋՐԱԵՐԿՐԱՊԻԵՅՈՐՄԱՅԻՆ ԵՐԵՎՈՒՅԹՆԵՐԻ  
ԺԱՄԱՆԱԿԱՅԻՆ ՎԵՐԼՈՒԾՈՒԹՅՈՒՆԸ**

**Ռ. Ա. Փաշայան**

**Ա մ փ ո փ ու մ**

Կատարվել է ջրաերկրադինամիկական հորատանցքերի երկրադինամիկական դիտարկումների տվյալների վերլուծությունը, հաշվի առնելով նաև առկա սեյսմիկ իրավիճակը: Ելնելով ՀՀ տարածքի երկրակեղևի բեկորային կառուցվածքի առանձնահատկություններից, պարզաբանվել է հորատանցքերի տեղամասերի տեկտոնական շարժումների բնույթը: Կատարվել են տեկտոնական լարվածությամբ բնութագրված տեղամասերի և սեյսմիկ ռեժիմի տվյալների համադրումները: Հետազոտվել է ջրաերկրաբանական-դեֆորմացիոն երևույթների տեղաբաշխման տարածա-ժամանակագրական բնույթը:

**TEMPORAL ANALYSIS OF HYDRO-GEO-DEFORMATION PROCESSES ON  
ARMENIA'S TERRITORY**

**R.A.Pashayan**

**A b s t r a c t**

The article covers the analysis of hydrogeodynamic observation data on wells with regard for seismic regime, and gives the description of localities of wells with regard to block-type formation of the earth's crust in Armenia. The hydrogeodynamic regime was collated with plots of tectonic tension, and the character of spatial and temporal spread of hydro-geodeformation processes was studied.

## ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ НА ЗНАЧЕНИЯ ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО ГРАДИЕНТА

© 2008 г. К. С. Варданян

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА  
3115, г. Гюмри, ул. В Саркисяна, 5, Республика Армения  
e-mail: iges\_kvardanyan@mail.ru  
Поступила в редакцию 27.02.2008 г.*

Повышение уровня представительности и результаты геотермических исследований актуальны для дальнейшего исследования геотермического поля территории. Одним из первых шагов в этом направлении является введение поправок в наблюдаемые значения теплового потока. В статье приведены результаты введения поправки за рельеф в значения геотермического градиента и оценка реальности полученных результатов.

В связи с развитием современной геофизики, когда данные о температурных условиях недр лежат в основе любой более или менее реалистической геофизической модели, возникла необходимость повышения как уровня самой геотермической изученности, т.е. наращивания объема экспериментальных геотермических данных (измерения температуры в скважинах, лабораторное изучение теплофизических свойств пород), так и уровня представительности и систематизированности результатов геотермических исследований. Это особенно важно для территории Армении, где есть все предпосылки существования источников геотермальной энергии, доступных для практического использования.

Организация экспериментальных геотермических исследований территории Армении, т.е. выполнение новых или повторных кондиционных измерений температуры в скважинах, изучение теплофизических свойств образцов пород, отобранных из тех же скважин, сопряжено со значительными трудностями, что заставляет на данном этапе исследований идти по пути повышения уровня представительности результатов геотермических исследований.

Скважинные измерения температуры на территории Армении произведены в основном за период 1958-1988 гг. Управлением геологии при СМ АрмССР (Р.Т. Мириджанян, Л.С. Смбатян, А.К. Погосян). В результате проведенных исследований было произведено геотермическое районирование территории Армении (Мириджанян, 1965; Аветисянц, 1970), составлены различные карты и схемы, отражающие распределение разных параметров теплового поля Земли. Несмотря на общеизвестное влияние приповерхностных процессов на значения геотермического градиента, в Армении до сего времени не введены поправки, устраняющие влияние приповерхностных искажающих факторов.

С этой целью и для получения более достоверной картины глубинного теплового поля рассмотрим возможности введения поправок в наблюдаемые значения геотермического градиента. Исследованиями влияний на геотермический градиент разных приповерхностных факторов установлено, что наиболее значительные приповерхностные искажения геотермического градиента и, следовательно, глубинного теплового потока

создают: 1) рельеф местности; 2) осадконакопление и денудацию; 3) структурные неоднородности; 4) региональные изменения климата в геологическом прошлом (ледниковые периоды); 5) гидрогеологические процессы; 6) молодой магматизм и др.

Вклад каждого из них в величину ТП, кроме двух последних, может составлять до 10-30% наблюдаемых значений ТП. Влияние же гидрогеологических процессов и молодого магматизма, особенно в условиях территории Армении с весьма сложными гидрогеологическими особенностями и несколькими циклами молодой магматической активизации, может быть очень значительным, вплоть до полного искажения геотермической информации глубинной природы. Поэтому целесообразно отдельное исследование влияния на тепловое поле гидрогеологических и магматических факторов для конкретных гидрогеологических или магматических сооружений.

Для учета осадконакопления и денудации, а также структурных неоднородностей необходим сбор многочисленных дополнительных данных, поэтому этот вопрос будет рассмотрен после накопления необходимого материала.

Ввиду своего регионального характера климатический фактор также выходит из дальнейшего рассмотрения. Климатические искажения не маскируют локальные аномалии теплового поля, связанные с геологическими эффектами, так как ледниковые периоды охватили большие территории. Климатическая поправка приобретает значение только при сравнении геотермического градиента на больших площадях.

В данной статье приведены результаты учета влияния рельефа на геотермический градиент.

Нормальное тепловое поле горных пород нарушается неправильными формами рельефа, изотермические поверхности в горных породах, в общих чертах, следуют формам рельефа, сгущаясь под долинами и разрежаясь под хребтами (Любимова и др., 1973). Геотермический градиент под положительными формами рельефа обычно занижен относительно глубинного, а под отрицательными – завышен. По имеющимся в литературе оценкам (Любимова, 1968), влияние рельефа распространяется до глубин, в 5-6 раз превышающих его относительную высоту.

В случае стационарности влияния рельефа

(длительное сохранение современных форм), распределение температуры в полупространстве, ограниченном сложным рельефом, находится из уравнения Лапласа

$$\nabla^2 T(x, y, z) = 0 \quad (1)$$

при условиях  $T(x, y, 0) = f(x, y)$  и  $T(x, y, z) \rightarrow gz$ .

Данное уравнение решается с определенными упрощениями для среды ниже земной поверхности: 1) горные породы изотропны по тепловым свойствам, 2) отсутствуют локальные источники тепла, 3) тепло переносится только кондуктивно, 4) не учитываются горизонтальные составляющие теплового потока, 5) с увеличением высоты температура поверхности Земли уменьшается линейно.

Общим решением уравнения (1) является интеграл Пуассона (Любимова, 1968)

$$f(x, y, z) = T_n + gz + \frac{z}{2\pi} \iint_{-\infty}^{+\infty} f(x', y') R^{-3} dx' dy' = T_n + gz + T_\Delta \quad (2)$$

$$R^2 = (x - x')^2 + (y - y')^2 + z^2$$

Дальнейшее вычисление интеграла требует определения вида функции  $f(x, y)$ , т.е. способа приближенного представления рельефа, что можно осуществить несколькими методами. В данном случае поправка за рельеф рассчитана методом Джефриса-Булларда, когда сложный рельеф заменяется плоскостью приведения, на которой задается распределение температуры, соответствующее действительному (Любимова и др., 1973). Плоскость приведения проводится на

высоте точки, ниже которой требуется оценить влияние рельефа.

Этот метод является наиболее универсальным, особенно в условиях сложного рельефа, и, следовательно, наиболее подходящим для условий территории Армении.

Для расчета поправки, площадь вокруг каждого пункта, где произведены замеры скважинных температур, была разделена на отдельные секторы с помощью радиально-лучевой палетки масштаба 1:25000, при максимальном радиусе 7 км.

Измеренный в скважине на интервале глубин  $\Delta z$  геотермический градиент в случае влияния рельефа связывается с равновесным градиентом следующим образом:

$$g_H = g' \frac{\Delta h}{\Delta z} + g \left(1 - \frac{\Delta h}{\Delta z}\right),$$

где  $g_H$  — измеренный геотермический градиент,  $g$  — неискаженный (равновесный) геотермический градиент,  $g'$  — гипсogeотермический градиент.

Величина  $\Delta h = -\sum_{j=1}^n H_{kj} \Delta \Omega_j$  определяется по

данным, снятым из топопланшета. Здесь  $H_{kj}$  — высота рельефа вокруг точки расчета, а  $\Delta \Omega_j$  — весовая функция, вычисляемая для параметров выбранной палетки. В табл. 1 приведены значения весовой функции  $\Delta \Omega$ , рассчитанные для оптимального набора радиусов палетки  $r_j$  и ряда интервалов глубин  $\Delta z_j$ .

Среднее значение гипсogeотермического градиента для территории Армении составляет  $g' = 5,6^\circ\text{C}/\text{км}$  (Мириджанян и др., 1972).

Для расчета поправки составлена соответствующая программа, и при наличии цифровой топоосновы поправку за рельеф можно будет оп-

Таблица 1

$\Delta z_j$	$\Delta \Omega$									
	0.05-0.1	0.1-0.2	0.2-0.3	0.3-0.4	0.4-0.5	0.5-0.6	0.6-0.7	0.7-0.8	0.8-0.9	0.9-1
0-0.1	-0.25989	-0.18732	-0.05426	-0.02146	-0.01044	-0.00581	-0.00356	-0.00233	-0.00161	-0.00115
0.1-0.2	0.055215	-0.07257	-0.07069	-0.04092	-0.02361	-0.01439	-0.00929	-0.00629	-0.00444	-0.00324
0.2-0.35	0.071378	0.038475	-0.02971	-0.03941	-0.03261	-0.02434	-0.01781	-0.01311	-0.0098	-0.00746
0.35-0.5	0.036687	0.046143	0.011547	-0.00841	-0.01576	-0.01657	-0.01486	-0.01253	-0.01031	-0.00842
0.5-0.7	0.026438	0.041975	0.023907	0.00798	-0.00269	-0.00844	-0.0108	-0.01121	-0.01062	-0.00961
0.7-1	0.020608	0.036687	0.027966	0.018177	0.009276	0.002271	-0.00265	-0.00576	-0.00749	-0.00826
1-1.5	0.016362	0.030968	0.027279	0.022496	0.017258	0.012119	0.007472	0.00353	0.000362	-0.00206
1.5-2	0.008259	0.016079	0.015116	0.013771	0.012146	0.010351	0.008492	0.006663	0.004934	0.003356
2-3	0.008295	0.016362	0.015852	0.015116	0.014184	0.013095	0.011889	0.010607	0.009289	0.007969
3-4	0.004157	0.008259	0.008132	0.007946	0.007704	0.007411	0.007074	0.006697	0.006289	0.005856
4-5	0.002497	0.004973	0.004928	0.004861	0.004773	0.004664	0.004537	0.004393	0.004234	0.00406
5-7	0.002855	0.005697	0.005666	0.005621	0.005561	0.005487	0.0054	0.0053	0.005187	0.005064
7-10	0.007142	0.014276	0.014258	0.014232	0.014197	0.014154	0.014103	0.014043	0.013975	0.0139

ределить для любой точки территории, где имеются данные о скважинных температурах.

В данном случае значения высот вокруг каждой точки взяты вручную из топогеодезической основы рельефа территории Армении масштаба 1:25000. Поправка рассчитана для 70 пунктов с определением значений геотермического градиента и теплового потока.

По литературным данным, искажения, вызванные рельефом местности под хребтами, значительнее, чем под долинами, причем под хребтами соотношение  $g/g_H > 1$ , а под долинами  $g/g_H < 1$  (Любимова и др., 1973).

Конечно, для территории Армении, как для горной страны, ожидалось значения соотношения  $g/g_H$ , превышающие единицу, что и подтвердилось расчетами.

Значения соотношения  $g/g_H$  варьируют в довольно широких пределах — от 1.06 до 1.56.

Только в одном пункте — Вайоц-дзор-78 с абсолютной отметкой 1980 м,  $g/g_H = 0.86$ . Этот результат объясняется расположением скважины на дне относительного минимума, хотя воз-

можно и другое объяснение. Оценочный расчет величины поправки для больших глубин, при отсутствии данных об изменении температуры на этих глубинах, показал, что уже с глубины 0,3 км в этой скважине  $g/g_H$  должен стать больше единицы. К сожалению, здесь, как и во многих других пунктах, на больших глубинах измерения температуры не проводились.

Значительные величины коэффициентов поправки, а также большой разброс среди них обусловлены, на наш взгляд, крайней сложностью рельефа и, одновременно, небольшой глубиной температурных измерений.

Приведенные в табл 2 данные для некоторых, сравнительно глубоких скважин, позволяют уловить медленное снижение значения соотношения  $g/g_H$  с глубиной. На рис 1 представлена картина распределения соотношения  $g/g_H$  на территории Армении. Следует подчеркнуть, что хотя коэффициент поправки за рельеф значительно зависит от глубины интервала определения геотермического градиента, а значения соотношения  $g/g_H$  рассчитаны для разных глубин, здесь намечается

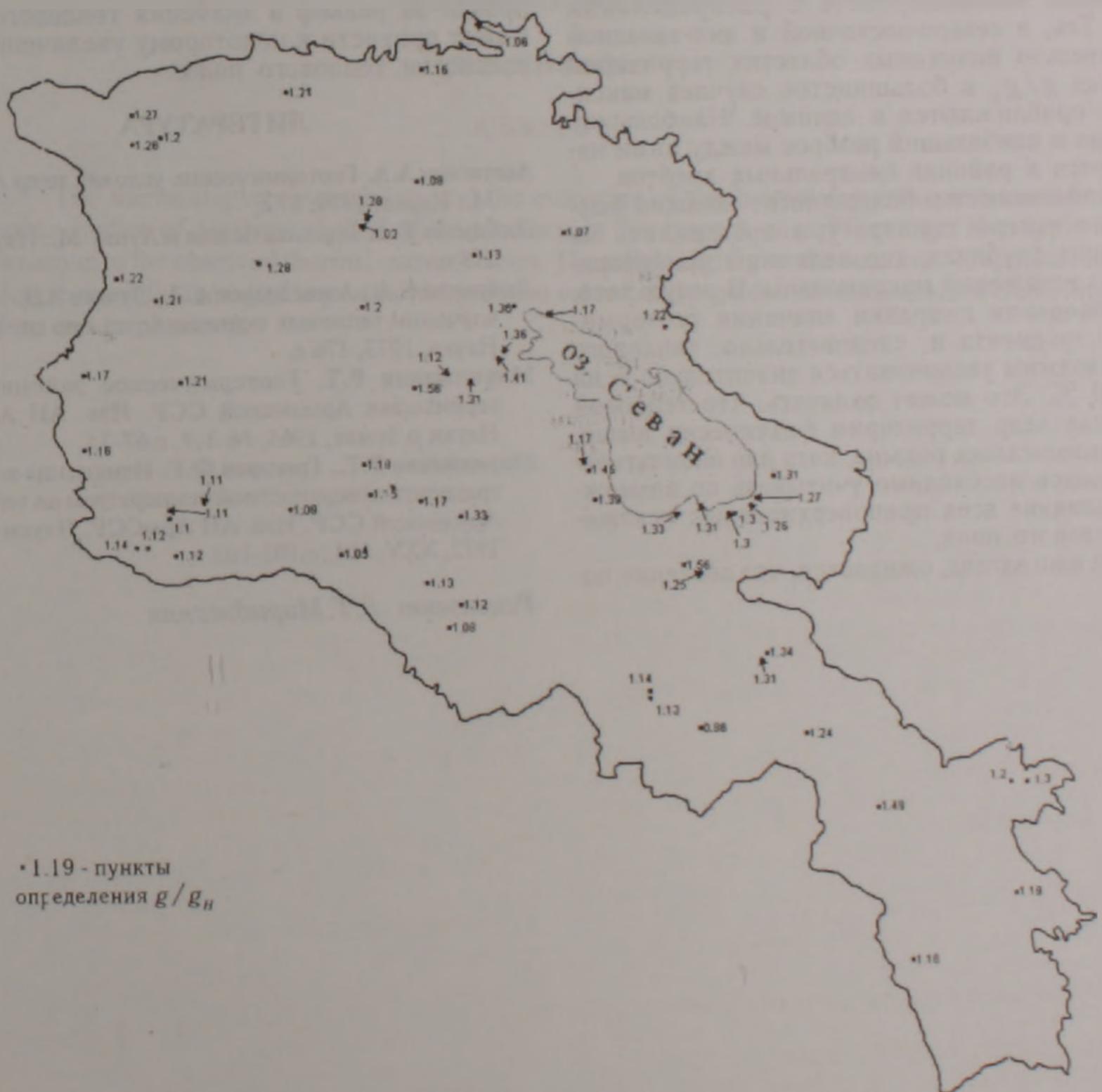


Рис 1. Карта распределения соотношения  $g/g_H$

Наименование скважин	Интервал определения градиента (км)	Геотермич. градиент (°C/км)	Коефф. поправки (g/g <sub>n</sub> )	Равновесный градиент (°C/км)	Теплопроводность (Вт/мК)	Тепловой поток (мВт/м <sup>2</sup> )	Исправл. ГП (мВт/м <sup>2</sup> )
1	2	3	4	5	6	7	8
Каракала 14	0.1-0.3	29.8	1.16	34.4	1.74	51.9	59.8
	0.3-1	32.4	1.14	36.9	1.51	48.9	55.7
Карибахлар 1	0.1-0.4	22	1.13	24.9	2.42	53	60.3
	0.4-0.8	19.4	1.12	21.7	2.79	55	60.5
Раидан 11	0.1-0.3	37	1.18	43.6	1.68	62.2	73.3
	0.3-0.9	17.5	1.14	20.0	3.37	59	67.4
Неджерлу 4	0.2-0.3	19	1.1	20.8	1.6	30	33.3
	0.3-1.0	9.6	1.05	10.1	3.4	32	34.3
Октябрьская пл. опр. 1	0.3-0.6	32.9	1.13	37	1.51	50	56
	0.6-1	27.6	1.12	30.9	1.8	50	56

некоторая закономерность в распределении  $g/g_n$ . Так, в северо-восточной и юго-западной сравнительно низменных областях территории значения  $g/g_n$  в большинстве случаев максимально приближаются к единице. Наибольшие значения и наибольший разброс между ними наблюдаются в районах центральных хребтов.

В подавляющем большинстве скважин фактические замеры температуры проводились на небольших глубинах, где величины приповерхностных искажений максимальны. В результате, после введения поправки значения геотермического градиента и, следовательно, теплового потока должны увеличиваться значительно — на 10 — 40 %. Это может означать, что тепловой потенциал недр территории фактически выше, чем предполагалось раньше, хотя для окончательных выводов необходимо учитывать по возможности влияние всех приповерхностных искажений теплового поля.

На наш взгляд, ожидается, что введение по-

правки за рельеф в значения теплового потока может привести к некоторому увеличению контрастности теплового поля.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аветисянц А.А. Геотермические условия недр Армении. М.: Наука, 1979, 87 с.
- Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968, 278 с.
- Любимова Е.А., Александров А.Л., Дучков А.Д. Методика изучения тепловых потоков через дно океанов. М.: Наука, 1973, 176 с.
- Мириджанян Р.Т. Геотермическое районирование территории Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1965, № 3-4, с.67-74.
- Мириджанян Р.Т., Григорян Ф.Г. Изменение высотного градиента поверхностной температуры на территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1972, XXV, №1, с.102-103.

Рецензент Р.Т.Мириджанян

**ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՏԱՐԱԾՔԻ ՌԵԼԻԵՖԻ ԱԶԴԵՑՈՒԹՅՈՒՆԸ  
ԳԵՈԹԵՐՄԻԱԿԱՆ ԳՐԱԴԻԵՆՏԻ ԱՐԺԵՔՆԵՐԻ ՎՐԱ**

**Կ. Ս. Վարդանյան**

**Ա մ փ ո փ ու մ**

ՀՀ տարածքի հորատանցքերում չափված ջերմաստիճանի գրադիենտի արժեքների մեջ էինչ այժմ հաշվի չեն առնված մի շարք մերձնակերևութային գործոնների առաջացրած աղավաղումները: Մինչդեռ ՀՀ տարածքի բարդ մերձնակերեսային պայմաններում դրանք կարող են հասնել նշանակալի չափերի:

Այնքանով, որքանով ցանկացած տարածքի երկրակեղևի ջերմային դաշտի իմացությունը էական է այլ երկրաֆիզիկական տվյալների մեկնաբանման, երկրաֆիզիկական համալիր մոդելների կառուցման համար, անհրաժեշտություն է առաջանում հնարավորինս բարձրացնել ջերմային դաշտի բնութագրերի իրականին համապատասխանության մակարդակը:

Հոդվածում ներկայացված են մոտ 70 հորատանցքերում չափված ջերմաստիճանի գրադիենտի արժեքների մեջ մտցված ռելիեֆի ուղղման արդյունքները: Գրանցված է ջերմաստիճանի գրադիենտի արժեքների զգալի՝ 10-40% աճ:

**THE IMPACT OF ARMENIA'S TERRITORY RELIEF ON GEOTHERMAL  
GRADIENT VALUES**

**K.S. Vardanian**

**A b s t r a c t**

The increasing representability and the outcomes of geothermal research are essential to further studies of geothermal field of the territory. In this respect, one of first steps is to apply a correction to the observed thermal current values. The article highlights the outcomes of application of corrections for the relief to geothermal gradient values, and provides the assessment of credibility of the results obtained.

## ИЗМЕНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В СВЯЗИ С КОЛЕБАНИЯМИ УРОВНЯ ВОДЫ В АЗАТСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ АРМЕНИИ

© 2008г., Л.С. Саркисян\*, В.С. Баласанян\*\*, Р.С. Минасян\*\*, А.А. Гонян\*

\*) Национальная Служба Сейсмической Защиты  
0054, г. Ереван, Давидашен, IV массив, Республика Армения  
E-mail: lilit\_geo@yahoo.com

\*\*\*) Ереванский Государственный Университет  
0025, г. Ереван, ул. Алека Манукяна, 1, Республика Армения  
Поступила в редакцию 29. 11. 2007 г.

Проблема наведенной сейсмичности, связанная с эксплуатацией водохранилищ, является одной из актуальных задач геофизики и представляет сегодня повышенный интерес, особенно для водохранилищ, построенных в сейсмоактивных районах. Предметом наших исследований являются особенности изменения сейсмического режима, обусловленные эксплуатацией водохранилищ на территории Армении. В данной работе на примере Азатского водохранилища показано, что после ввода его в эксплуатацию наблюдается увеличение числа микроземлетрясений, обуславливающих изменение сейсмического режима в исследуемом районе. Корреляция сейсмичности и колебаний уровня воды в Азатском водохранилище позволяет предположить влияние долговременных гармоничных изменений уровня воды водохранилища на сейсмическую активность района.

Строительство водохранилищ в сейсмоактивных районах и опасность роста сейсмической активности, связанной с их эксплуатацией, делают весьма актуальными и важными систематизированные исследования наведенной сейсмичности. До последнего времени считалось, что водохранилища могут инициировать только слабые толчки, которые объяснялись влиянием объемного веса воды в сооружении, просадкой дна водохранилища и, в результате, движениями, возникающими в подстилающих слоях земной коры. Однако, уже в 60-х годах XX-го века в районах некоторых крупных водохранилищ были зарегистрированы сильные ( $M > 6.0$ ) землетрясения (Кариба в Замбии, Кремаста в Греции, Койна в Индии и т.д.), которые стали причиной многочисленных человеческих жертв и больших материальных потерь. На сегодняшний день явление наведенной сейсмичности получило многочисленные подтверждения, и число наведенных землетрясений постоянно растет. Обобщая результаты проведенных в этом направлении исследований (в том числе модельно-лабораторных), можно сказать, что механизм возникновения инициированных землетрясений обусловлен следующими факторами (Гупта, Растоги, 1979):

- нарушением гравитационного равновесия в земной коре;
- увеличением давления в породах горных пород вследствие развития трещинообразования;
- уменьшением силы трения в зонах потенциальных разломов;
- уменьшением (ослаблением) прочности пород под влиянием адсорбционных слоев жидкости.

После заполнения водохранилища может меняться тектонический режим, возможно смещение отдельных блоков по разломным зонам. Все это приводит к серьезным изменениям дебита, температуры, геохимических особенностей режима подземных вод. Для исследования этого процесса очень важно проведение сравнения уровня воды (или давления) водохранилища с

уровнем вод (или давлением) нижних водоносных горизонтов и изменением сейсмической активности. Давление подземных вод является достаточно надежным показателем для оценки изменения напряжений в горных породах.

На территории РА имеется около 80 водохранилищ (больших и малых), которые расположены на высотах 1500-3000 м., в районах, отличающихся сложным геологическим строением, неоднородной геоморфологией и литологией пород.

Для исследования процесса наведенной сейсмичности на территории РА, вызванной эксплуатацией водохранилищ, нами было выбрано несколько разных объектов, отличающихся по величине, геологическим условиям, размерам и рядом характеристических факторов.

В данной работе представлены результаты исследования по Азатскому водохранилищу, представляющему интерес в связи со сложными сеймотектоническими условиями района (Оганесян и др., 1979; Геодакян, 2002; Davtyan et al, 2006). На территории Армении одной из активных является Приереванско-Севанская область, в частности, зона сочленения Азат-Севанского, Ереванского и Гарни-Елпинского активных разломов. Территория Азатского водохранилища находится в зоне тектонического влияния этих активных разломов (Davtyan et al, 2006), к которым приурочены очаги Гарнийского (1679г.,  $M=7.0$ ) и Двинского (893г.,  $M=6.8$ ) разрушительных землетрясений (рис.1).

Азатское водохранилище, имеющее 76-метровую грунтовую плотину, было построено в 1976г., в основном для целей орошения. Общий объем водохранилища составляет 70 млн. м<sup>3</sup>, а полезный объем – 60,8 млн м<sup>3</sup>. Наибольшая глубина воды – 78 м; поверхность зеркала воды – 285 га; максимальный расход воды – 313 м<sup>3</sup>/сек. Расчетная сейсмостойкость плотины Азатского водохранилища составляет 8 баллов по шкале MSK-64. Ниже водохранилища, в зоне риска затопления водой при разрушении плотины, про-

живает более чем 80 тысяч человек. Поэтому изучение наведенной сейсмичности, связанной с Азатским водохранилищем, имеет важное значение.

### Особенности сейсмического режима на территории Азатского водохранилища

Для выяснения особенностей изменения сейсмического режима в связи с эксплуатацией

Азатского водохранилища были проанализированы данные по всем землетрясениям в радиусе 20 км за период 1962-2007 гг. В частности изучены количество событий, их энергетический уровень, повторяемость и их пространственно-временное распределение. Как видно из карты эпицентров (рис.1), на исследуемой территории преобладают слабые землетрясения с  $M \leq 3,0$ . Самое сильное событие произошло 01 03 97г ( $M=3,7$ ).

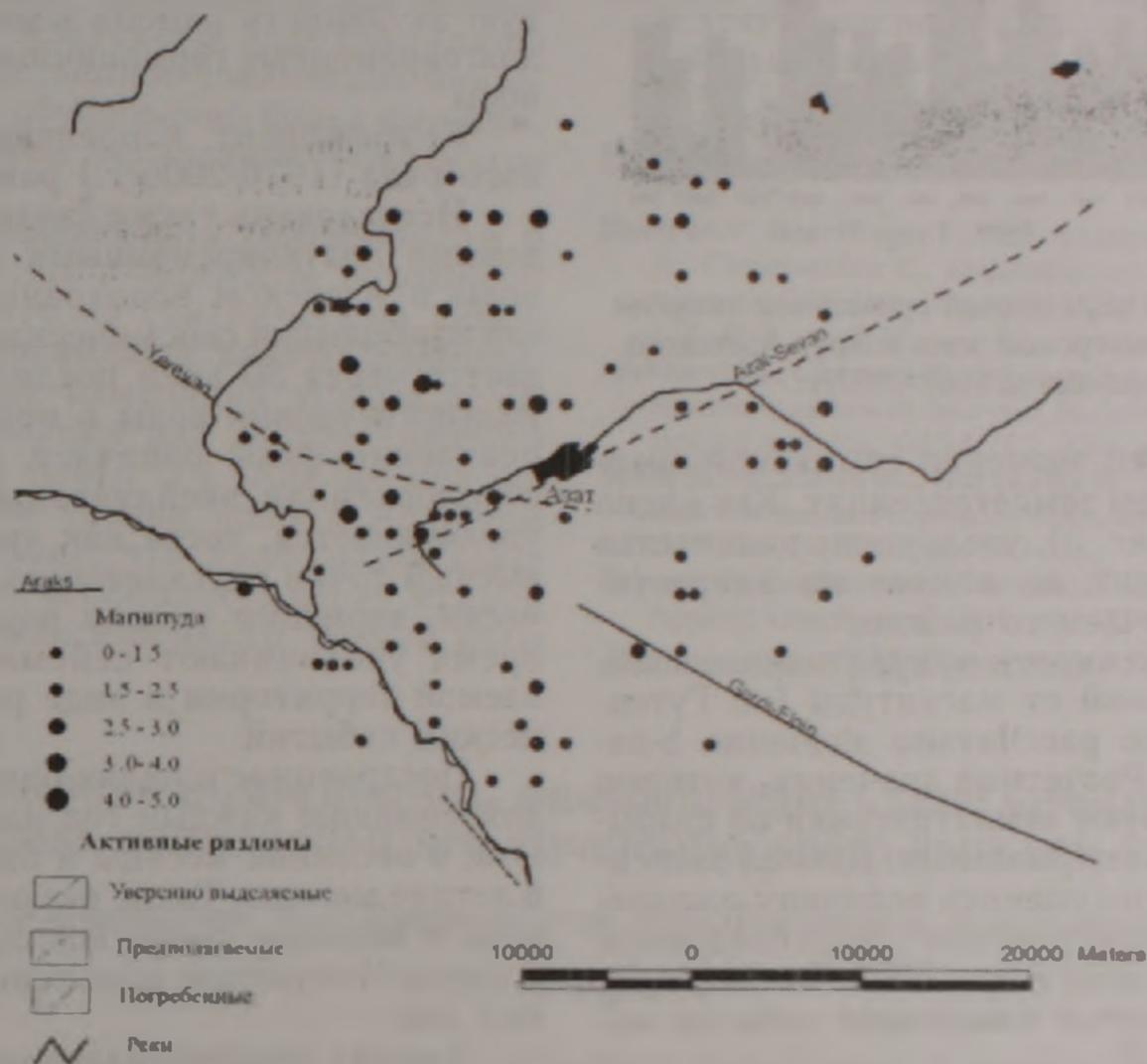


Рис.1. Схематическая карта расположения эпицентров землетрясений и разломов в 20-километровой зоне вокруг Азатского водохранилища.

Из гистограммы количественного распределения землетрясений по годам (рис.2а) видно, что наблюдается рост количественного фона землетрясений, особенно после 1976г., т. е. после постройки водохранилища. Если до 1976г. в этом

районе за один год регистрировалось, в среднем, два землетрясения, то после ввода в эксплуатацию Азатского водохранилища их число увеличилось до четырех событий в год.

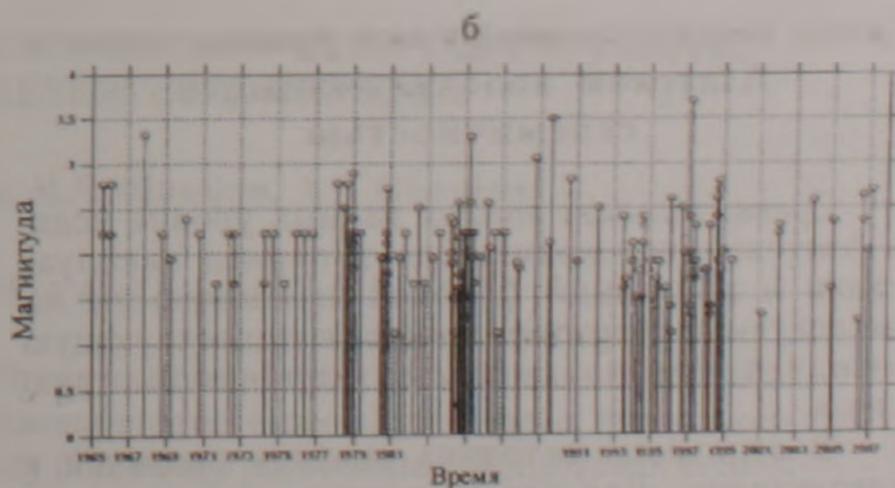
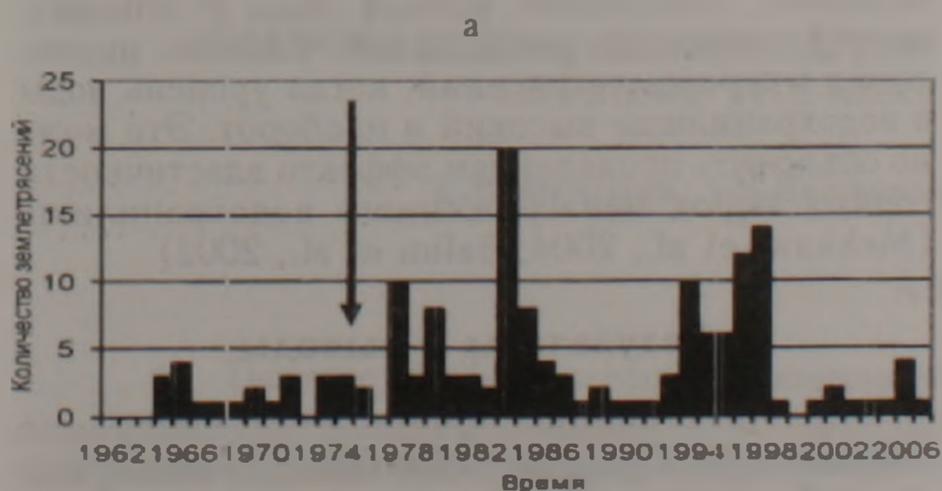


Рис.2 а) Гистограмма распределения количества землетрясений, б) График магнитудно-временного распределения землетрясений в 20-километровой зоне вокруг Азатского водохранилища за 1962-2007 гг. (стрелкой указана дата ввода в эксплуатацию Азатского водохранилища).

Следует отметить, что фоновые значения магнитуд произошедших землетрясений уменьшились (рис. 26), т.е. количественное увеличение землетрясений проявилось, преимущественно, в виде слабых событий, что также характерно для наведенной сейсмичности, обусловленной эксплуатацией водохранилищ (Гупта, Растоги, 1979; Talwani, 1997).

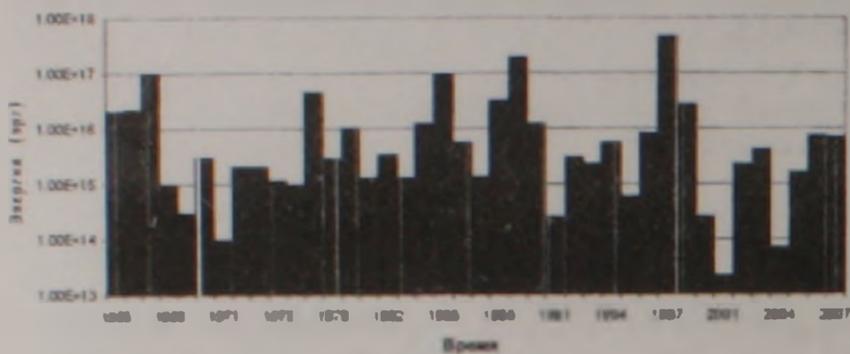


Рис. 3. Гистограмма выделенной суммарной энергии по годам в 20-километровой зоне вокруг Азатского водохранилища за 1962-2007 гг.

Были вычислены значения суммарной энергии, выделенной при землетрясениях. Как видно из гистограммы (рис. 3), увеличение количества микроземлетрясений не влияет на энергетический баланс изучаемого района.

По закону зависимости кумулятивного количества землетрясений от магнитуды (по Гутенберг-Рихтеру) было рассчитано значение  $b$ -параметра ( $b=1.22$ ). Расчетные значения, которые обычно характеризуют землетрясения со слабыми энергиями, выше нормальных. Данной зависимостью также можно оценить величину ожидаемого сильного землетрясения на исследуемой территории (Баласанян и др., 2004; Ризниченко, 1985). В данном случае ожидаемое событие может иметь  $M_{max}=4.0$ .

Исследования показывают, что инициированные землетрясения, в сравнении с естественными, имеют определенные признаки, которые характерны для каждого конкретного района (Гупта, Растоги, 1979; Николаев, 1994). В нашем случае наблюдается количественное увеличение числа микроземлетрясений, обуславливающее изменение сейсмического режима исследуемой территории (в частности, значение  $b$ -параметра, которое выше нормы).

### Связь между колебаниями уровня воды в Азатском водохранилище и сейсмичностью

Сравнительный анализ данных уровня воды в Азатском водохранилище в период эксплуатации и изменений фоновой сейсмичности на исследуемой территории выявил существующую между этими параметрами корреляционную связь.

В основном, методика анализа сводится к следующему. Для каждого месяца рассчитывались средние значения уровня воды в водохранилище, получаемые на основе данных ежеднев-

ных наблюдений, с учетом их отклонений от средних значений. С другой стороны, тем же способом (на основе осреднения ежедневных данных по сейсмическим событиям), рассчитывались среднемесячные значения уровня сейсмичности.

Годовой цикл уровня воды в Азатском водохранилище характеризуется максимумом в мае-июне, минимумом в декабре-январе. Корреляция осуществлялась для всех случаев. Корреляция сейсмичности и вариаций уровня воды в Азатском водохранилище показывает, что на сейсмическую активность района водохранилища влияют долговременные гармоничные изменения уровня воды.

Коэффициент корреляции для долговременного ряда (1976-2006 гг.) равен 0,4.

Исследована также связь сейсмичности с годовыми кратковременными вариациями уровня воды в Азатском водохранилище. Выясняется, что наибольшая сейсмическая активность наблюдается через 30 дней после достижения максимального уровня воды в водохранилище. Такое поведение фазы означает, что сейсмичность, обусловленная эксплуатацией водохранилища, увеличивается, тогда как уровень воды от наивысшей точки опускается до наинизшей. Фактически, вариации уровня воды на определенное время увеличивают сейсмичность рассматриваемой территории в виде ряда слабых сейсмических событий.

Построенное в целях орошения Азатское водохранилище каждый год наполняется, в основном, в весенние месяцы и быстро опорожняется в летние месяцы. Такие резкие изменения уровня воды в верхнем бьефе водохранилища приводят к соответствующим изменениям режима подземных вод.

Анализ многочисленных механизмов позволяет сделать вывод о том, что для увеличения сейсмической активности необходима совокупность определенных естественных и искусственных условий (Гупта, Растоги, 1979; Talwani, 1997). В областях разломных зон или в зонах тектонического влияния активные тектонические процессы являются наиболее существенными естественными факторами, которые могут быть причиной увеличения сейсмической активности. При различных режимах напряженности (при подобных отношениях уровня воды и сейсмичности) возможно уменьшение частоты проявления микроземлетрясений, когда уровень воды в водохранилище высокий и наоборот. Это можно объяснить проявлением эффекта эластичности горных пород ненагруженного водохранилища (Mekki et al., 2004; Selim et al., 2002).

### Результаты и выводы

Для выяснения особенностей изменения сейсмического режима, связанных с эксплуатацией Азатского водохранилища, были проанализированы количество землетрясений, их энергетический уровень, пространственно-временное

распределение и повторяемость землетрясений территории в радиусе 20км за период 1962-2007гг.

Наблюдается определенное увеличение количества слабых землетрясений после ввода в эксплуатацию Азатского водохранилища (1976г.) в исследуемом районе.

Выявлена и исследована корреляционная связь между изменениями уровня воды в водохранилище и фоновой сейсмичностью. Исследования показывают, что инициированные землетрясения, в сравнении с естественными, имеют определенные признаки, характерные для данного района. В случае Азатского водохранилища наблюдается количественное увеличение микроземлетрясений, что обусловлено более высоким, чем норма, значением расчетного  $b$ -параметра ( $b=1,22$ ).

Корреляция коэффициента сейсмичности и вариаций уровня воды в Азатском водохранилище показывает, что на сейсмическую активность района водохранилища влияют долговременные гармоничные изменения уровня воды. Коэффициент корреляции для долговременного ряда (1976-2006гг.) равен 0,4. Анализ кратковременных вариаций уровня воды в Азатском водохранилище показал, что наибольшая сейсмическая активность наблюдается через 30 дней после достижения максимального уровня воды в водохранилище.

## ЛИТЕРАТУРА

- Баласаниян С. Ю., Назаретян С. Н., Амирбекиян Б. С., Сейсмическая защита и ее организация. Гюмри: Эльдorado, 2004, 436 с.
- Геодакян Э. Г. Наведенная сейсмичность в районе Ахурянского водохранилища. В кн.: Научные труды конф., посвящен. 40-летию ИГИС АН Армении. Гюмри, 2002, с. 175-181.
- Гупта Х., Растогн Б. Плотины и землетрясения. М.: Мир, 1979, 256с.
- Николаев А.В. Наведенная сейсмичность. М.: Наука, 1994, 222с.
- Оганесян С. Р., Пушков А. Н., Баграмян А. Х., Геодакян Э. Г. О временных изменениях геомагнитного поля и сейсмичности на территории водохранилища "Азат". Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1979, т. XXXII, N 5, с. 72-79.
- Ризниченко Ю. В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985, 405с.
- Davtyan V., Doerflinger E., Karakhanyan A., Philip H., Avagyan A., Champollion C., and Aslanyan R. Fault slip rates in Armenia by GPS data. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2006, т. LIX, N 2, с. 3-18.
- Mekkawi M., Grasso J-R, Schnegg P-A. A long-lasting relation of seismicity as Aswan reservoir, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol 94, N 2, 2004, pp 479-492.
- Selim M.M., Imoto M., Hurukawa N., Statistical investigation of reservoir-induced seismicity in Aswan area, Egypt. EARTH Planets Space, 54, 2002, pp 349-356.
- Taiwani P., On the nature of reservoir-induced seismicity, Pure and Applied Geophysics, 1997, pp 473-492.

Рецензент С.М.Оганесян

## ՍԵՅՍՄԻԿ ԱԿՏԻՎՈՒԹՅԱՆ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԿԱՊՎԱԾ ԱԶԱՏԻ ՋՐԱՄԲԱՐՈՒՄ ՋՐԻ ՍԱԿԱՐԴԱԿԻ ՏԱՏԱՆՈՒՄՆԵՐԻ ՀԵՏ

Լ.Ս.Սարգսյան, Վ.Ս.Բալասանյան, Ռ.Ս.Մինասյան, Ա.Ա.Գոնյան

### Ա ն փ ո փ ո լ մ

Երկրաֆիզիկայի առջև դրված բազմաթիվ խնդիրներից՝ կապված ջրամբարների բանակի աճով, նորանոր պատվարների կառուցումով, հարուցված սեյսմիկության խնդիրը, այսօր արդեն կարևորագույններից մեկն է: Մեր կողմից ուսումնասիրվել են ՀՀ Ազատի ջրամբարի շահագործմամբ պայմանավորված սեյսմիկ ռեժիմի փոփոխության առանձնահատկությունները: Ցույց է տրվել, որ ջրամբարի կառուցումից հետո դիտվում է ուսումնասիրվող տարածքում միկրո-երկրաշարժերի քանակական աճ, որով պայմանավորված է այդ շրջանում սեյսմիկ ռեժիմի փոփոխությունը: Ջրի մակարդակի տատանումների և սեյսմիկության գործակցի կորելյացիան ենթադրում է, որ այս շրջանի երկրաշարժերի ակտիվության վրա ազդում է ջրի մակարդակի երկարատև, հարմոնիկ փոփոխությունները:

## CHANGES IN SEISMIC ACTIVITY IN CONNECTION WITH VARYING WATER LEVEL OF THE AZAT RESERVOIR, ARMENIA

L.S.Sarkisian, V.S.Balasanian, R.S.Minasian, A.A.Ghonian

### Abstract

The issue of induced seismicity connected with exploitation of water reservoirs is one of topical problems of geophysics that poses today an increasing interest especially in respect to reservoirs constructed in seismically active regions. Our study objects are peculiarities of changes in seismic regime predetermined by exploitation of water reservoirs on Armenia's territory. As indicated on the example of the Azat reservoir, since the beginning of its exploitation the number of micro-quakes has been increasing which predetermine changes in seismic regime of the study region.

## РЕНТГЕНОРАДИОМЕТРИЧЕСКОЕ ОПРОБОВАНИЕ МОЛИБДЕНА ПО ПИКАМ ВЫЛЕТА КРИПТОНОВЫХ ПРОПОРЦИОНАЛЬНЫХ СЧЕТЧИКОВ

© 2008г. А. А. Тамразян

Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА

3116, г. Гюмри, В. Саркисяна, 5, Республика Армения

E-mail: iges@shirak.am

Поступила в редакцию 05.03.2008г.

В работе предлагается методика опробования молибдена, основанная на измерении характеристического рентгеновского излучения молибдена по пикам вылета от его К-линии с одновременной фильтрацией вторичного спектра алюминиевой фольгой.

Полученные результаты показывают, что предлагаемая методика существенно повышает эффективность и избирательность рентгенорадиометрического метода при опробовании молибдена.

Пики вылета, называемые также пиками потерь, получили широкое применение в рентгенорадиометрическом анализе руд тяжелых элементов по К-серии их характеристического рентгеновского излучения (Болотова и др., 1970), однако они не нашли своего применения при определении редких элементов, в частности молибдена.

В настоящей работе приведены результаты опробования молибдена по пикам вылета пропорциональных криптоновых счетчиков.

Наличие во вторичном аппаратурном спектре многократно рассеянных излучений источника первичных излучений (в нашем случае изотоп кадмий-109) затрудняет четко выделить аналитическую линию молибдена, поэтому не всегда эффективно определять молибден по основному пику его характеристического излучения. Между тем К-линия молибдена (17,5 кэВ) эффективно возбуждает в пропорциональном счетчике характеристическое излучение газа-наполнителя криптона. По отношению к собственному характеристическому рентгеновскому излучению криптон практически прозрачен, поэтому он покидает счетчик или поглощается в его корпусе, образуя четко выраженный пик вылета. Интенсивность пика вылета, которая обычно больше интенсивности основных аналитических линий молибдена, определяется потоком квантов характеристического К-излучения последнего, а его энергетическое положение во вторичном спектре – разностью энергий К-излучения молибдена и криптона.

Наличие пиков вылета, хотя и осложняет расшифровку рентгеновских спектров, однако оно может быть использовано для повышения избирательной способности рентгенорадиометрического анализа, так как разрешение по основным пикам улучшается в  $1/\sqrt{1-\frac{E_1}{E_2}}$  раз, где  $E_1$  – энергия регистрируемого фотона,  $E_2$  – энергия характеристического рентгеновского излучения газа-наполнителя (Блохин, 1959; Леман, 1978).

При определении молибдена с помощью криптоновых пропорциональных счетчиков энергия пика вылета составляет 4,9 кэВ. Для устранения фонового излучения в этой области энергии и особенно для исключения влияния железа

( $E_1 = 6,4$  кэВ) на окне детектора установили алюминиевую фольгу толщиной 0,1 мм. Толщина поглощающего фильтра подбиралась экспериментально по максимуму контрастности спектра.

Характеристическое рентгеновское излучение молибдена возбуждалось изотопом кадмий-109 (22,5 кэВ), а в качестве детектора был использован пропорциональный криптоновый счетчик СРПО-100 (СУ-11Р).

Чувствительность определения молибдена по пикам вылета, как отмечалось, намного выше, чем по линиям характеристического излучения молибдена. Это хорошо видно из рис. 1, где приведены градуировочные графики зависимости спектрального отношения  $\eta_{\text{мб}}$  от содержания молибдена в порошковых пробах как для пика полного фотопоглощения характеристического излучения молибдена (17,5 кэВ), так и для соответствующего пика вылета (4,9 кэВ) (рис. 1).

Измерения проводились на кернах и по стенкам горных выработок Каджаранского и Анкасарского медно-молибденовых месторождений в широком телесном угле без коллимации излучений с помощью аппаратуры БРА-6.

Молибден на этих высоко-среднетемпературных гидротермальных месторождениях прожилково-вкрапленного типа образует промышленные концентрации в тесной ассоциации с медью.

Участок Каджаранского месторождения сложен монцонитами и сиенитами, которые являются рудовмещающими и контролируют на западе с прорывающими их порфиридовидными гранитами и гранодиоритами, а на севере дают активные контакты с вулканогенно-осадочной толщей эоцена. Основным морфологическим типом оруденения является штокверковый с различной насыщенностью металлов, что связано с разными условиями рудоотложения на отдельных участках рудного поля. Главные ценные минералы – молибденит и халькопирит образуют более или менее густую сеть тонких кварцево-рудных и сульфидных прожилков и отчасти вкрапленности в измененных монцонитах. Степень насыщенности монцонитов рудными прожилками и вкрапленниками находится в прямой зависимости от степени гидротермального изменения монцонитов. Мощность рудных прожилков – от долей мм до 3-5 см (Пиджян, 1975).

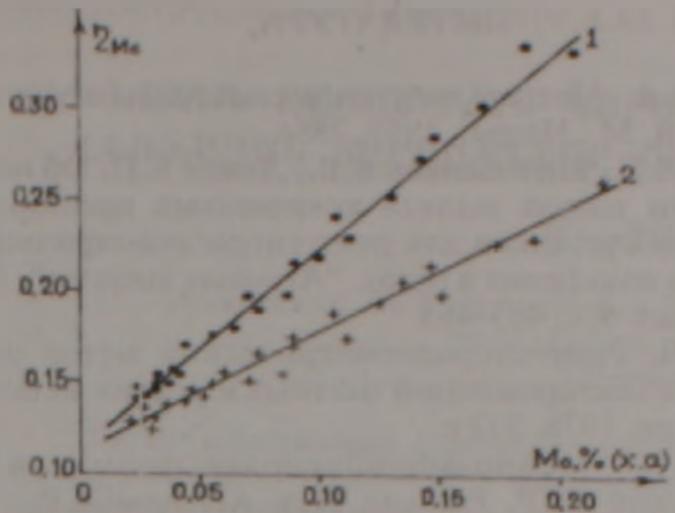


Рис. 1. Градуировочные графики для молибдена по результатам измерения порошковых проб криптоновым счетчиком по пику вылета (1) и по пику полного поглощения (2).

Анкасарское медно-молибденовое месторождение приурочено к Гярдскому интрузивному массиву, где оруденение находится в тектонической зоне северо-восточного простирания. Минеральный состав рудной зоны на месторождении не отличается большим разнообразием. Первичными рудными минералами являются халькопирит, молибденит, пирит, сфалерит, борнит, блеклые руды. Жильные минералы представлены кварцем, серицитом, хлоритом и карбонатами. Минералы зоны окисления, представленные малахитом, купритом и хризоколлой, в незначительном количестве встречаются по всей рудоносной зоне и развиваются совместно с гипогенными минералами. На месторождении практическое значение имеют первичные руды.

Халькопирит является наиболее распространенным минералом и встречается повсеместно в рудной зоне.

Молибденит является вторым главным рудным минералом. Вкрапленный молибденит, в отличие от халькопирита, более одноморфный и встречается в виде таблитчатых агрегатов. В мощных кварц-молибденовых жилах молибденит встречается в виде двух разновидностей: крупночешуйчатого и мелкозернистого. Пирит встречается повсеместно, образуя широкий ореол вокруг кварцевых жил и прожилков.

Из вышесказанного видно, что вещественный состав руд Каджаранского и Анкасарского месторождений довольно простой для применения рентгенорадиометрического метода. Единственным элементом, который может повлиять на результаты определения молибдена по пикам вылета, здесь практически является только железо, влияние которого устраняется с помощью поглощающего фильтра из алюминиевой фольги.

При опробовании горных выработок и керн скважин естественные руды практически всегда являются средами гетерогенными, состоящими из вмещающей породы, играющей роль наполнителя, и рудных включений, распределенных дискретно в виде гнезд, прожилков или вкрапленностей. Размеры рудных включений намного превосходят глубину проникновения первичных и вторичных излучений, т.е. молибденовые руды

в естественном залегании являются грубозернистыми. В таком случае, как известно (Тамразян, Леман, 1986), при реализации рентгенорадиометрического метода целесообразно использовать методику спектральной интенсивности.

Рентгенорадиометрический метод опробования керн на молибден применялся на Каджаранском медно-молибденовом месторождении. При измерении керн размещался в специальных кюветах из листового кадмия для уменьшения фона от рассеянного излучения источника, а датчик прибора БРА-6 с помощью специальной подставки, обеспечивающей постоянство геометрии измерений, помещался над кюветами. Были измерены керны общей длиной более 250 м.

Пример определения молибдена в керне представлен на рис. 2. При построении диаграммы из-за крайне неравномерного распределения руды в керне брался расширенный интервал в 3,8 м для одной пробы.

На Анкасарском месторождении руды в основном представлены пологопадающими жилами, поэтому опробование проводилось по следам вертикальных борозд. По стволу штольни было измерено более 50 вертикальных борозд общей длиной около 120 м. В штреках опробование велось по горизонтальным бороздам. На рис. 3

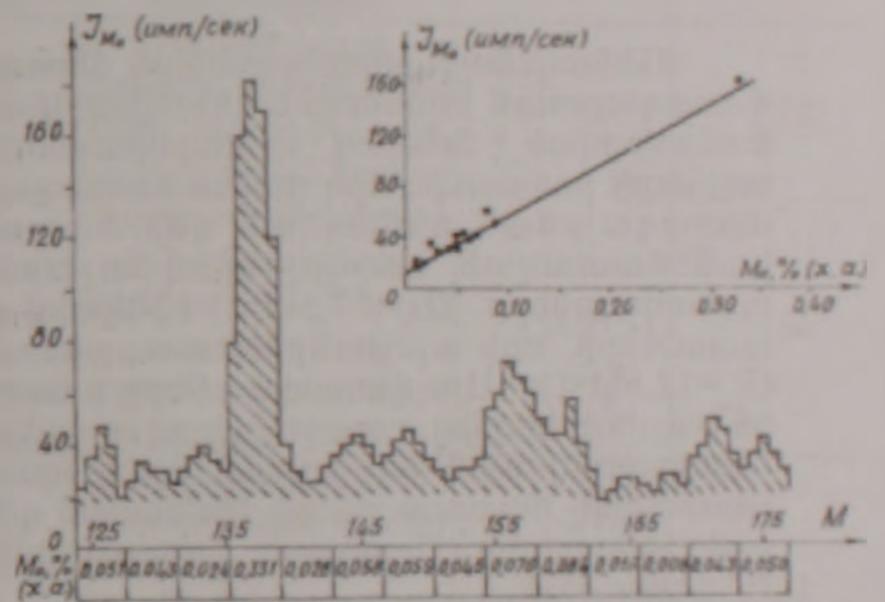


Рис. 2. Результаты рентгенорадиометрического опробования молибдена в керне (Каджаран, скв. 444)



Рис. 3. Пример определения молибдена по пикам вылета при рентгенорадиометрическом опробовании горной выработки (Анкасар, шт. 4, штр. 1) а-геологическая зарисовка борозды, б- содержание молибдена по бороздovому опробованию, % 1- гидротермально-измененные гранодиориты; 2- рудная жила.

приведен пример опробования стенки в штолке I штольни №4. Следует отметить, что погрешность при ППО близка к погрешности, присущей геологическому опробованию, и вполне удовлетворяет требованиям горнодобывающих организаций.

Таким образом, предлагаемая методика, основанная на измерении интенсивности характеристического рентгеновского излучения молибдена по пикам вылета от его К-линии с одновременной фильтрацией вторичного спектра алюминиевой фольгой, установленной на окне детектора, существенно повышает избирательность рентгенорадиометрического метода.

## ЛИТЕРАТУРА

- Блохин М.А. Методы рентгено-спектральных исследований. М.: Недра, 1959, 386с.  
 Болотова Н.Г., Котельников В.В., Леман Е.П. Об исследовании пиков вылета ксеноновых пропорциональных счетчиков для рентгенорадиометрического анализа вольфрама в рудах. "Атомная энергия", 1970, т. 29, вып. 6, с. 463-465  
 Леман Е.П. Рентгенорадиометрический метод опробования месторождений цветных и редких металлов. Л.: Недра, 1978, 232 с.  
 Пиджян Г.О. Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1975, 311с.  
 Тамразян А.А., Леман Е.П. Рентгенорадиометрический метод опробования гетерогенных руд. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 120с.

Рецензент Р.Т. Мириджанян

## ՄՈԼԻԲԴԵՆԻ ՌԵՆՏԳԵՆՐԱԴԻՈՄԵՏՐԱԿԱՆ ՆՄՈՒՇԱՐԿՈՒՄԸ ԿՐԻՊՏՈՆԱՅԻՆ ՀԱՍԵՄԱՏԱԿԱՆ ՀԱՇՎԻՉՆԵՐԻ ԱՐՏԱԹՈՒՉՔԻ ԳԱԳԱԹՆԵՐՈՎ

Ա. Ա. Թամրազյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Ռենտգենառադիոմետրական մեթոդով մոլիբդենի նմուշարկումը նրա բնութագրիչ ճառագայթման հիմնական էներգետիկ գծով միշտ չէ, որ արդյունավետ է: Դա պայմանավորված է նրանով, որ ապարատուրային երկրորդային սպեկտրում ռադիոակտիվ աղբյուրի բազմապատիկ ցրման ճառագայթները խանգարում են մոլիբդենի բնութագրիչ ճառագայթման հիմնական գծի հստակ անջատմանը: Մինչդեռ, կրիպտոնային համեմատական հաշվիչներով աշխատելու ժամանակ մոլիբդենի բնութագրիչ ճառագայթները ( $E_{\alpha} = 17,5$ կէՎ) էֆեկտիվ զրգռում են նրանցում լցված կրիպտոն գազի ատոմները, որի արդյունքում առաջանում են վերջինիս բնութագրիչ ճառագայթները ( $E = 12,6$ կէՎ): Այս ճառագայթները անարգել դուրս են թռչում հաշվիչից կամ կլանվում են հաշվիչի կողմից, առաջացնելով այսպես կոչված կորստի կամ արտանետման գազաթ: Ապարատուրային սպեկտրում այս գազաթը իր ինտենսիվությամբ չի գիջում մոլիբդենի բնութագրիչ ճառագայթների հիմնական գծի ինտենսիվությանը և տեղադրված է նրանից ձախ կրիպտոնի բնութագրիչ ճառագայթների էներգիայի չափով, այսինքն ունի 4,9կէՎ էներգիա:

Այս գազաթի էներգետիկ գծով մոլիբդենը նմուշարկելու ժամանակ միակ խսնգարիչ էլեմենտը երկաթն է, որի ազդեցությունը հեշտությամբ վերացվում է հաշվիչի պատուհանին տեղադրված 0,1մմ հաստությամբ ալյումինե կլանող զտիչի միջոցով, իսկ փոխարենը էապես բարձրանում է մեթոդի ընտրողականությունը:

## ROENTGENO-RADIOMETRIC MOLYBDENUM SAMPLING BY LOSS PEAKS OF CRYPTONE PROPORTIONAL COUNTERS

A.A. Tamrazian

Abstract

The article deals with molybdenum sampling methods based on measurements of characteristic X-ray radiation of molybdenum by loss peaks from its K-line with synchronous filtration of secondary spectrum by aluminum foil.

**ՏԵԽՆԱԾԻՆ ԲԱՑԱՍԱԿԱՆ ԳՈՐԾՆԵՐՔԱՑՆԵՐԻ ԱԶԳԵՑՈՒԹՅԱՆ ԳՐԱԿՆՈՒԹՅՈՒՆԵՐԸ ԼԵՌՆԱՅԻՆ ՏԱՐԱԾՔՆԵՐԸ ՇԻՆԱՐԱՐԱԿԱՆ ՆՊԱՏԱԿՆԵՐՈՎ ՕԳՏԱԳՈՐԾԵԼԻՍ**

© 2008 թ. Ա. Գ. Կարապետյան

Армянский Государственный Педагогический Университет им. Х. Абовяна МОН РА,  
0010, Ереван, ул. Ханджяна 5, Республика Армения  
Поступила в редакцию 31 10 2007 г.

Մաշ դու տնտեսական գործունեությունը լեռնային տարածքների յուրացման գործընթացում արտահայտվում է հիմնականում երկու ոլորտներում՝ գյուղատնտեսական և շինարարական: Սակայն դրանցից և ոչ մեկը անհետևանք չի մնում լեռնային գեոհամակարգերի բնական փոփոխությունների և ռիսկի գործոնների վրա: Հատկապես մեծ են մարդածին գործոնների բացասական ազդեցությունները ՀՀ լեռնային տարածքների անվտանգ օգտագործման և էկոլոգիական հավասարակշռության պահպանման վրա:

Հայտնի է, որ լեռնային տարածքների մի մասը օգտագործվում է ոչ գյուղատնտեսական նպատակների եամար: Այդ տարածքներն ընկած են ճանապարհների, պետական, հասարակական, անհատական կառույցների, արտադրական բակերի, հրասպարակների, փողոցների, արհեստական ջրամբարների, ջրանցքների և այլ կառույցների տակ:

Հետազոտությունները ցույց են տալիս, որ ըստ 1991թ. տվյալների (Погосян, 1986) այդ նպատակների էամար օգտագործվող տարածքները մեր հանրապետությունում ունեն հետևյալ չափերը. (տես աղյուս.1 և 2):

Աղյուսակ 1

N/N	Հող սահանդակների անվանումները	Մակերեսները (հա)	Տոկոսային հարաբ. հողային ընդհանուր ֆոնդին
1	Վարելահողեր	505276	17.7
2	Բազմամյա տնկիներ	70586	2.5
3	Խոտհարքեր	137777	4.8
4	Անտառներ և թփուտներ	415520	14.6
5	Արոսավայրեր և այլ հողեր	1717271	60.4
6	Ընդհանուր հողային ֆոնդը	2.846.430	100.10

Առանց Սևանա լճի մակերեսի

Այստեղ հաշվարկված չեն միայն բարձր լարման հաղորդագծերի, խողովակաշարերի, հեռախոսագծերի, այսինքն գծային տարածում ունեցող այդ կառույցների համար շահագործվող տարածքները:

Ինչպես երևում է վկայակոչված տվյալներից, ընդհանուր հաշվով մոտ 105938 հա տարածք ընկած է տեխնածին գործոնների ազդեցության տակ:

Հետազոտությունները ցույց են տալիս նաև, որ յուրաքանչյուր տարածքի մակերեսային դինամիկայի վրա տեխնածին գործոնների ազդեցությունները կարող են լինել խիստ տարաբնույթ և արտահայտման տարբեր մասշտաբներով: Դրանց օբյեկտիվ բնութագրման ու քարտեզագրման համար, առաջին հերթին, անհրաժեշտ է կիրառել բնական հետազոտությունների այնպիսի մեթոդներ, որոնք հնարավորություն կտան բացահայտել այդ գործոնների «վարքը» արդեն ձևավորված գեոհամակարգերի որոշակի տարածք-

Աղյուսակ 2

N/N	Տարածքի օգտագործման նպատակները	Օգտագործ. տարածքի մակերեսները (հա)	Տոկոսային հարաբ. հողային ընդհանուր ֆոնդին
1	Ճանապարհների և ժամանակավոր անցումների համար օգտագործվող տարածքներ	32886	1.16
2	Արտադրական բակերի, հրասպարակների, փողոցների շինարարության համար	31947	1.12
3	Հանգստի օբյեկտների, սրճարանների հանգստյան տների և սպասարկման ոլորտի օբյեկտների կառուցման համար	15480	0.54
4	Ավազահանքերի, քարհանքերի, դրանց օժանդակ կառույցների համար օգտագործված տարածքներ	6160	0.22
5	Ջրանցքներ, ջրհան կայանների և դրանց օժանդակ կառույցների համար օգտագործվող տարածքներ	8809	0.31
6	Արհեստական ջրամբարներ, պատնեշներ և նման ջրաշինարարական այլ օբյեկտներ կառուցման համար	8898	0.32
7	Ընդամենը	10598	3.67

գրման համար, առաջին հերթին, անհրաժեշտ է կիրառել բնական հետազոտությունների այնպիսի մեթոդներ, որոնք հնարավորություն կտան բացահայտել այդ գործոնների «վարքը» արդեն ձևավորված գեոհամակարգերի որոշակի տարածք-

ների և ժամանակահատվածների համար:

Տեխնաժին գործոնների մասնակցությունը լեռնային մակերևույթի ընդհանուր դինամիկայի մեջ կրում է բոլորովին այլ բնույթ և խիստ տարբեր է բնական գործոնների ունեցած ազդեցություններից: Տարբեր են ժամանակի և տարածության մեջ նաև դրանց բացասական արտահայտման ձևերը, չափման միավորները, քարտեզագրման հնարավորությունները, հետևաբար նաև վերջիններիս «վարքի» կանխատեսումները: Չնայած դրանց ամբողջ ընթացքը պայմանավորվում է, առաջին հերթին, հասարակություն-բնություն հիմնական հարաբերություններով, սակայն մարդու տեխնիկական գործունեությունը անհամեմատ ճկուն է, բազմակողմանի և ավելի շուտ կարող է հարմարվել տարածքի տեղագրական կառուցվածքին, քսոն ագրոգործունեությունը: Այս իմաստով դժվար է նաև օբյեկտիվորեն փաստագրել նեգատիվ այն գործընթացները և երևույթները, որոնք կարող են առաջանալ և ուղեկցվել մարդու տեխնիկական գործունեության ամբողջ ընթացքում:

Չնայած բացասական այդ գործընթացների նման մեծ բազմազանությանը, այնուհանդերձ, այս ուղղությամբ կատարված մեր հետազոտությունները ցույց տվեցին, որ տարածքի մակերևույթի ընդհանուր դինամիկայի վրա տեխնաժին գործոնների բացասական ազդեցությունները արտահայտվում են հետևյալ հիմնական ուղղություններով.

1. Լեռնալանջերի բնական ծանրահակ հավասարակշռության խախտման ձևով,
2. Առանձին գեոհամակարգերի սահմաններում միկրոսեյսմիկ լարվածության ավելացման ուղղությամբ,
3. Բնական միջավայրի (գեոհամակարգերի) էկոլոգիական հավասարակշռության լարվածության մեծացմամբ,
4. Ջրատեղատարումային և ջրակուտակումային պրոցեսների ընդհանուր աշխուժացման ձևերով:

Հետազոտությունները ցույց տվեցին, որ ի տարբերություն ագրոժին գործոնների, տեխնաժին գործոնների հետևանքով առաջացող բոլոր բացասական երևույթները լինում են ինչպես մշտական, այնպես էլ ժամանակավոր: Իսկ ազդեցության բնույթը և հզորությունները կախված են տվյալ տարածքի օգտագործման նպատակից, ձևից և տևողությունից: Այլ կերպ ասած, թե այդ տարածքում ի՞նչ է կառուցվում, ի՞նչ չափերով և ինչպե՞ս է այն շահագործվելու:

Հաշվի առնելով այդ հանգամանքը, մենք բնական հետազոտությունների ժամանակ փորձել ենք այդ տարածքների վրա գոյություն ունեցող շինարարական օբյեկտները դասակարգել ըստ իրենց կառուցվածքների չափերի և տիպերի՝ գծային, մակերեսային, վերգետնյա, ստորգետնյա և այլն: Դրանցից յուրաքանչյուրն, ակնհայտ է, իրեն հատուկ ձևով, բնույթով և մասշտաբներով է ազդում լեռնային միջավայրի էկոլոգիական հավասարակշռության, ինչպես նաև որակական և քանակական հետագա փոփոխությունների վրա:

Հանրապետության տարածքի առանձին ռեգիոնների էտազոտությունները ցույց են տալիս, որ գեոհամակարգերի բնական ծանրահակ հա-

վասարակշռության խախտումները հիմնականում կապված են տարբեր թեքության լանջերի վրա շինարարական օբյեկտների կառուցման ժամանակ այդ լանջերի վրա կատարվող տարբեր ծավալների հողային աշխատանքների հետ: Լեռնալանջերը շինարարական նպատակներ համար օգտագործման ժամանակ տեխնաժին գործոնների հետևանքով առաջացած նեգատիվ պրոցեսների և երևույթների բացահայտման նպատակով փորձել ենք հաշվարկել տվյալ տարածաշրջաններում գոյություն ունեցող շինարարական կառույցների կշիռները (տարբեր թեքության լանջերի վրա): Կարևոր մի գործոնի, որն անմիջականորեն է արտահայտվում դրանց դինամիկ հավասարակշռության վրա: Այդ ուղղությամբ կատարված բնական չափագրումները ցույց տվեցին, որ ուսումնասիրված ռեգիոններում առկա կառույցների կշիռները տատանվում են հետևյալ սահմաններում (Կարապետյան, 2005).

- |               |                        |
|---------------|------------------------|
| 1. Մինչև 1000 | 4. 3000-5000           |
| 2. 1000-2000  | 5. 5000-10000          |
| 3. 2000-3000  | 6. 10000 և ավելի տոննա |

Դիտարկումները ցույց տվեցին նաև այն, որ լանջերի ծանրահակ հավասարակշռության խախտման հզորությունները կախված են առաջին հերթին, դրանց վրա արհեստականորեն ավելացված այդ ծանրություններից: Եթե (ույնիսկ հաշվի չառնենք տարածքի ընդհանուր դինամիկայի վրա մնացած այլ գործոնների ազդեցությունները, ապա միայն ինժեներական այդ կառույցների կշիռների արհեստականորեն ավելացումները բավական են դրանց բնական հավասարակշռության խախտման համար:

Տեխնաժին գործոնները մեծ ազդեցություն ունեն նաև լանջերի վրա տեղի ունեցող տեղատարումային պրոցեսների առաջացման և տարածման գործընթացում: Այդ պրոցեսների ակտիվացմանը իրենց հերթին նպաստում են նաև դրանց վրա արհեստական կտրվածքներ (փորվածքներ) և լիցքեր կատարելը:

Տարբեր թեքության լանջերի վրա փորվածքների և լիցքերի ծավալները հիմնականում կախված են կառուցվող շինությունների չափերից և այդ նպատակների համար օգտագործվող լանջերի թեքություններից: Ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ շինարարական նպատակների համար կատարված փորվածքների (կտրվածքների) և լիցքերի ծավալները խիստ տարբեր են և տատանվում են 600 մ<sup>3</sup> մինչև 8000 մ<sup>3</sup> սահմաններում:

Բնական չափագրումները ցույց տվեցին նաև, որ տարբեր շինություններ կառուցելու համար անհրաժեշտ է կատարել մոտավորապես հետևյալ չափերի հասնող հողային աշխատանքներ.

- |                             |                                |
|-----------------------------|--------------------------------|
| 1. Մինչև 600 մ <sup>3</sup> | 4. 3000-8000 մ <sup>3</sup>    |
| 2. 600-1200 մ <sup>3</sup>  | 5. 8000 մ <sup>3</sup> և ավելի |
| 3. 1200-3000 մ <sup>3</sup> |                                |

Տարաբնույթ են նաև լեռնալանջերի վրա տեխնաժին գործոնների ուղղակի և անուղղակի հետևանքներով առաջացած միկրոսեյսմիկ հավասարակշռության փոփոխությունները:

Դիտարկումները ցույց են տալիս, որ լանջերի միկրոսեյսմիկ բնական հավասարակշռությունը կարող է խախտվել գծային և մակերեսային տարածում ունեցող կառույցների, ինչպես շինարարական աշխատանքների (պայթեցումների,

ծանր տեխնիկայի օգտագործման հետևանքով և այլն), այնպես էլ այդ օբյեկտների հետագա շահագործման ընթացքում:

Հաշվի առնելով այդ հանգամանքը, փորձել ենք դասակարգել նաև այդ օբյեկտներն՝ ըստ իրենց կառուցման և շահագործման բնույթի: Այստեղ առանձնացվել են .

1. Երկաթուղագծեր,
2. Ավտոխճուղիներ,
3. Բարեկարգված գրունտային ճանապարհներ և կոշտ ծածկով ավտոխճուղիներ,
4. Գրունտային ճանապարհներ, որտեղ կարող են էրթևեկել ինչպես անիվավոր, այնպես էլ թրթուրավոր մեքենաներ,
5. Երկաթուղային և ավտոխճուղային կամուրջներ և թունելներ,

Իսկ մակերեսային տարածում ունեցող կառույցներից առանձնացրել ենք.

1. Գործարաններ,
2. Ֆաբրիկաներ,
3. Արհեստանոցներ՝ իրենց արտադրական բակերով,
4. Պոմպակայաններ և այլն:

Հետազոտվող ռեզիդենտներում թվարկված բոլոր շինարարական այդ օբյեկտները կառուցված են տարբեր աստիճանի թեքության լանջերի վրա: Բնական է, դրանց բացասական ազդեցություններն առավել շատ արտահայտվում են մեծ թեքություն ունեցող լանջերի վրա: Սակայն, այստեղ անհրաժեշտ ենք համարում նշել մի կարևոր հանգամանք ևս: Բանն այն է, որ մեր հանրապետությունում նմանատիպ ուսումնասիրություններ կատարվում են առաջին անգամ, հետևաբար իրեն զգացնել էր տալիս հետազոտությունների իրականացման մեթոդիկայի բացակայությունը:

Ստացված տվյալների հետագա վերլուծությունը հնարավորություն տվեց բացահայտել տատանողական շարժումների բնույթը և հզորությունները: Իջևան-Դիլիջան-Հրազդան երկաթգծի կառուցման ժամանակ կատարված պայթեցումներից և գրունտի տեղափոխություններից հետո, թեղուտ գյուղի մի քանի գծամերձ շենքերի պատերին առաջացած ճեղքերի լայնությունը հասնում է 5-10 սմ, որոնք հաճախ անցնում էին պատերի գրեթե ամբողջ երկայնքով և լայնությամբ: Տատանողական շարժումները բացասաբար էին ազդել նաև Հաղարծին գյուղի դիմաց կառուցված երկաթուղային կայարանի տարածքի վրա, որտեղ բեռնատար գնացքի անցնելու ժամանակ մոտ 80-100մ երկարության հատվածում տեղի էր ունեցել երկաթգծի տեղաշարժ դեպի ներքև: Գրեթե նույն պատկերն էր դիտվում նաև լանջերի վրա կառուցված օբյեկտների շահագործման ժամանակ, ինչպես, օրինակ, Դիլիջան քաղաքի «Իմպուլս» գործարանի շենքի վրա, որտեղ տալբեր հզորության սարքավորումների և մեքենաների աշխատանքի հետևանքով առաջացել էին սողանքային տեղաշարժեր և շենքի

պատերի տարբեր չափերի հասկող դեֆորմացիաներ:

Տեխնաժին գործոնները մեծ ազդեցություն ունեն նաև առանձին տարածքների վրա տեղի ունեցող տեղատարումային և կուտակումային պրոցեսների դինամիկայի վրա:

Լանջերի մեխանիկական կտրտումները, դրանց վրա ծանրությունների ավելացումները, արհեստական փորվածքները և լիցքերը շատ հաճախ պատճառ են դառնում սողանքների, փլուզումների, գրունտների նստեցումների և նման բացասական այլ պրոցեսների ակտիվացմանը:

Մասրիկի դաշտում (Սևանա լճի ավազան) կառուցված Գիլիի դրենաժային սուրբ ջրանցքը անցած մոտ 50 տարիների ընթացքում վերածվել է լավ «մշակված» 150-200մ երկարության և 50-80մ լայնության «կանիոնի», որի «լանջերի» թեքությունները հասնում են մինչև 40-45°: Շարքից դուրս էր եկել նաև Վարդենիս-Շորժա ավտոխճուղու երկաթբետոնե հզոր կամուրջը: Ներկայումս այն վերածվել է լավ մշակված էրոզիոն գետահովտի իր բոլոր բաղկացուցիչ մասերով (Կարապետյան, 2003):

Ամփոփելով վերը շարադրվածը նշենք, որ տարածքի շինարարական նպատակներով ռացիոնալ և անվտանգ օգտագործման համար անհրաժեշտ հետազոտությունները պետք է կատարվեն նվազագույնը երկու փուլերով.

1. Ինժեներա-շինարարական նախագծերի տեխնիկա-տնտեսական հիմնավորումների ժամանակ,

2. Շինարարական օբյեկտների կառուցման և դրանց շահագործման ընթացքում:

Այս իմաստով արդարացվում են ժամանակի և միջոցների բոլոր այն ծախսերը, որոնք անհրաժեշտ կլինեն իրականացնել նման հետազոտություններ: Դրանց ընթացքում, անշուշտ, պետք է հաշվի առնել նաև շրջակա միջավայրի բնական զարգացման ընդհանուր միտումները և գեոհամակարգերի էկոլոգիական հավասարակշռության պահպանման անհրաժեշտությունը:

#### ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

Կարապետյան Գ.Մ. Բնատարածքի դինամիկայի աշխարհագրական հետազոտությունները և նրա շարժընթացի կանխատեսման քարտեզագրական հիմնավորումները, Երևան, Ասողիկ հրատ., 2003, 210 էջ:

Կարապետյան Գ.Մ. Աշխարհագրական կանխատեսման (պրոզնոզի) էությունը, տեսակները և իրականացման եղանակները լեռնային տարածքի տնտեսական օգտագործման ժամանակ: ՀՀ ԳԱԱ Տեղեկագիր, Գիտություններ Երկրի մասին, 2005թ., LVIII, N2, էջ 51-57.

Погосян Д.А. Сельскохозяйственная оценка природных ресурсов территории Армянской ССР. Изд. АН АрмССР. Ереван, 1986, с.219.

Գրախոս՝ Ա. Խոյեցյան

# ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ТЕХНОГЕННЫХ НЕГАТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ГОРНОЙ ТЕРРИТОРИИ ПРИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ИХ В СТРОИТЕЛЬНЫХ ЦЕЛЯХ

А. Г. Карапетян

## Резюме

Возникновение и течение ряда негативных процессов и явлений в горных регионах РА обусловлены в основном двумя факторами преобразования природной среды горных геосистем:

1. Природными, ход которых спонтанный и зависит от характера проявления компонентов, составляющих данные геосистемы;
2. Спецификой использования этих территорий в хозяйственных целях.

В первом случае преобразование определенных геосистем происходит вне зависимости от антропогенных вмешательств на их ход, а в другом — главным образом под влиянием совокупных антропогенных факторов, проявляющихся при хозяйственной деятельности человека на определенных участках этих геосистем.

Исследования показывают, что в отличие от агрогенных, техногенные негативные процессы и явления могут иметь как временный, так и постоянный характер проявления. Они могут проявляться медленно как геологические процессы, так и весьма сильно и активно как биологические процессы преобразования. И поэтому при изучении и фиксации этих изменений на конкретных участках природных и техногенных геосистем северных регионов РА необходимы были разработка и практическое применение нескольких приемов и методов полевых изысканий.

Исследования показали также, что для безопасного использования горных территорий в строительных целях необходимо природные натурные изыскания проводить не менее двух раз, т.е. в два этапа.

1. При ТЭО строительных проектов;
2. При строительстве и после сдачи проектируемых инженерно-технических объектов в эксплуатацию.

## MANIFESTATION OF ADVERSE IMPACTS OF MAN-MADE PROCESSES WHILE UTILIZING MOUNTAIN AREAS FOR CONSTRUCTION PURPOSES

A.G.Karapetian

### Abstract

Mountain areas are utilized predominantly for agricultural and construction purposes. As a result, economic activities of the man bring to disturbance of ecological equilibrium of mountain geo-ecosystems thus representing a risk factor. The article is focused on Armenia's mountain areas and considers adverse impacts of man-made factors that prevent sustainable use of mountain sites and threaten ecological balance of mountain ecosystems.

## ПИСЬМО В РЕДАКЦИЮ

### ПО ПОВОДУ СТАТЬИ В. А. АГАМАЛЯНА «ОБНАРУЖЕНИЕ ОСНОВНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД В СОСТАВЕ НИЖНЕМЕЛОВОЙ СПИТАКСКОЙ СВИТЫ В РАЙОНЕ КАРАХАЧСКОГО ПЕРЕВАЛА В СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ» (Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2007, №3, с. 20-27)

В указанной статье В.А.Агамалаяна имеется целый ряд утверждений и выводов, которые, по нашему мнению, не соответствуют действительности. Остановимся на главных из них.

1. Название статьи и последующие выводы автора предполагают, что в составе нижнемеловой спитакской свиты обнаружены основные вулканогенные породы, что, по его мнению, «...представляет новость для геологии Армении» (с.21).

Однако, как выясняется из статьи, в действительности речь идет не о собственно вулканогенных породах, а о метаморфических сланцах, которые в этом районе были обнаружены еще в XIX веке Г.Абихом и совершенно правильно показаны на разномасштабных картах последующих исследователей именно как метаморфические сланцы. В.А.Агамалаяном же проведено их петрографическое и петрохимическое изучение, т.е. в мезозойском разрезе Базумского хребта им обнаружены не собственно основные вулканогенные породы, которые, кстати, были известны (см. пункт 2 замечаний), а уточнен исходный состав давно известных метаморфических сланцев. Поэтому ни название статьи, ни утверждение В.А.Агамалаяна, что это новость для геологии Армении не соответствуют действительности.

2. В.А.Агамалаян утверждает, что "Предыдущие исследователи отмечали лишь наличие кислых вулканогенных пород в разрезе  $J_3-K_1$  Базумского хребта... В.Т.Акопян приводит 2 химических анализа (№№ 4 и 5, табл. 1), определив их "как дацитовые порфиры". Однако, как видно из табл. 1, содержание  $SiO_2$  в них больше 70%, что характерно для риолитов (с.21). Затем, рассматривая петрохимические особенности вулканитов на классификационной диаграмме (рис.10), В.А.Агамалаян пишет, что "...кислые породы соответствуют риолиту и риодациту" (с. 23).

Прежде всего отметим, что только на основании содержания  $SiO_2$  нельзя определять название породы, т.к. содержания  $SiO_2$  не только до 72% (как это в анализах В.Т.Акопяна), но и до 76% может быть характерно не только для риолитов, но и для дацитов (см.рис. 10). На диаграмме же, на которую ссылается В.А.Агамалаян (рис.10), один из анализов В.Т.Акопяна попадает действительно в поле риолитов (п.5), но другой (п.4) располагается в поле дацита. В.А.Агамалаян, чтобы обосновать свой вывод, совершенно произвольно переименовывает поле дацита ( $\tau$ ), в поле риодацита. В результате, в обозначениях полей на диаграмме (рис. 10) поле  $\tau$  фигурирует совершенно правильно как поле дацита, но здесь же в подписях к той же диаграмме В.А.Агамалаян пишет, что "дацитовые порфиры" В.Т.Акопяна занимают поле риодацита. Но ведь в действительности на классификационной диаграмме такого поля вообще не существует.

Утверждение же В.А.Агамалаяна о том, что предыдущие исследователи отмечали наличие в разрезе  $J_3-K_1$  Базумского хребта лишь кислых вулканогенных пород, как и его последующий вывод о том, что мезозойский вулканизм на Базумском хребте представлен риолитами (с. 25), также не соответствуют действительности. Во-первых, приведенные для обоснования этого вывода два химических анализа В.Т.Акопяна характеризуют конкретный участок, но никак не весь Базумский хребет, а, во-вторых, общеизвестно, что на Базумском хребте мезозойский вулканизм представлен не только риолитами, как это утверждает В.А.Агамалаян, а серией вулканитов от базальтов до риолитов (Габриелян, Хоренян 1977; Закариадзе и др. 1987; Мелконян и др. 2000). Более того, еще 50 лет тому назад А.Т.Асланян (1958, с. 48) отметил и описал присутствие в толще юрских образований Базумского хребта метаморфизованных, сильно измененных диабазовых порфиритов и кварцевых порфиров, т.е. наличие мезозойских собственно основных и кислых вулканогенных пород в пределах Базумского хребта, а также среди метаморфических пород этого района является давно известным фактом, который, оказывается, не был известен В.А.Агамалаяну.

3. Нельзя согласиться с утверждением В.А.Агамалаяна о том, что В.Т.Акопяном и А.Г.Казаряном (1962) рассматриваемые "...метаморфические сланцы ошибочно были определены как "кианитовые" ввиду того, что голубой амфибол, присутствующий в них, был диагностирован как "голубой кианит" (с. 20).

При описании метаморфических сланцев в верховьях р. Дзорагет указанные авторы нигде не пишут о "голубом кианите", поэтому приписывать им это выражение по меньшей мере не корректно. Описанный В.Т.Акопяном и А.Г.Казаряном участок, как отмечает В.А.Агамалаян, находится в 20 км от исследованного им участка, и нельзя исключить, учитывая диагностику кианита, присутствие существенно отличных от глаукофана как глаукофановых, так и кианитовых сланцев

на различных участках Дзорагетского массива, тем более, что В.Т.Акопяном и А.Г.Казаряном на различных участках описаны также хлорит-серицитовые сланцы с гранатом и эпидот-серицитовые сланцы.

4 В статье приводятся названия несуществующих в действительности физико-географических единиц. Так, говорится то о Карахачском хребте (с.20, 21, 24,25,26), то о Амасия-Карахачском хребте (с.25), то отдельно о Карахачском и Базумском хребтах. У читателя может создаться впечатление, что это различные физико-географические единицы одного порядка. В действительности же существует лишь Карахачский перевал, ни Карахачского, ни Амасия-Карахачского хребта не существует\*. Так называемый Карахачский хребет является лишь ССЗ отрогом Базумского хребта.

5 Вызывает по меньшей мере недоумение, приведенный В.А.Агамаляном пересчет химических анализов известняков (табл.1 №№ 8,9) по методу CIPW. Как известно каждому петрографу, этот метод (нормативный), предложенный американскими петрографами Кроссом, Иддингсом, Пирсом и Вашингтоном, используется при химических пересчетах магматических, но никак не осадочных пород. «Обоснование» В.А.Агамаляна применения метода CIPW к известнякам для «... получения представления о характере силикатных примесей в известняках и доле известкового цемента в вулканогенно-осадочных породах» (стр.23) не выдерживает никакой критики. Дело в том, что детальные петрографическое, литолого-минералогическое, петрохимическое исследования известняков и кремнисто-карбонатных пород спитакской свиты, проведенные ранее Р.А.Мандаляном (1990), позволили установить реальный характер и силикатных примесей в известняках, и количественный состав терригенного материала в них, и количественно-минералогический состав тяжелой фракции. Между тем фраза В.А.Агамаляна: «Химизм известняков спитакской свиты более подробно изучен Р.А.Мандаляном (1990)» (стр.23) без какого-либо упоминания о его петрографических и литолого-минералогических исследованиях создает впечатление, что Р.А.Мандаляном изучен лишь химизм этих пород.

Как в этом, так и в других вышеотмеченных случаях хотелось бы пожелать В.А.Агамаляну более объективной и уважительной оценки результатов ранее проведенных исследований своих коллег.

Я не останавливаюсь на весьма спорных геодинамических построениях В.А.Агамаляна, которые должны стать предметом специального рассмотрения.

## ЛИТЕРАТУРА

- Акопян В.Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1978, 275 с.
- Акопян В.Т., Казарян А.Г. Новые данные о метаморфических сланцах Базумского хребта в Армянской ССР. Докл. АН АрмССР. 1962, XXXIV, N1, с. 25-29.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: «Айпетрат», 1958, 430 с.
- Габриелян А.А., Хоренян Р.А. О возрастном и стратиграфическом положении толентовых вулканитов Базум-Зангезурской тектонической зоны (Армянская ССР) Докл. АН АрмССР, 1977, т. LXV, N3, с. 166-172.
- Закариадзе Г.С., Магакян Р.Г., Цамерян О. П., Соболев А.В., Колесов Г.М. Проблемы альпийской эволюции Малого Кавказа в свете геохимических данных о вулканических сериях островодужного типа. В кн.: «Строение сейсмофокальных зон». М.: Наука, 1987, с. 150-167.
- Мандалян Р.А. Верхнеюрский-неокомский седименто- и литогенез Армении. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1990, 173с.
- Мелконян Р.Л., Хоренян Р.А., Чибухчян З.О. К вопросу о мезозойском магматизме Цахкунк-Зангезурской зоны Малого Кавказа. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2000, N3, с.17-28.

Ст. науч. сотр., канд. геол-мин наук  
Р. А. ХОРЕНЯН

Поступило в редакцию 30.04.2008г.

\* Это замечание Р.А.Хоренян ошибочно, поскольку понятие Карахачский хребет, в отличие от Амасия-Карахачского, существует (прим ред.).

**ԳԵՎՈՐԳ ՊԵՏՐՈՍԻ ԲԱՂԴԱՍԱՐՅԱՆ**  
(ծննդյան 100-ամյակին)



2008թ. մայիսին լրացավ բազմաժանր երկրաբան, ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի պետրոգրաֆիայի և միներալոգիայի բաժնի (1948-1976թթ.), այնուհետև՝ իզոտոպային երկրաբանության լաբորատորիայի (1976-1994թթ.) վարիչ, երկրաբանա-հանքաբանական գիտությունների թեկնածու Գևորգ Բաղդասարյանի ծննդյան 100-ամյակը:

1927թ. նա ընդունվեց Երևանի Պետական համալսարանի քիմիական ֆակուլտետ, որն ավարտեց 1931թ.: Արդեն ուսանողական տարիներին նա սկսեց աշխատել ճանաչված երկրաբան Պ. Ղամբարյանի մոտ, որը ղեկավարում էր ՄՍՀՄ ԳԱ Կովկասյան արշավախմբի Երևանյան ջոկատը:

1938թ. ասպիրանտուրա ընդունվելուց հետո, Գ. Բաղդասարյանի գիտական գործունեությունը մինչև իր կյանքի վերջին օրերը (16.01.1998թ.), կապված է եղել ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի հետ: Այստեղ, տարբեր տարիներին, նա զբաղեցրել է ավագ գիտական աշխատողի, ինստիտուտի գիտական քարտուղարի, պետրոգրաֆիայի և միներալոգիայի բաժնի վարիչի, երկրաժամանակագրության և իզոտոպային հետազոտությունների լաբորատորիայի վարիչի, առաջատար գիտական աշխատողի պաշտոններ:

Գևորգ Բաղդասարյանի գիտական հետազոտությունների լայն շրջանակներում առանձնանում են տարբեր հասակի մագմատիկ զանգվածներին նվիրված խնդիրների բազմակողմանի ուսումնասիրությունները: Մասնավորապես՝ հարկ է նշել Փամբակի լեռնաշղթայի Թեժսարի ալկալային զանգվածի մանրակրկիտ երկրաբանական և պետրոգրաֆիական հետազոտությունները, որոնք նրա թեկնածուական ատենախոսության հիմքը հանդիսացան: Այն հաջողությամբ պաշտպանվեց Մոսկվայում 1951թ.:

Գևորգ Բաղդասարյանը, շուրջ 60 տարի անընդմեջ աշխատելով ՀՀ ԳԱԱ ԵԳԻ-ում, մեծ ավանդ ունեցավ երկրաբանական հետազոտությունների նոր ուղղությունների զարգացման, 60-70-ական թվականներին համահունչ գիտական մակարդակի բարձրացման, մեզո-կայնոզոյան հասակի հրաբխածին, ինտրուզիվ և մետամորֆային գոյացումների ուսումնասիրման գործում:

Գևորգ Բաղդասարյանի գործունեությանը բնորոշ էր նորի զգացումը: Նրա ջանքերով ԵԳԻ-ում 1960թ. հիմնադրվեց իզոտոպային լաբորատորիան, որը հետագայում դասվեց նախկին ԽՍՀՄ և արտասահմանյան մի շարք երկրների նույն բնագավառի ճանաչված կենտրոնների շարքում: Գևորգ Բաղդասարյանի ղեկավարությամբ իզոտոպային երկրաբանության բնագավառում կատարված հետազոտությունների արդյունքները (K-Ar, Rb-Sr,  $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{13}C$ ) թույլ տվեցին բնորոշել Հայաստանի տարածքի մագմատիկական և մետամորֆային կոմպլեքսների գերակշռող մասի իզոտոպային հասակը, պարզաբանել ապար- և հանքառաջացման մի շարք կարևոր հարցեր: Միևնույն ժամանակ, միջազգային համագործակցության շրջանակներում, իրականացվեցին Չեխոսլովակիայի, ԳՂՀ, Հունգարիայի, Ռուսիայի, Ավստրիայի, ԱՄՆ-ի տարաբնույթ առաջացումների իզոտոպային ժամանակագրության խնդիրներին նվիրված հետազոտություններ, որոնք ամփոփվեցին արտասահմանում տպագրված շուրջ 40 գիտական հոդվածներում:

Գևորգ Բաղդասարյանի ղեկավարությամբ և անմիջական մասնակցությամբ հրատարակվեցին նաև Հայաստանի տարածքի ինտրուզիվ, հրաբխածին և մետամորֆային գոյացումներին նվիրված մի շարք ամփոփիչ աշխատություններ:

Գևորգ Բաղդասարյանը իր գործունեության ընթացքում լուրջ ուշադրություն էր դարձնում նաև կիրառական նշանակություն ունեցող խնդիրների լուծմանը: Թեժսարի նեֆելինային սիենիտները նրա կողմից առաջ քաշվեցին որպես հեռանկարային հանքահումքային բազա՝ Հայաստանում այլումինի արտադրության համար, Կոտայքի մարզում նա հայտնաբերեց դոլոմիտների խոշոր հանքավայր, ուսումնասիրեց և առաջ քաշեց հետախուզման համար կրաքարերի, տրավերտինների, մարմարների, հանքային ջրերի մի շարք հեռանկարային հանքավայրեր:

1951-1953թթ. նրա ղեկավարած ԵԳԻ և Շինանյութերի ինստիտուտի արշավախումբը Սարատովի մարզում հայտնաբերեց կվարցիտանման ավազաքարերի խոշոր հանքավայր, որը հանձնվեց հետախուզման՝ Վոլգայի հիդրոտեխնիկական կառույցների շինարարության ընթացքում օգտագործելու նպատակով:

Գևորգ Բաղդասարյանը հանդիսանում էր միջազգային և համամիութենական մի շարք հանձնաժողովների և աշխատանքային խմբերի անդամ: Նա հեղինակ է շուրջ 180 գիտական աշխատանքների, այդ թվում՝ 10 մենագրությունների, որոնք հրատարակվել են Հայաստանի, նախկին ԽՍՀՄ և արտասահմանյան գիտական մամուլում և ներկայացվել են XXI, XXII և XXIV Միջազգային Երկրաբանական կոնգրեսներում:

Գևորգ Բաղդասարյանի գիտական գործունեությունը մշտապես ուղեկցվում էր երիտասարդ մասնագետների պատրաստմամբ: Նրա ջանքերով և գիտական հեղինակության շնորհիվ Ինստիտուտը համալրվեց երիտասարդ կադրերով, որոնք ասպիրանտական կրթություն ստացան ճանաչված գիտական կենտրոններում և հետագայում նվիրումով շարունակեցին գիտական հետազոտությունները Հայաստանի տարբեր մարզերում:

Գևորգ Բաղդասարյանը Հայրենական Մեծ պատերազմի մասնակից էր, պարգևատրված էր մի շարք մարտական շքանշաններով և մեդալներով: Հետագայում նրա երկարամյա, անբասիր աշխատանքը նույնպես գնահատվել է պետական պարգևներով և գովեստագրերով:

Գևորգ Բաղդասարյանի բազմաթիվ գործընկերները և աշակերտները նրա ծննդյան 100-ամյակի առթիվ իրենց հարգանքի տուրքն են մատուցում նրա հիշատակին:

ՀՀ ԳԱԱ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ  
«ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ»  
ՀՀ ԳԱԱ ՏԵՂԵԿԱԳՐԻ ԽՄԲԱԳՐՈՒԹՅՈՒՆ

### СРБУИ АРСЕНОВНА БУБИКЯН (1921-2008)



26 апреля 2008г. на 87 году жизни скончалась заслуженный геолог, известный микропалеонтолог, биостратиграф Србуи Арсеновна Бубикян. С.А.Бубикян родилась 28 декабря 1921г. во Владикавказе, в семье рабочего. В 1938г. С.А.Бубикян окончила в г.Тбилиси среднюю школу, а затем, в 1942г. – Геологический факультет Ереванского Госуниверситета, получив квалификацию геолога.

В 1942–44гг. она работала в Геологическом институте Армянского филиала Академии Наук СССР (АрмФАН, с 1943г. – Институт геологических наук АН Арм.ССР). В начале 1944г. Србуи Арсеновна переезжает в Тбилиси, где до 1947г. работает в Геологическом управлении Грузии в должности старшего инженера по музею. В апреле 1947г. она переезжает в Ереван и вновь поступает на работу в ИГН АН Армении в лабораторию микрофауны при музее института в качестве лаборанта, а с 1951г. – младшего научного сотрудника, посвятив всю свою творческую жизнь, около 50 лет, развитию микропалеонтологического направления в Армении, в частности

морфологии, систематике и биостратиграфии позднекайнозойских (верхний эоцен-голоцен) низших ракообразных и остракод. Актуальность развития микропалеонтологии и биостратиграфии в республике была обусловлена широкомасштабным разведочным бурением верхнемеловых-неогеновых осадочных отложений на нефть и газ, начатых в 1947-48гг., и необходимостью точного определения относительного геологического возраста вероятных нефтегазоносных пород по образцам кернов многочисленных буровых скважин. В 1958г. выходит ее первая научная статья об остракодах палеогеновых отложений Ереванского бассейна, где впервые для территории Армении из верхнеэоценовых и нижне- и среднеолигоценовых отложений было определено и описано около 20 видов остракод. В целом С.А.Бубикян является автором и соавтором 21 рукописного труда, 9 научных статей, II тома "Геологии Армянской ССР" (1964), "Атласа ископаемой фауны Армянской ССР" (1974) и монографии "Геология Севана" (1994). Ее соавторами по публикации были такие выдающиеся ученые как академики Е.Е.Милановский и А.А.Габриелян, а также С.М.Григорян, Н.А.Саакян-Гезалян, Ю.А.Мартirosян, Ю.Р.Каграманов, Г.В.Чубарян и др. За все время своей продолжительной научной деятельности Србуи Арсеновна определила и монографически описала более 100 видов морских, солонотоводных и пресноводных остракод, в том числе 28 новых для науки видов. Ряд остракод, впервые описанных С.А.Бубикян, были названы в честь крупных специалистов по остракодам.

В 1973г. С.А.Бубикян на основании накопленного большого фактологического материала завершает капитальный рукописный труд - "Биостратиграфия и фауна остракод олигоценовых, миоценовых и плиоценовых отложений центральной и юго-западной частей Армении", удостоившийся высокой оценки академика АН Армении А.А.Габриеляна и крупного специалиста по кайнозойским остракодам, доктора геол.-мин. наук М.И.Мандельштама. Эта работа была рекомендована Ученым советом ИГН для защиты кандидатской диссертации на соискание уч.степени кандидата геол.-мин. наук, которая, к сожалению, не была завершена.

С.А.Бубикян многие годы являлась членом Всесоюзного палеонтологического общества. За свою долголетнюю и добросовестную научную деятельность С.А.Бубикян правительством Грузии отмечена медалью "За доблестный и самоотверженный труд", а правительством Армении – медалями "За доблестный труд во время Отечественной войны" и "60-летие Победы".

Србуи Арсеновна относилась к работе со всей ответственностью, отличалась исключительной скромностью, доброжелательностью и подчеркнутым чувством достоинства. Светлая память о невероятно обаятельном и добром человеке Србуи Арсеновне Бубикян останется в памяти ее коллег и всех тех, кто знал ее.

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК НАН РА,  
РЕДКОЛЛЕГИЯ ЖУРНАЛА "ИЗВЕСТИЯ НАН РА,  
НАУКИ О ЗЕМЛЕ"