

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, Գ.Ռ. ԲԱԴԴԱՍԱՐՅԱՆ, Ս.Վ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ,  
Է.Ե. ԽԱՉԻՅԱՆ, Ա.Ս. ԿԱՐԱԽԱՆՅԱՆ, Ս.Ս. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Ռ.Լ. ՄԵԼԹՈՆՅԱՆ,  
Ռ.Տ. ՄԻՐԻՋԱՆՅԱՆ, Ս.Ս. ՆԱԶԱՐԵԹՅԱՆ, Գ.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.Լ. МЕԼԿՈՆՅԱՆ, Ր.Թ. ՄԻՐԻԴՋԱՆՅԱՆ, Ս.Ն. ՆԱԶԱՐԵՏՅԱՆ,  
Ս.Մ. ՕԳԱՆԵՏՅԱՆ, Օ.Ա. ՏԱՐԿԻՏՅԱՆ, Ջ.Ե. ԽԱՉԻՅԱՆ

*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, 2009

ԲՈՎԱՆԿԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Գ.Խ. Նավասարդյան, Ա.Խ. Մնացականյան, Ի.Սավոզ. Գեղամա բարձրավանդակի (Հայաստան) նորագույն հրաբխային էրիաների ապարկազմող միներալները և նրանց բյուրեղացման ֆիզիկա-քիմիական հատկանիշները .....3

Մ.Ա. Սաթյան, Ժ.Հ. Ստեփանյան, Ա.Խ. Մնացականյան, Լ.Հ. Սահակյան. Արաքսի գոնայի ուֆիոգենների լիթոդինամիկան (Հայաստան) .....21

Ա.Վ. Ավագյան. Մերիդիոնալ խզման կառուցվածքը և կինեմատիկան (Ալավերդու Հանքավայրի շրջան) .....32

Շ.Հ. Ամիրյան Մ.Ս. Աղիզբեկյան, Ա.Զ. Ալբունյան. Մղարթի ոսկի-պղինձ-բազմամետաղային Հանքավայրի և Հանքանյութուրի երկրաբանա-կառուցվածքային միներալա-երկրաքիմիական բնութագիրը .....37

Ս. Ռ. Հովհաննիսյան. Սեյսմիկ վտանգի գնահատումը տեկտոնամագնիսական դաշտի դինամիկայի ուսումնասիրման հիման վրա .....40

Յ.Գ. Աղբալյան. Հարտմանի գլոբալ էներգետիկ ցանցի հետազոտման եղանակները (երկրաֆիզիկական անոմալիա) Մաս 2. Երկրաբանական ստրուկտուրաները և նրանց կապը Հարտմանի ցանցի էլեմենտների պարամետրերի հետ: Ջրային հոսքի հառաջադրումը .....48

Լ.Վ. Աղբալյան. Սևանա լիճ թափվող գետային հոսքի կանխատեսման մեթոդիկայի մասին .....53

Ռ.Հ. Տեր-Մինասյան, Ա.Հ. Քարամյան, Հ.Գ. Ղազարյան. Մերձերևանյան շրջանի սելավավտանգավորությունը .....57

ԳՐԱՆՈՍԱԿԱՆՆԵՐ

Ռ.Հ. Ռեազյան, Կ.Բ. Ալեքսանյան. Լ.Հ. Վալեսյանի "Աշխարհագրական կանխատեսում: Մեթոդաբանական հիմունքները կիրառական և կառուցողական նշանակությունը" մենագրության վերաբերյալ .....60

ՀԻՇԱՐԺԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ

Ականավոր գիտնական և պետական գործիչ (ակադեմիկոս Ա.Տ. Ասլանյանի ծննդյան 90-ամյակին) .....62

Սուսաննա Մուշեղի Գրիգորյան (ծննդյան 80-ամյակին) .....65

СОДЕРЖАНИЕ

Գ.Х. Навасардян, А.Х. Мнацаканян, И. Савов Пороодообразующие минералы в лавах новейших вулканических серий Гегамского нагорья (Армения) и физико-химические параметры их кристаллизации .....3

М.А. Сатян, Ж.О. Степанян, А.Х. Мнацаканян, Л.Г. Саакян. Литодинамика рифтогенеза Араксинской зоны (Армения).....21

А.В. Авагян. Структура и кинематика Меридионального разлома (район Алавердского месторождения) .....32

Ш.О.Амирян, М.С.Азизбекян, А.З. Алтунян. Геолого-структурные особенности Мгартского золото-медно-полиметаллического месторождения и минералого-геохимическая характеристика руд .....37

С.Р. Оганесян. Оценка сейсмической опасности на основе изучения динамики тектономагнитного поля .....40

Ю.Г.Агбалин. Методы исследования глобальной энергетической сети Хартмана(геофизическая аномалия) Часть 2. Геологические структуры и их связь с параметрами элементов сети Хартмана. Излучение водного потока .....48

Л.В.Азизян. О методике прогнозирования поверхностного стока, впадающего в озеро Севан .....53

Р.О.Тер-Минасян, А.О.Карамян, Г.Г.Казарян. Селевая опасность в Приереванском районе .....57

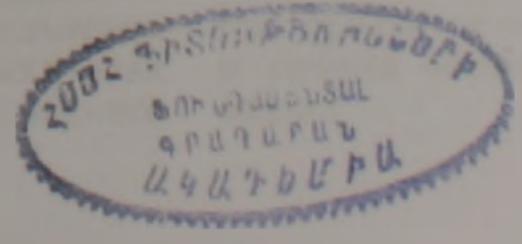
РЕЦЕНЗИИ

Р.Г.Ревазян, К.Б. Алексанян . Рецензия на монографию Л.А.Валесяна "Географическое прогнозирование. Практическое и конструктивное значение" ..... 60

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

Выдающийся ученый и государственный деятель (к 90-летию со дня рождения академика А.Т. Асланяна).....62

Сусанна Мушеговна Григорян (к 80-летию со дня рождения) .....65



## TABLE OF CONTENT

<b>G.Kh. Navasaryan, A.Kh. Mnatsakanyan, I. Savov.</b> Phenocrysts in lavas of the recent volcanic series of Gegham uplands (Armenia) and physicochemical parameters of their crystallization .....	3
<b>M.A. Satian, J.O. Stepanyan, A.Kh. Mnatsakanyan, L.H. Sahakyan.</b> On lithodynamics of the Arax zone riftogenesis (Armenia).....	21
<b>A.V. Avagyan.</b> Structure and kinematics of the Meridional fault (Alaverdi deposit area) .....	32
<b>Sh.H. Amirian, M.S. Azizbekian, A.S. Altunian.</b> A geologo-structural and mineralo-geochemical characteristic of the ores of the Mghart gold-cooper-polymetallic deposit .....	37
<b>S. R. Hovhannisyan.</b> Estimation of seismic hazard on the base of study of dynamics of tectonomagnetic field .....	40
<b>Yu. G. Aghbalyan.</b> Methods of research of global power Hartman's network (geophysical anomaly). P.2. Geological structures and their connection with parameters of strips Hartman's network. Radiation of a water stream .....	48
<b>L.V. Azizyan.</b> The methods of prediction of the surface water inflow to the lake Sevan .....	53
<b>R.H. Ter-Minasyan, A. H. Karamyan, H.G. Kazaryan.</b> Mud-flow danger in the regions of Yerevan .....	57

### REVIEWS

<b>R.H. Revazyan, K.B. Aleksanyan.</b> Review on L.H. Valesian's monograph "Geographic prognosis. Practical and constructive significance" .....	60
--	----

### MEMORABLE DATES

<b>Distinguished scientist and Statesman (to the 90<sup>th</sup> anniversary of academician A.T. Aslanyan) .....</b>	<b>62</b>
<b>Susanna M. Grigoryan (to the 80<sup>th</sup> anniversary) .....</b>	<b>65</b>

## ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ В ЛАВАХ НОВЕЙШИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ ГЕГАМСКОГО НАГОРЬЯ (АРМЕНИЯ) И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ИХ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

© 2009г. Г.Х. Навасардян\*, А.Х. Мнацаканян\*, И Савов\*\*

\*Институт геологических наук НАН РА,  
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24-а, Республика Армения  
E-mail: Gevorg.Navasardyan@geology.am

\*\*Университет Лидса, Великобритания, earis@leeds.ac.uk  
Поступила в редакцию 12.01.2009г.

Изучены особенности химизма и зонального строения минералов-вкрапленников в лавах вулканических серий нижнего-верхнего плиоцена и неоплейстоцен-голоцена Гегамского нагорья. Во всех типах изученных лав составы фенокристаллов темноцветных минералов принадлежат высокомагнезиальным членам соответствующих изоморфных рядов; составы плагиоклазов варьируют в пределах  $Ap_{44-9-65}$ . На основе известных геотермометров (геобарометров) оценены Т-Р параметры межфазового равновесия минералов ведущих парагенезисов в условиях субсолидуса: ОI-CPx (1100-1175°C), ОРх-CPx (950-1150°C), PI-Am (780-820°C). В составах минералов выявлены сопряженные вариации содержаний Mg( $\Sigma$  Fe) и Ca, которые от древних серий к завершающим дискретно возрастают, отражая повышение температуры кристаллизации расплавов во времени. Глубина кристаллизации оставалась на уровне промежуточных малоглубинных очагов ( $P_{обн} = 2,5-4,7$  кбар) с концентрацией  $H_2O$  до 0,5-1 вес %. Главными факторами изменчивости состава фенокристаллов являются Ca/Na отношения в расплаве и  $T^\circ$ , определяемая периодическим поступлением более нагретых порций расплава из глубинного питающего очага.

В основу предлагаемой статьи положен новый аналитический материал, обобщающий результаты микрозондовых определений состава фенокристаллов разных генераций в лавах вулканических серий нижнего, верхнего плиоцена и неоплейстоцен-голоцена Гегамского нагорья.

Проблема изучения новейшего вулканизма в пределах протяженного континентально-коллизийного пояса Армянского нагорья и Восточной Анатолии включает как геолого-структурные, геофизические, геодинамические, так и минералого-петрологические аспекты. Особенности химизма, состав и своеобразие парагенезисов минералов в породах различных по возрасту вулканических серий отдельных сегментов этого пояса несут определенную информацию о вариациях физико-химических условий глубинной кристаллизации и эволюции магматических систем (Pearce et al., 1990; Остроумова и др., 1995; Keskin et al., 1998; Гукасян, 1987; Навасардян, Ширинян, 2005).

В качестве отдельной вулкано-тектонической единицы Гегамское нагорье входит в Восточную зону вулканизма, сопряженную с Анкаван-Сюникским глубинным разломом, который контролирует пространственное развитие новейшего вулканизма (Ширинян, 1966). Нагорье состоит из трех обособленных структур – Восточной, Водораздельной и Западной (Разданской), сложенных дискретными вулканическими сериями неоген-четвертичного возраста (Карпетян, 1972; Караханян и др., 2004; Навасардян, Ширинян, 2005; Навасардян, 2006). В пределах этих структур разновозрастные серии развиты с различной полнотой и по обобщенной схеме залегают в следующей последовательности (Навасардян, 2007): 1. Трахиандезит-трахитовая („трахиандезитовая формация“) серия нижнего

плиоцена. 2. Трахиандезитовый комплекс (маньчарский) верхнего плиоцена. 3. Базальт-трахибазальтовая (долеритовая) серия верхнего плиоцена. 4. Риолит-трахидацитовая серия верхнего эоплейстоцена. 5. Завершающая трахибазальт-трахиандезитовая серия неоплейстоцен-голоцена, выраженная во всех структурах в наибольшем объеме.

В многочисленных ранних публикациях показано самостоятельное петрогенетическое значение базальт-трахибазальтовой (долеритовой) и риолит-трахидацитовой серий, связанных с автономными магматическими источниками (Ширинян, 1973; Ширинян, Навасардян, 2006; Карпетян, 1972; Karapetian et al., 2001 и др). Трахиандезит-трахитовая и трахибазальт-трахиандезитовая серии региона проявлены как в плиоцене, так и, с максимальной интенсивностью, в неоплейстоцен-голоцене, будучи связаны с длительно развивающимся магматическим очагом.

Аналитические исследования выполнены в 2004-2005 г.г. в Вашингтонском Университете США в рамках совместного Армяно-Американского проекта (Навасардян, 2007). Всего выполнено более 400 определений, из них оливинов - 72, ортопироксенов - 14, клинопироксенов - 232, плагиоклазов - 60, амфиболов - 28. Основную задачу авторы видят в изучении химического состава фенокристаллов из главных типов пород, их вариаций в крупных зональных зернах, в выявлении главных трендов изменчивости в зависимости от возрастной принадлежности, петрохимической специфики и степени дифференцированности вулканических серий. Особое значение придается оценкам температурного режима и уровня общего давления в магматических очагах.

## Петрография и химизм

Детальное петрографическое описание и особенности химического состава изученных разновозрастных трахиандезитовой и трахибазальт-трахиандезитовой серий приведены в предыдущих

работах Г.Х. Навасардяна (2006–2007). Здесь остановимся лишь на краткой характеристике главных разновидностей пород этих серий. Состав, количественное содержание фенокристаллов в них и петрохимические параметры отражены в табл. 1.

Таблица 1

Модальный состав фенокристаллов (об. %) и петрохимические параметры лав разновозрастных вулканических серий Гегамского нагорья

Серия (комплекс) и возраст		Модальный состав								Петрохимические параметры					
		Порода	n	Pl	Ol	Orх	Crх	Am	Σ	SiO <sub>2</sub> , вес. %	Норма	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	CaO/Na <sub>2</sub> O	al <sup>*</sup>	Mg#
ТА-Т серия	ТА-Т, нижний плиоцен	Т	2	14.5	-	-	-	6.2	20.7	62.03	Q-Hy	0.79	0.6	3.6	19.9
	Маньчарский ТА комплекс, верхний плиоцен	ТА	5	16.1	-	5.1	6.9	-	28.1	58.40	Q-Hy	0.68	1.5	1.8	27.5
ТБ-ТА серия	ТБ комплекс, нижний-средний неоплейстоцен	ТБ	6	6.7	2.6-3.0	0.3-0	3.8	-	13.4	49.35-51.04	Ol-Hy	0.32-0.60	1.9-2.2	1.1-1.5	31.4-35.7
		БТА	4	6.3	1.8	0.6	3.1	-	11.8	55.12-55.42	Q-Hy	0.57-0.60	1.4-1.8	1.3-1.4	28.4-30.7
	БТА-ТА комплекс, верхний неоплейстоцен-голоцен	БТА	5	7.5	1.8	0.5	4.0	-	13.8	54.71-55.80	Q-Hy	0.54-0.55	1.8-1.9	1.4-1.5	28.1-32.6
		ТА	4	3.0	0.8	0.6	3.6	-	8.0	57.00-59.65	Q-Hy	0.58-0.80	1.5-1.7	1.6-2.3	23.3-38.58
		ТА, Ератумб	3	3.2	0.6-0	0.9	2.7	-	7.4	58.11-58.74	Q-Hy	0.65	1.4-1.6	1.7-1.8	27.2-28.7

Примечание: ТБ – трахибазальт; БТА – базальтовый трахиандезит; ТА – трахиандезит; Т – трахит; n – количество шлифов.  $al^* = Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ ;  $Mg\# = MgO / (MgO + \sum FeO + MnO)$

Трахиты являются конечными дифференциатами нижнеплиоценовой трахиандезит-трахитовой серии. Они отличаются высоким содержанием порфировых вкрапленников плагиоклаза ( $An_{44.5-55.3}$ ) и амфибола (в сумме до 20,7 об. %), собранных нередко в гломеропорфировые скопления. Основная масса имеет трахитоидную, пилотакситовую структуру и сложена тонкими лейстами и микролитами калишпата, реже плагиоклаза в раскристаллизованном вулканическом стекле с образованием микрокристаллического полевошпатового агрегата. По химическому составу трахиты отличаются высоким суммарным содержанием щелочей (9,27%), Q и Hy в норме, кали-натриевым обликом при  $Ab > Or$ , низкой магнезиальностью и высокой глиноземистостью.

Трахиандезиты верхнеплиоценового (маньчарского) комплекса сложены фенокристаллами плагиоклаза ( $An_{48.3-47.1}$ ), клинопироксена и ортопироксена, содержание которых достигает 28,1 об. %. Основная масса имеет гиалопелитовую, микролитовую структуру со свежим вулканическим стеклом, скрепляющим микролиты плагиоклаза и мелкие зерна магнетита. Вкрапленники плагиоклаза и обоих пироксенов кристаллизовались совместно, часто группируясь в гломеросростки. По химизму описываемые породы относятся к умеренно-пересыщенным типам с Q и Hy в норме, обнаруживают унаследованный от ранней трахиандезит-трахитовой серии высокощелочной (6,90%) кали-натриевый тренд.

но отличаются более низкой глиноземистостью и высокой магнезиальностью.

Завершающая вулканическая серия состоит из двух укороченных комплексов: трахибазальтового комплекса нижнего – среднего неоплейстоцена, дифференцированного до базальтовых трахиандезитов, и базальтового трахиандезит-трахиандезитового комплекса верхнего неоплейстоцен-голоцена.

Трахибазальты имеют порфировую структуру и состоят из фенокристаллов плагиоклаза, оливина, клинопироксена ± ортопироксена, суммарное содержание которых составляет 13,4 об. %. Основная масса их голукристаллическая – интерсертальная, интергранулярная, гиалопелитовая, реже микроделеритовая и сложена из лейстов, микролитов плагиоклаза, изометричных зернышек клинопироксена, магнетита и переменного количества вулканического стекла. Габитус фенокристаллов и сложение многочисленных гломеропорфировых срастаний указывают на следующую последовательность их кристаллизации. Наиболее ранними являются идиоморфные одиночные кристаллы оливина (или их сростки) и крупные „сотые” кристаллы плагиоклаза ( $An_{55.1-49.5}$ ), сильно резорбированные включениями стекла и магнетита. Позже совместно выделяются свежий лейстовидный плагиоклаз ( $An_{61.3-65.1}$ ) и клино-ортопироксены, образующие нередко срастания призматически-зернистой микроструктуры. Отмечаются каемки клинопироксена вокруг ядер

ортопироксена. По содержанию  $\text{SiO}_2$ , сумме щелочей (5,78-5,10%) и уровню  $\text{MgO}$  описываемые трахибазальты имеют Ol-Hy нормативный состав и относятся к кали-натриевым типам с повышенной кальциевостью, магнезиальностью и умеренной глиноземистостью.

Базальтовые трахиандезиты и трахиандезиты, как последующие члены дифференциационного ряда, по составу фенокристаллов сходны с трахибазальтами. Вместе с тем, в них заметно возрастает содержание ортопироксена, сокращаются количества оливина. Сохраняется та же последовательность кристаллизации и отмечаются две генерации вкрапленников плагиоклаза: ранние, сильно резорбированные и более поздние, прозрачные, лейстовидного облика ( $\text{An}_{55,6-56,9}$ ). Характерны каемки клинопироксена вокруг зерен ортопироксена и, в исключительных случаях, вокруг оливина (описание К.И. Карапетяна).

Основная масса описываемых разновидностей гиалопелитовая, интерсертальная, сложенная микролитами плагиоклаза, точечными выделениями магнетита и свежим вулканическим стеклом. Химизм базальтовых трахиандезитов и трахиандезитов указывает на возрастание степени насыщенности  $\text{SiO}_2$ , Q-Hy нормативного состава. Заметно возрастает также сумма щелочей за счет  $\text{K}_2\text{O}$ , слабо убывают магнезиальность, кальциевость, повышается глиноземистость.

В составе второго комплекса Восточной структуры выделяются своеобразные трахиандезиты, слагающие Ератумберскую группу вулканов (Навасардян, 2006). Их отличительные особенности – пористые, шлаковые текстуры, невысокое содержание фенокристаллов, гиалиновый облик основной массы, необычный тип каемок из ортопироксена вокруг клинопироксеновых ядер. Это позволяет рассматривать их как особую, обогащенную флюидной фазой порцию магматического расплава, испытавшего резкий подъем температуры при спале  $P_{\text{пл}}$ .

Общие особенности петрографического и химического составов изученных серий можно обобщить следующим образом.

1. Суммарные содержания фенокристаллов заметно сокращаются с переходом от более древних вулканических серий к молодым (от 28,1-20,7 до 13,7-7,4 об. %), что, возможно, определяется различиями в скорости подъема расплавов. Во всех типах пород плагиоклаз остается преобладающим среди порфировых выделений.

2. Котектический характер кристаллизации порфировых выделений и принадлежность ведущих парагенезисов трем главным типам котектик:

- двуминеральному (трехфазовому) Pl+Am+ расплаву (трахиты нижнего плиоцена);
- трехминеральному (четырефазовому) Pl+Orx+Crx+ расплаву (трахиандезиты верхнего плиоцена), реже Pl+Ol+Crx+ расплаву (трахибазальты нижнего-среднего неоплейстоцена);
- четырехминеральному (пятифазовому) Pl+Ol+Orx+Crx+ расплаву (трахибазальт-трахиандезитовая серия неоплейстоцен-голоцена).

3. Степень идиоморфизма и структурные взаимоотношения минералов, наблюдаемые в гломерокристаллических сростках, указывают, что в данных парагенезисах оливин выделяется одним из первых в качестве фазы, избыточной против тройной Fo-Di-An котектики. С ним ассоциирует плагиоклаз первой генерации в виде сильно резорбированных сотовых кристаллов. Далее следует совместная кристаллизация свежего плагиоклаза-II, клинопироксена и ортопироксена. Выделение подобных дискретных рядов минералов является закономерностью котектической кристаллизации, которой сопутствует непрерывное изменение состава магматического расплава («Взаимосвязь...», 1982; Белоусов, 1983). В ходе эволюции от трахибазальтов к базальтовым трахиандезитам и трахиандезитам сохраняется четырехминеральный парагенезис фенокристаллов, изменяются при этом количественные их соотношения. Дискретный характер кристаллизации объясняет наблюдаемые проявления таких неравновесных текстур, как каемки клинопироксена вокруг корродированных ядер ортопироксена (или наоборот), наличие фенокристаллов плагиоклаза двух генераций, зональность и коррозионные границы отдельных зон.

4. Условиям крайней неравновесности соответствует тонкокристаллическая основная масса с характерным для нее Pl+Mt ± Crx + вулканическое стекло парагенезисом, в котором на смену оливину и двум пироксенам приходит один клинопироксен.

5. Составы ведущих парагенезисов в изученных лавах согласуются с умеренно-насыщенными, насыщенными  $\text{SiO}_2$  составами исходных расплавов, их субщелочным K-Na уклоном при  $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$  и умеренной глиноземистостью (Навасардян, 2006). Характерен известково-щелочной тренд дифференциации в трахибазальт-трахиандезитовом ряду с накоплением  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , почти постоянным уровнем  $\text{Na}_2\text{O}$  и слабым убыванием CaO и MgO. Трахибазальты, как начальные дифференциаты, в базальтовом тетраэдре располагаются вблизи Fo-Di границы критической недосыщенности-насыщенности по (Йодер, Тилли, 1965). Их модальный и нормативный Ol-Orx (Hy) состав и дальнейший ход эволюции могут найти объяснение в раннем отделении оливина, за счет которого магмы в состоянии недосыщенности могут становиться насыщенными (Йодер, Тилли, 1965; Sobolev et al., 2007).

6. Учитывая сухой характер парагенезиса фенокристаллов для трахибазальтов нижнего-среднего неоплейстоцена (вулканы Парваглух, Ваграмасар, Саакасар), выполнены предварительные оценки условий их генерации и температур кристаллизации на ликвидусе. Использован метод, основанный на зависимости  $T^{\circ}\text{C}$  ликвидуса щелочных оливиновых базальтов от магнезиальности породы ( $\text{MgO}/\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{TiO}_2$ ) в диапазоне  $P_{\text{пл}}$  от 1 атм до 10 кбар (Зырянов и др., 1984). Полученные нами значения  $T^{\circ}$  отвечают 1182-1203 $^{\circ}\text{C}$ .

## Минералогия

Оливин является характерным минералом трахибазальт-трахиандезитовой серии неоплейстоцен-голоцена; отсутствует в трахиандезитах манычарского комплекса. Фенокристаллы оливина представлены как крупными (1,2-1,5 мм), частично корродированными ксеноморфными зернами, так и более мелкими (0,8-1,3 мм), четко ограненными кристаллами. Содержание их составляет 3,0-2,6 об. % в трахибазальтах, сокращаясь до 1,8-0,6 об. % в базальтовых трахиандезитах и трахиандезитах.

Представительные химические анализы фенокристаллов оливина приведены в табл. 2. Составы отличаются устойчиво высокой магнезиальностью и принадлежат хризолиту  $Fo_{84-80-77-40}$ ; наиболее резкие вариации Fo компонента отмечаются в самом молодом базальтовый трахиандезит-трахиандезитовом комплексе. Изученным оливинам свойственна слабая зональность как прямого, так и обратного характера с вариациями в интервале  $Fo_{84-80-79}$  в ядре до  $Fo_{81-18-77}$  в краевых каемках. Зональность по Ca не отмечается.

Все проанализированные оливины характеризуются низкими содержаниями  $Al_2O_3$  (0,0-0,12 масс. %) и  $Cr_2O_3$  (0,0-0,3 масс. %). Содержания

MnO достаточно высоки (0,27-0,50 масс. %) и их вариации связаны четкой отрицательной корреляцией с магнезиальностью (рис. 1а). Также повышены содержания NiO (0,14-0,36 масс. %), прямо коррелирующиеся с Fo компонентом (рис. 1б). Оливины отличаются кроме того высококальциевым составом ( $CaO = 0,27-0,14$  масс. % в трахибазальтах и 0,19-0,11 масс. % в более кислых разностях). Как следует из рис. 1в, связь между CaO и Fo в изученных оливинах отсутствует, выявляя горизонтальный тренд эволюции состава исходного расплава в единой петрохимической серии. Эта особенность подтверждается также вертикальным трендом между CaO и NiO (рис. 1г). В работе (Sobolev et al., 2007) показано, что Mn/Fe отношение во включениях оливина базальтов является индикатором различий в составах родоначальных магм. Повышенные содержания Mn, Ni и высокие 100 Mn/Fe отношения (1,4-2,6) в изученных нами оливинах позволяют интерпретировать их состав в связи с магматическими очагами, возникающими при плавлении перидотитового мантийного субстрата. Одновременно, отмеченные низкие содержания Cr могут свидетельствовать о сохранении хромшпинели в релитовой фазе (Sobolev et al., 2007).

Таблица 2

Представительные химические составы оливинов трахибазальт-трахиандезитовой серии Гегамского нагорья

Компоненты	Трахибазальт-трахиандезитовая серия																
	Трахибазальтовый комплекс								Базальтовый трахиандезит-трахиандезитовый комплекс								
	4-18-04				8-29d-04				4-17a-04		6-24b-04			3-13-04			
	край	центр	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	центр			
SiO <sub>2</sub>	39.14	39.62	39.33	39.13	39.42	37.88	39.40	37.20	39.65	39.14	38.62	39.25	39.56	39.68	39.51	39.40	36.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.10	0.12	0.03	-	0.03	-	-	0.10	0.08	0.12	0.09	0.12	0.13	0.11	0.06	0.12
FeO	18.48	16.22	16.62	17.57	17.13	17.20	17.07	17.12	15.63	18.13	18.80	17.20	15.93	19.43	14.37	14.22	19.74
MnO	0.47	0.27	0.29	0.38	0.29	0.42	0.29	0.28	0.26	0.35	0.35	0.28	0.28	0.55	0.23	0.22	0.54
MgO	41.93	44.22	43.73	42.92	43.94	43.40	44.35	43.70	44.48	42.08	41.77	43.35	44.29	40.44	44.91	45.19	39.29
CaO	0.15	0.14	0.02	0.19	0.14	0.27	0.16	0.15	0.15	0.14	0.15	0.15	0.17	0.18	0.19	0.18	0.19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.03	0.01	0.02	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
NiO	0.21	0.28	0.25	0.23	-	-	-	-	0.29	0.21	0.18	0.26	0.36	0.14	0.31	0.32	0.12
Σ	100.46	100.87	100.55	100.53	100.67	98.95	101.00	98.20	100.58	100.13	100.00	100.62	100.70	99.55	99.63	99.59	96.47
Кристаллохимические формулы рассчитаны на 4 O																	
Si	1.00	0.66	0.99	0.99	0.66	0.63	0.99	0.62	0.66	1.00	0.99	0.99	0.99	1.00	1.00	0.99	0.98
Fe	0.39	0.23	0.35	0.37	0.24	0.24	0.36	0.24	0.22	0.39	0.40	0.36	0.33	0.42	0.30	0.30	0.44
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Mg	1.59	1.10	1.65	1.62	1.09	1.08	1.66	1.08	1.10	1.60	1.60	1.63	1.66	1.56	1.69	1.70	1.58
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Отношения компонентов																	
Fo	80.18	82.94	82.42	81.35	82.05	81.81	82.25	81.98	83.53	80.54	79.84	81.80	83.21	78.29	84.57	84.80	77.54
Fa	19.82	17.06	13.58	18.65	17.95	18.19	17.75	18.02	16.47	19.46	20.16	18.20	16.79	21.71	15.43	15.20	22.46
Mgf	79.77	82.68	82.16	81.00	81.77	81.41	81.97	81.71	83.28	80.23	79.54	81.53	82.97	78.99	84.58	84.80	77.54

Примечание. Трахибазальтовый комплекс — обр. 4-18-04 — базальтовый трахиандезит, в. Джартаг; обр. 8-29d-04 — трахиандезит в. Аштаракнер. Базальтовый трахиандезит-трахиандезитовый комплекс — обр. 4-17a-04 — трахиандезит, в. Армаган; обр. 6-24b-04 — трахиандезит, в. Норадус; обр. 3-13-04 — базальтовый трахиандезит, в. Джанасар (Ератумбер).

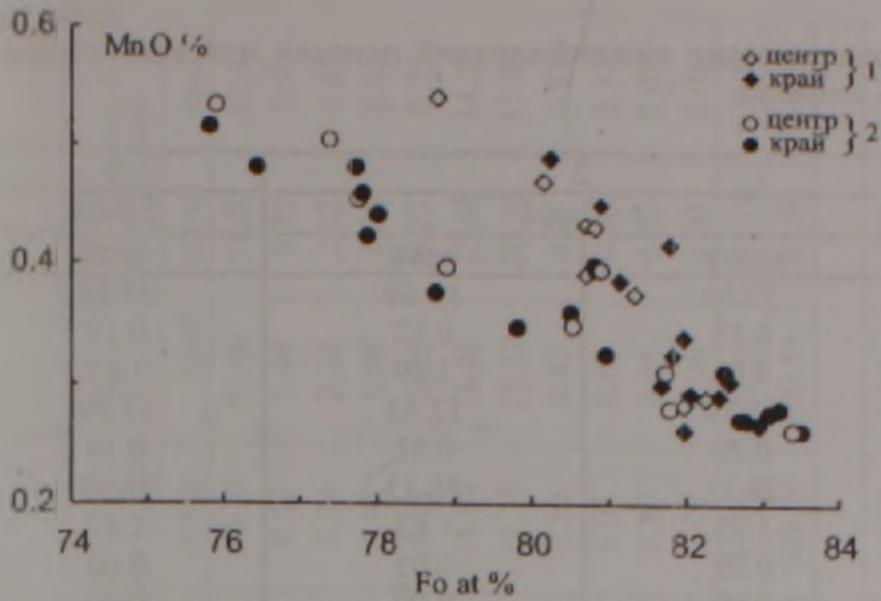


Рис. 1а. Зависимость содержания MnO от магнезиальности оливина. Условные обозначения: 1- Трахибазальтовый комплекс, 2 - Базальтовый трахиандезит - трахиандезитовый комплекс.

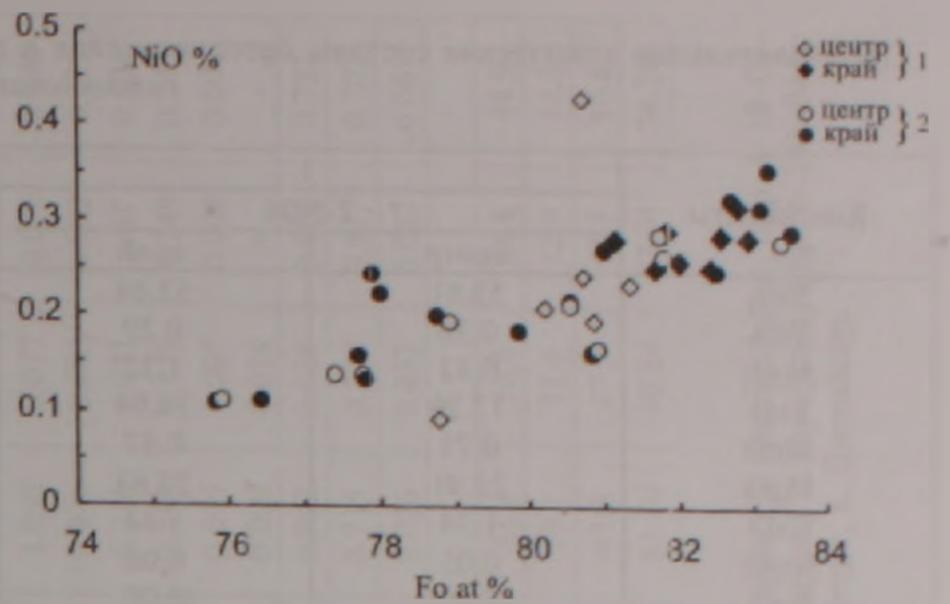


Рис. 1б. Зависимость содержания NiO от магнезиальности оливина. Условные обозначения см. на рис. 1а.

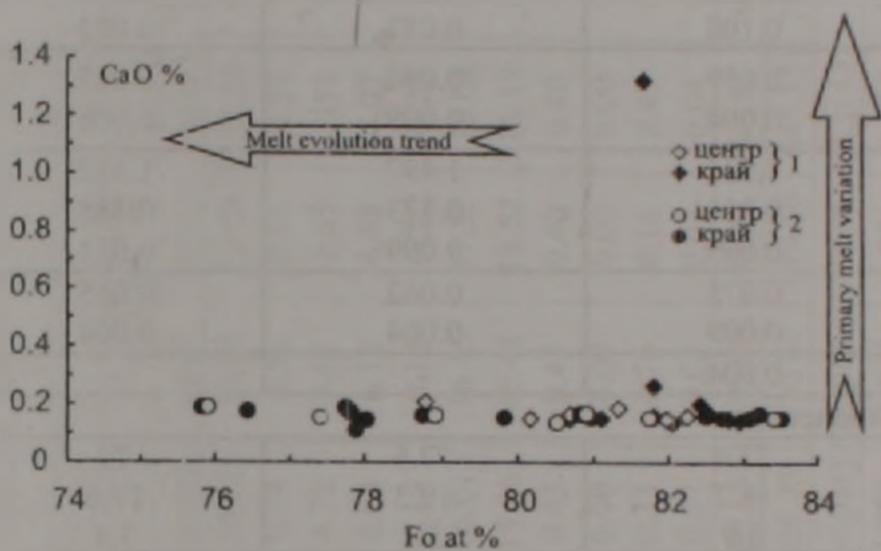


Рис. 1в. Зависимость содержания CaO от магнезиальности оливина. Условные обозначения см. на рис. 1а. Стрелки заимствованы из работы Sobolev et.al., 2007.

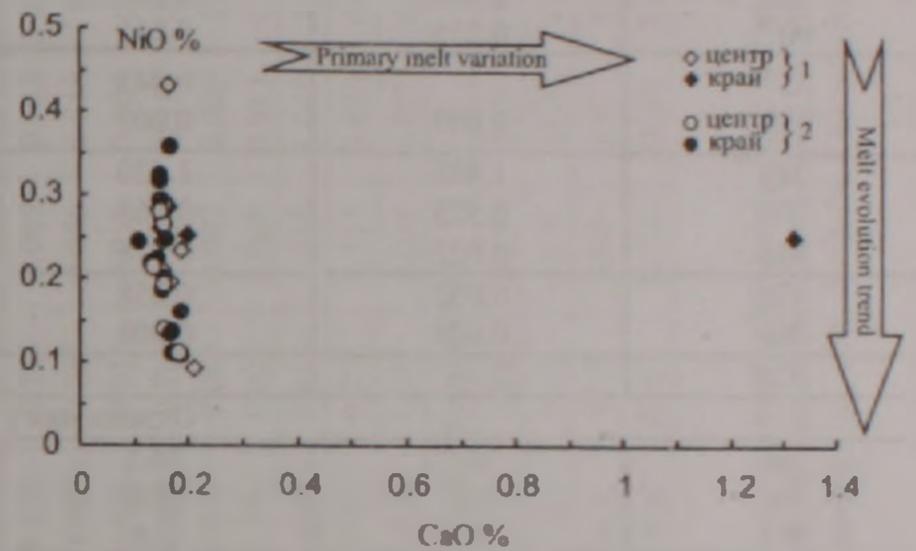


Рис. 1г. Зависимость содержания NiO от содержания CaO в оливине. Условные обозначения см. на рис. 1а. Стрелки заимствованы из работы Sobolev et.al., 2007.

Нахождение вкрапленников высокомагнезиального оливина в трахибазальт-трахиандезитовой серии Гегамского нагорья ставит вопрос о том, пропорционален ли его состав отношению  $Mg/Mg+Fe^{+2}$  во вмещающих породах. В данном случае последние варьируют в пределах 0,64-0,71 и в целом отвечают интервалу 0,60-0,75, на котором, согласно Д. Грину и А. Рингвуду (1968), коэффициенты разделения Mg и  $Fe^{+2}$  между оливином на ликвидусе и жидкостью в природных и экспериментальных образцах оливиновых базальтов близки один к другому. Рассчитанные нами коэффициенты разделения в среднем равны 1,18-1,27, что заметно ниже эмпирически выведенной для широкого диапазона промежуточных расплавов величины 1,33 (Грин, Рингвуд, 1968). Это сравнение позволяет заключить, что фенокристаллы оливина в изученной серии находились в равновесии с расплавом при более низких температурах, чем температура ликвидуса, ближе к субсолидусу. Тем самым подтверждается, что наиболее примитивные для серии трахибазальты уже являлись продуктами продвинутой эволюции глубинного мантийного очага, в котором устанавливалось

равновесие расплав + кристаллы и, возможно, происходило накопление оливина.

Ромбический пироксен встречается преимущественно в трахиандезитах маньчарского комплекса (4,4-5,1 об.%) и в трахибазальт-трахиандезитовой серии неоплейстоцен-голоцена (0,3-0,9 об.%). Фенокристаллы этого минерала достигают размеров 0,6-9 мм, имеют идиоморфный удлиненно-призматический облик. Характерны гломеросростки и скопления совместно с клинопироксеном, нередко каемки обрастания одного пироксена другим, описанные выше.

В табл. 3 приведены представительные химические составы фенокристаллов ортопироксена из базальтовых трахиандезитов и трахиандезитов разновозрастных комплексов. Они характеризуются высокой магнезиальностью и в изоморфном ряду энстатит-ферросилит принадлежат бронзиту. В маньчарских лавах состав вкрапленников ортопироксена варьирует в пределах  $En_{70-74.5}Fs_{26.5-22.6}Wo_{2.6-2.8}$ . В ортопироксенах молодой серии заметно повышается содержание En и Wo за счет Fs ( $En_{77.5-79.0}Fs_{17.4-19.3}Wo_{3.2-3.9}$ ) и отмечается слабо выраженная прямая зональность. Наиболее магнезиальный и высоко-

Представительные химические составы ортопироксенов в породах серии нижний-верхний плиоцен и неоплейстоцен-голоценового возраста

Компоненты	1		2		3
	2-5-04		4-17a-04		2-9-04
	центр	край	центр	край	край
SiO <sub>2</sub>	53.81	53.84	53.09	53.69	55.16
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.29	0.33	0.32	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.81	1.32	4.03	3.29	1.63
FeO	17.29	14.94	11.79	12.53	11.29
MnO	0.71	0.57	0.29	0.31	0.34
MgO	25.91	27.63	28.35	28.13	28.99
CaO	1.34	1.44	1.95	1.63	1.67
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.06	0.09	0.05	0.06
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.00	0.21	0.04	0.01
NiO	0.02	0.02	0.03	0.06	0.04
Σ	100.24	100.10	100.17	100.07	99.38
Кристаллохимические формулы рассчитаны на 6 O					
Si	1.961	1.985	1.862	1.917	1.978
Al <sup>IV</sup>	0.035	0.015	0.108	0.083	0.022
Al <sup>VI</sup>	-	0.043	0.059	0.054	0.047
Ti	0.009	0.009	0.004	0.009	0.006
Mg	1.405	1.520	1.504	1.497	1.512
Fe	0.525	0.461	0.351	0.373	0.338
Mn	0.022	0.018	0.009	0.009	0.011
Ca	0.052	0.058	0.075	0.062	0.065
Na	0.004	0.004	0.009	0.004	0.004
Cr	-	-	0.004	-	-
Отношения компонентов					
En	70.9	74.5	77.9	77.5	79
Fs	26.5	22.6	18.2	19.3	17.6
Wo	2.6	2.8	3.9	3.2	3.4
Mg#	71.98	76.04	80.51	79.67	81.25

Примечание. 1 - Манычарский комплекс, обр. 2-5-04 - трахиандезит; 2 - Базальтовый трахиандезит-трахиандезитовый комплекс, обр. 4-17a-04 - трахиандезит, в. Армаган; 3 - группа Ератумбер, обр. 2-9-04 - трахиандезит, в. Гамбаряна.

температурный состав свойственен трахиандезитам Ератумберских вулканов. Проанализированные ортопироксены отличаются низкими (0,81-1,63 масс.%) или умеренными (3,29-4,03 масс.%) содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, что свидетельствует об их кристаллизации при невысоком общем давлении (Грин, Рингвуд, 1968).

Клинопироксен является сквозным минералом, характерным для фенокристаллов всех разновозрастных серий нагорья; в трахибазальтах отмечается также в составе основной массы. Количественное содержание его вкрапленников изменяется от 5-6,9 об.% до 2,7-3,6 об.% при переходе от более древних комплексов к молодым. Во всех типах пород клинопироксен наблюдается в виде крупных (0,7-2-2,5мм) таблитчатых или призматических кристаллов, как единичных, так и в гломеропорфировых сростках и скоплениях. В них он нередко ассоциируется с оливином, ортопироксеном и плагиоклазом; последовательность их кристаллизации и реакционные соотношения с ортопироксеном описаны выше.

Представительные химические анализы изученных клинопироксенов и их кристаллохимические формулы отражены в табл. 4; там же

приводятся их тройной состав и параметры магнезиальности (Mg#), известковистости (Ca#). Данные таблицы показывают, что составы клинопироксенов варьируют в пределах En<sub>43,6-54,9</sub> Fs<sub>9,4-14,6</sub> Wo<sub>33,7-43,4</sub> и на пироксеновой трапеции (рис. 2) соответствуют высококальциевым авгитам и салитам, образуя сравнительно узкое компактное поле, вытянутое вдоль En-Wo стороны при слабых вариациях Fs. В целом, для выборки отмечается, что по мере возрастания SiO<sub>2</sub> в клинопироксенах увеличиваются содержания MgO, FeO, MnO и убывают Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> при непостоянных вариациях CaO и Na<sub>2</sub>O. От основных пород к более кислым клинопироксены обогащаются Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO. Содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,18-0,53%) и NiO (0,01-0,06%) во всем ряду заметно понижены, как понижено и отношение Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Низкие значения этого отношения в данной высокомагнезиальной области составов клинопироксенов могут объясняться, как и в случае оливинов, сохранением кристаллов шпинели в рестите. Соотношения CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в составе изученных клинопироксенов отражают постоянно пониженные содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и высокие значения Ca# (497-1627).

Представительные химические составы клинопироксенов разновозрастных серий Гегамского нагорья

Компо- ненты	1		2						3				4					
	2-5-04		8-29d-04		4-18-04				4-17a-04				6-24b-04		2-9-04		3-13-04	
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
SiO <sub>2</sub>	51.87	50.62	49.91	50.36	52.39	51.57	52.67	52.71	50.53	50.90	52.03	52.58	52.17	48.58	50.55	51.06	51.80	52.44
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.84	0.86	0.81	0.47	0.64	0.57	0.40	0.74	0.56	0.51	0.33	0.35	0.82	0.52	0.40	0.70	0.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.22	3.02	4.01	4.43	1.34	2.03	1.21	1.29	4.72	3.67	2.85	2.51	2.31	4.87	3.76	3.22	2.62	5.65
FeO	8.14	8.88	7.82	7.17	8.65	8.98	8.86	8.03	6.64	6.13	6.58	7.07	6.81	6.87	5.98	5.68	8.05	8.06
MnO	0.31	0.33	0.19	0.19	0.46	0.40	0.45	0.55	0.19	0.16	0.21	0.25	0.22	0.18	0.15	0.15	0.27	0.25
MgO	15.47	15.37	15.10	15.48	15.35	14.72	15.31	15.27	16.01	16.45	17.35	19.03	18.88	15.36	16.04	16.46	15.66	14.26
CaO	20.31	19.12	20.00	20.31	20.57	20.33	20.15	20.99	19.16	19.48	18.52	16.19	17.49	19.69	19.19	19.31	20.56	17.99
Na <sub>2</sub> O	0.47	0.72	0.44	0.45	0.56	0.53	0.50	0.56	0.45	0.43	0.40	0.40	0.32	0.46	0.50	0.47	0.35	0.83
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	-	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.06	0.32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.17	0.38	0.01	0.01	0.01	0.00	0.33	0.76	0.16	0.47	0.28	0.28	0.29	0.46	0.00	0.01
NiO	0.04	0.00	-	-	0.00	0.00	0.02	0.00	0.07	0.02	0.03	0.04	0.06	0.06	0.07	0.06	0.00	0.01
Σ	99.46	98.90	98.49	99.59	99.82	99.22	99.77	99.83	98.85	98.55	98.64	98.86	98.91	97.19	97.06	97.28	100.10	100.74
Ca#	914.60	633.79	499.10	458.19	1539.91	1003.11	1662.38	1621.37	405.75	530.80	649.10	645.15	757.64	404.12	509.99	600.31	783.50	318.26
Кристаллохимические формулы рассчитаны на 6 O																		
Si	1.935	1.905	1.879	1.871	1.954	1.935	1.963	1.960	1.880	1.874	1.931	1.937	1.928	1.849	1.908	1.923	1.921	1.910
Al <sup>IV</sup>	0.065	0.095	0.121	0.129	0.046	0.065	0.037	0.040	0.120	0.126	0.069	0.063	0.072	0.151	1.092	0.077	0.076	0.090
Al <sup>VI</sup>	0.034	0.036	0.055	0.063	0.012	0.025	0.017	0.018	0.085	0.035	0.056	0.048	0.03	0.068	0.076	0.063	0.032	0.125
Ti	0.018	0.023	0.025	0.022	0.013	0.018	0.016	0.011	0.020	0.016	0.013	0.009	0.011	0.023	0.016	0.011	0.02	0.026
Fe	0.253	0.278	0.246	0.222	0.271	0.282	0.275	0.250	0.205	0.190	0.203	0.217	0.211	0.219	0.188	0.179	0.249	0.245
Mn	0.009	0.011	0.007	0.007	0.013	0.014	0.016	0.018	0.007	0.004	0.007	0.009	0.007	0.085	0.005	0.005	0.009	0.009
Cr	-	-	0.004	0.013	-	-	-	-	0.009	0.022	0.004	0.013	0.009	0.009	0.009	0.014	-	-
Mg	0.858	0.859	0.845	0.854	0.851	0.825	0.848	0.844	0.886	0.913	0.958	1.045	1.036	0.87	0.902	0.923	0.864	0.732
Ca	0.811	0.771	0.807	0.807	0.822	0.818	0.804	0.837	0.764	0.776	0.737	0.640	0.692	0.802	0.775	0.778	0.817	0.702
Na	0.031	0.054	0.032	0.031	0.400	0.041	0.036	0.040	0.031	0.031	0.027	0.027	0.022	0.032	0.036	0.032	0.027	0.061
Отношения компонентов																		
En	44.6	45	44.5	44.4	43.8	42.9	44.0	43.7	47.8	48.6	50.5	54.9	53.4	46.0	48.4	50.5	44.8	44.9
Fs	13.2	14.6	13.0	11.8	13.9	14.6	14.3	12.9	11.0	10.1	10.7	11.4	10.9	11.6	10.1	11.6	12.9	14.3
Wo	42.2	40.4	42.5	42.8	42.3	42.5	41.7	43.4	41.2	41.3	38.8	33.7	35.7	42.4	41.6	37.9	42.3	40.8
Mg#	76.61	74.83	76.68	77.92	74.98	73.60	74.45	75.90	80.04	80.87	81.74	81.39	82.03	73.54	81.70	80.84	77.01	74.24

Примечание. 1 - Манычарский комплекс, обр. 2-5-04 - трахиандезит; 2 - Трахибазальтовый комплекс, обр. 8-29d-04 - трахиандезит, в. Аштаракнер, обр. 4-18-04 - базальтовый трахиандезит, в. Джартар; 3 - Базальтовый трахиандезит - трахиандезитовый комплекс; обр. 4-17a-04 - трахиандезит; в. Армаган, обр. 6-24b-04 - трахиандезит, в. Норадус; 4 - группа Ератумбер, обр. 2-9-04 - трахиандезит, в. Гамбаряна, обр. 3-13-04 - базальтовый трахиандезит, в. Джанасар.



Рис. 2. Состав вкрапленников ортопироксенов и клинопироксенов разновозрастных пород Гегамского нагорья на диаграмме Ca-Mg- $\Sigma$ Fe+Mn (Дир и др., 1965). Условные обозначения: 1-Трахиандезиты верхнего плиоцена (манычарский комплекс), 2- Трахибазальтовый комплекс, 3 - Базальтовый трахиандезит - трахиандезитовый комплекс, 4 - Базальтовый трахиандезит - трахиандезитовый комплекс, Ератумберские вулканы.

Известно, что клинопироксен ликвидусовой фазы основных магм чувствителен к смене общего давления, при этом соотношения между  $P_{обш}$  и структурными параметрами клинопироксенов зависят и от исходного состава сосуществующего расплава (Nimis, 1999; Nimis, Ulmer, 1998). Указанными авторами разработан клинопироксеновый структурный геобарометр для широкого спектра пород, включая и субщелочные магматические системы. Геобарометр основан на кристаллохимических параметрах и расчете распределения катионов по структурным позициям T, M1 и M2. Используя приведенные в их работах уравнения, мы рассчитали величины  $P_{обш}$  (кбар) для средних составов клинопироксенов в трахибазальтах и трахиандезитах заключительной серии, равные 2,5-4,7 кбар, и для трахиандезитов верхнего плиоцена - 0,4-0,9 кбар.

Переходя к изменчивости составов клинопироксенов, следует отметить, что в направлении центральное ядро-краевая кайма наблюдается как прямая, так и обратная зональность, иногда повторная, осцилляторного характера. Вариации кристаллохимических параметров показывают, что ведущими для всей выборки трендами изменения составов являются гетеровалентные замещения Si, Mg $\leftrightarrow$ Al, Ti, Fe<sup>2+</sup>, Ca (1) и Si, Fe<sup>2+</sup>, Mg $\leftrightarrow$ Al, Ti, Ca, Na (2). Эти тренды свойственны щелочным (1) и субщелочным (2) кали-натриевым сериям и отвечают вариациям Mg/Fe, активности SiO<sub>2</sub> и CaO (Дуденко и др., 1977). Одновременно, клинопироксены разновозрастных серий отличаются по характеру изовалентных замещений, согласованных с ведущими трендами. Так, в клинопироксенах трахиандезитов манычарского комплекса наряду с Si-Al замещением большую роль играет изовалентное замещение Fe<sup>2+</sup>→Ca от центра к краю зональ-

ных кристаллов, определяемое условиями закали на эффузивном этапе. В меньшей степени проявлено также замещение Mg→Fe<sup>2+</sup>, соответствующее равновесной кристаллизации с постепенным падением T°. В клинопироксенах базальтовых трахиандезитов нижнего-среднего неоплейстоцена четко выражены обратная зональность и два типа согласованных замещений: Si←Al<sup>IV</sup> и Fe<sup>2+</sup>, Mg←Ca, отражающих возрастание Si, Fe<sup>2+</sup>, Mg за счет Ca и Al. В трахиандезитах того же комплекса устанавливается гетеровалентное замещение Si, Fe<sup>2+</sup> → Al, Mg, Na, связанное с высокой активностью Na. В трахиандезитах верхнего неоплейстоцен-голоцена проявлено также другое гетеровалентное замещение Fe<sup>2+</sup>, Mg→Ti, Na, Fe<sup>3+</sup> (эгириновое замещение), согласованное с изовалентным замещением Mg→Fe<sup>2+</sup>. Они свидетельствуют о возрастании щелочности остаточного расплава и I<sub>о2</sub>(I<sub>н,о</sub>) с переходом Fe<sup>2+</sup> в окисленную форму. Особое место во всем изученном ряду занимают клинопироксены из трахиандезитов Ератумберской группы. Они характеризуются обратной зональностью по схеме Si, Mg, Fe<sup>2+</sup>←Al, Ti, Ca, Na, и Ca→Mg, Fe<sup>2+</sup>, что указывает на резкое возрастание температуры при спаде P<sub>н,о</sub> в эффузивный этап, т.е. на явления перегрева и вскипания обогащенного флюидной фазой расплава с возрастанием SiO<sub>2</sub> и убыванием щелочности, что подтверждается кроме того наличием реакционных каемок ортопироксена вокруг ранних кристаллов клинопироксена.

Таким образом, можно заключить, что выявленная схема изоморфных замещений в клинопироксенах объясняется: 1) субщелочным K-Na типом вулканических серий и общей направленностью процессов дифференциации на разных этапах и 2) прерывистым характером изменения

режима щелочности и Ca/Na отношений, периодическим повышением  $T^\circ$  поступающих новых порций расплавов в низкобарных (менее 5 кбар) условиях кристаллизации.

Амфибол редок и встречается в нижнеплиоценовых трахитах в качестве порфировых выделений, ассоциируя с плагиоклазом  $Ap_{47,0-57,1}$ . Количественное содержание фенокристаллов амфибола в этих породах составляет 5,0-6,2 об.%. Они имеют удлиненно-призматический облик (0,7-1,6 мм) интенсивный зеленовато-бурый цвет и узкую тесноагрегатную опалитовую каемку. Зональное строение выражено наличием широкого оплавленного центрального ядра и тонких периферических полос темно-бурого цвета.

Таблица 5 представляет химический состав, кристаллохимические формулы и прямую зональность исследованных амфиболов. В них

отмечаются высокие содержания  $MgO$  (14,11-14,46 масс.%),  $CaO$  (10,78-11,12 масс.%),  $TiO_2$  (4,42-4,72 масс.%) при умеренной глиноземистости и железистости. По кристаллохимическим параметрам амфиболы принадлежат магнезиогастингситам согласно классификационной диаграмме (Leake et al., 1997). От ядра вкрапленников к промежуточной зоне и краевой кайме кристаллизация сопровождается убыванием Si и Mg, возрастанием Al, Fe, Ca и Na. Это указывает на сочетание в их структуре изовалентного замещения  $Mg \rightarrow Fe$  с гетеровалентными замещениями Si,  $Mg \rightarrow Al$  и Si,  $Mg \rightarrow Al, Na$ , свойственными паргасит-гастингситовой серии (Дир и др., 1965; Leake et al., 1997). Подобный тренд отвечает условиям равновесного падения  $T^\circ$  кристаллизации и возрастания щелочности остаточного расплава.

Таблица 5

Представительные химические составы амфиболов в трахитовой трахиандезит-трахитовой серии нижнего-верхнего плиоцена

№	3-12А-04								
	центр	середина	край	центр	середина	край	центр	середина	край
$SiO_2$	42.31	41.49	41.55	41.83	42.92	42.00	41.92	42.33	41.76
$TiO_2$	4.42	4.58	4.44	4.72	4.21	4.67	4.54	4.58	4.49
$Al_2O_3$	10.49	11.47	11.48	11.83	10.34	10.98	11.01	11.10	10.83
FeO	10.78	11.20	10.91	11.10	11.04	11.01	10.87	10.73	10.79
MnO	0.28	0.27	0.27	0.20	0.34	0.28	0.26	0.26	0.28
MgO	14.46	14.11	14.22	14.29	14.46	14.26	14.43	14.44	14.52
CaO	10.93	10.78	11.04	11.06	10.79	10.92	10.95	10.91	11.12
$Na_2O$	2.60	2.71	2.92	2.69	2.64	2.63	2.65	2.72	2.63
$K_2O$	1.02	0.94	0.86	0.87	0.97	0.92	0.93	0.89	0.95
$\Sigma$	97.30	97.55	97.69	98.58	97.71	97.67	97.55	97.95	97.37
Кристаллохимические формулы рассчитаны на 24 O									
Si	6.22	6.09	6.10	6.07	6.28	6.16	6.15	6.18	6.15
$Al^{IV}$	1.78	1.91	1.90	1.93	1.72	1.84	1.85	1.82	1.85
$Al^{VI}$	0.04	0.08	0.09	0.10	0.06	0.06	0.05	0.09	0.03
Ti	0.49	0.51	0.49	0.52	0.46	0.52	0.50	0.50	0.50
$Fe^{+3}$	0.24	0.30	0.23	0.28	0.26	0.26	0.27	0.25	0.25
Mg	3.17	3.09	3.11	3.09	3.15	3.12	3.16	3.14	3.18
$Fe^{+2}$	1.06	1.02	1.08	1.01	1.06	1.06	1.02	1.02	1.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.72	1.70	1.74	1.72	1.69	1.72	1.72	1.71	1.75
Na	0.53	0.55	0.64	0.56	0.52	0.54	0.55	0.54	0.58
K	0.19	0.18	0.16	0.16	0.18	0.17	0.17	0.17	0.18
Отношения компонентов									
$\Sigma Al$	1.82	1.99	1.99	2.03	1.78	1.90	1.90	1.91	1.88
$\Sigma Fe$	1.29	1.32	1.31	1.29	1.32	1.31	1.29	1.27	1.29
Mg#	75.02	75.11	74.29	75.32	74.91	74.70	75.59	75.41	75.40

Плагиоклаз является преобладающим минералом порфировых выделений во всех разностях вулканитов нагорья, постоянно ассоциируя с оливином, орто- и клинопироксенами, реже с амфиболом; входит также в состав основной массы фенокристаллов плагиоклаза в лавах нижнего-

верхнего плиоцена, составляет 14,5-16,1 об.%, заметно сокращаясь до 3,2-6,7 об.% в молодых лавах трахибазальт-трахиандезитовой серии. Облик крупных фенокристаллов (1,5-3,0 мм) обычно таблитчатый, сильно резорбированный, более мелкие выделения (0,7-1,2 мм) свежие, мик-

ротинные, удлиненно-призматической лейстовидной формы. Характерно четкое зональное строение, оптически проявленное очень разнообразно. Крупные индивиды состоят из широкого однородного, иногда пятнистого ядра и узкой краевой каемки, как правило, более кислого состава. В микрофенокристаллах часто отмечается прерывисто-ступенчатая, обратная зональность с тремя и более краевыми каемками и многократной сменой состава. В плагиоклазах трахибазальт-трахиандезитовой серии наблюдается осцилляционная, возвратная зональность в виде непрерывно нарастающих каемок, которые попеременно обогащаются то Ab, то An. Особенно четко этот тип зональности проявлен в Ератумберских трахиандезитах: состав ядер зональных кристаллов в них изменяется в диапазоне  $Ab_{60-67}$  и состав краевых зон отвечает тем же значениям ( $Ab_{23-61}$ ). Указанные колебания фиксируют условия неравновесности, неоднократных колебаний  $T^\circ$  на фоне резких перепадов  $P_{H_2O}$ . Температурными вариациями объясняются

также наблюдаемые явления резорбции фенокристаллов I генерации с появлением сотовых микроструктур в ядрах и свежих каемок нарастания по периферии.

Приведенные в табл. 6 химические анализы зональных вкрапленников плагиоклаза соответствуют ряду лабрадор-олигоклаз (рис. 3). Параметры их состава выявляют дискретные ряды, свойственные каждой из вулканических серий. В трахиандезит-трахитовой серии составы фенокристаллов имеют обратную зональность и отвечают интервалу  $Ab_{42-51}$   $An_{44-55}$   $Or_{22-44}$ . В маньчарских лавах вариации значительно более узкие ( $Ab_{47-48}$   $An_{48-47}$   $Or_{39-44}$ ). Наиболее широкий ряд характерен для завершающей трахибазальт-трахиандезитовой серии ( $Ab_{33-72}$   $An_{44-65}$   $Or_{17-13}$ ). Самая высокая основность плагиоклаза отмечается в трахибазальтах ( $An_{61-65}$ ), а наибольший размах вариаций и максимальные содержания  $K_2O$  приходятся на фенокристаллы в трахиандезитах Ератумберской группы ( $Ab_{36-72}$   $An_{19-61}$   $Or_{17-13}$ ).

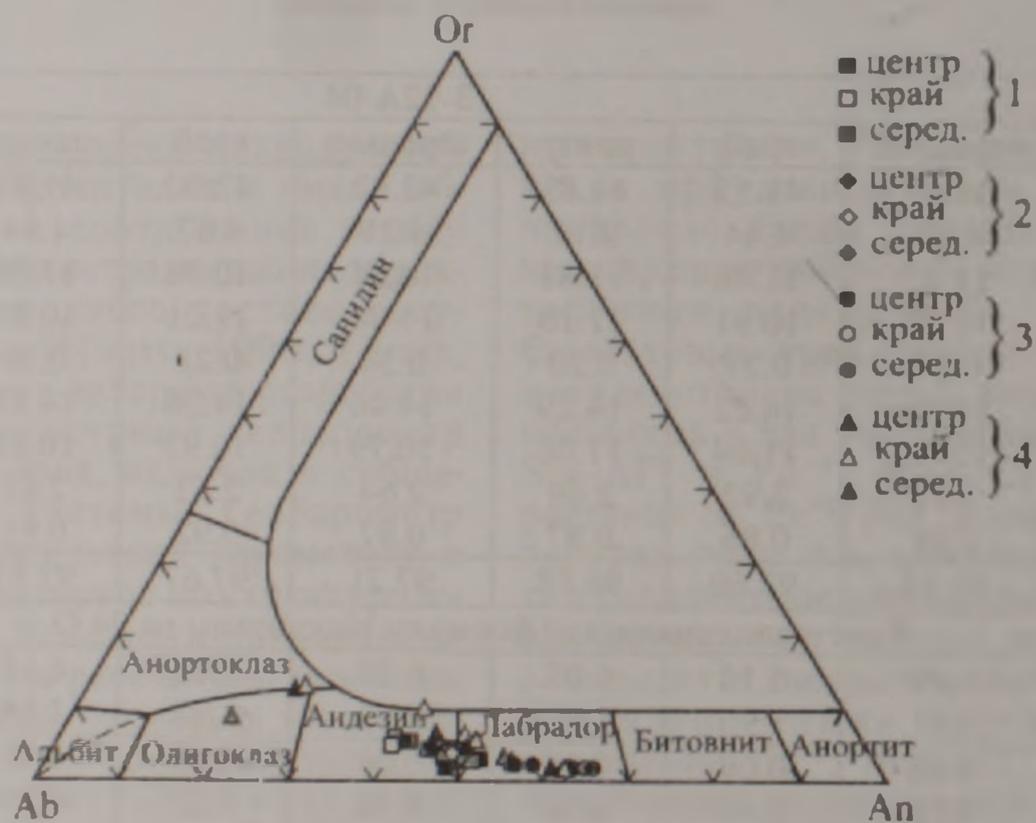


Рис. 3. Состав плагиоклазов на тройной диаграмме An-Ab-Or (Дир и др., 1966). Условные обозначения: 1 - Трахиандезит-трахитовая серия; 2 - Трахибазальтовый комплекс; 3 - Базальтовый трахиандезит - трахиандезитовый комплекс; 4 - Базальтовый трахиандезит - трахиандезитовый комплекс, Ератумберские вулканы.

Содержания Or в изученных плагиоклазах связаны обратной корреляцией с An, что отражено на рис. 4 в виде протяженной кривой, объединяющей изученные серии.

Известно, что одним из главных факторов, определяющим содержание  $K_2O$  в плагиоклазах, является температурный („Взаимосвязь...”, 1982; McVigney, 2007). Следовательно, приведенная кривая одновременно является и температурной, выявляя обратную связь содержаний  $K_2O$  и  $T^\circ$  кристаллизации плагиоклазов; наиболее высокие  $T^\circ$  свойственны плагиоклазам трахибазальтового комплекса.

Соотношение между составами фенокристаллов плагиоклаза ( $X_{Na}$ ) и вмещающих валовых

пород (Mg-number как индекс дифференциации) приводится на рис. 5. Выявляется, что составы фенокристаллов плагиоклаза в сериях нижневерхнего плиоцена находятся в равновесии с валовым составом пород. Для молодых трахибазальтов и трахиандезитов характерны резкие отклонения как в сторону более кальциевых, так и более натриевых составов (Ератумбер), определяемые резкими вариациями  $T^\circ - P_{H_2O}$  условий их кристаллизации. В целом диапазон изменений параметра Mg-number изученных серий оказывается заметно более узким, чем An компонента, что подтверждает регулируемую роль Ca/Na отношений в ходе эволюции расплавов.

Представительные химические составы плагиоклазов разновозрастных серий и комплексов Гегамского нагорья

Компоненты	1			2			3			4								
	8-30b-04			2-5-04			4-18-04			6-24b-04			3-13-04			2-7a-04		
	центр	серед	край	центр	серед	край	центр	серед	край	центр	серед	край	центр	серед	край	центр	серед	край
SiO <sub>2</sub>	56.13	55.33	53.59	55.63	55.57	55.83	56.66	55.83	55.86	51.48	51.75	52.33	56.49	54.07	57.51	62.52	63.38	62.13
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.28	0.17	0.15	0.20	0.20	0.17	0.07	0.16	0.06	0.07	0.11	0.09	0.15	0.97	0.10	0.00	0.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.03	27.28	28.73	27.59	27.15	27.02	26.78	27.55	27.17	29.83	29.83	29.14	26.53	28.11	25.00	22.17	22.38	21.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.55	0.59	0.78	0.69	0.73	0.81	0.57	0.67	0.78	0.84	0.82	0.96	0.70	0.94	1.25	0.48	0.20	1.34
FeO	0.50	0.53	0.70	0.62	0.66	0.73	0.51	0.60	0.70	0.76	0.74	0.86	0.63	0.84	1.12	0.53	0.23	1.49
MgO	0.03	0.09	0.04	0.06	0.06	0.07	0.03	0.05	0.06	0.12	0.13	0.12	0.06	0.13	0.16	0.07	0.00	0.31
CaO	9.06	9.55	11.20	9.82	9.83	9.73	8.92	9.60	9.50	12.94	12.83	12.39	9.16	11.14	8.32	4.79	3.85	4.79
Na <sub>2</sub> O	5.79	5.64	4.76	5.39	5.33	5.44	5.60	5.23	5.29	3.64	3.76	3.97	5.67	4.89	5.43	6.74	8.10	6.36
K <sub>2</sub> O	0.76	0.62	0.38	0.71	0.74	0.75	0.73	0.60	0.70	0.25	0.25	0.30	1.07	0.55	1.74	2.06	1.53	2.12
Σ	99.53	99.39	99.65	100.04	99.61	99.84	99.46	99.59	99.52	99.17	99.43	99.58	99.77	99.99	100.33	98.97	99.46	98.85
Кристаллохимические формулы рассчитаны на 32 O																		
Si	10.14	10.02	9.72	10.00	10.03	10.07	10.21	10.06	10.08	9.41	9.43	9.52	10.20	9.77	10.30	11.21	11.28	11.15
Al	5.75	5.83	6.12	5.86	5.79	5.74	5.69	5.86	5.79	6.41	6.39	6.29	5.64	5.99	5.28	4.69	4.71	4.48
Fe <sup>3+</sup>	0.09	0.09	0.11	0.09	0.09	0.11	0.09	0.09	0.11	0.11	0.11	0.13	0.09	0.13	0.17	0.07	0.01	0.19
Ti	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.11	0.04	0.01	0.01	0.02	0.13	0.01	-	0.08
Mg	-	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04	0.02	-	0.08
Fe <sup>2+</sup>	0.08	0.08	0.11	0.10	0.10	0.11	0.09	0.09	0.11	0.12	0.11	0.13	0.10	0.12	0.17	0.08	0.03	0.19
Ca	1.76	1.85	2.18	1.90	1.91	1.85	1.73	1.85	1.83	2.54	2.51	2.41	1.77	2.16	1.60	0.93	0.74	0.93
Na	2.02	1.98	1.68	1.88	1.87	1.91	1.95	1.82	1.84	1.30	1.34	1.40	1.97	1.71	1.90	2.35	2.80	2.22
K	0.17	0.13	0.09	0.15	0.17	0.17	0.17	0.13	0.15	0.07	0.07	0.07	0.26	0.13	0.39	0.47	0.34	0.47
Отношения компонентов																		
Ab	51.1	49.9	42.5	47.8	47.3	48.5	50.6	47.9	48.2	33.2	34.20	36.1	49.3	42.8	48.8	62.6	72.2	61.3
An	44.5	46.7	55.3	48.3	48.3	47.1	44.9	48.7	47.8	65.1	64.10	62.2	44.2	53.9	41.2	24.7	19.0	25.6
Or	4.4	3.3	2.2	3.9	4.4	4.4	4.5	3.4	4.0	1.7	1.70	1.7	6.50	3.3	10.0	12.7	8.8	13.1
An	46.6	48.3	56.5	50.3	50.6	49.3	47.0	50.4	49.9	66.2	65.2	63.3	47.2	55.7	45.8	28.3	20.8	29.4
Ab	53.4	51.7	43.5	49.7	49.4	50.7	53.0	49.6	50.1	33.8	34.8	36.7	52.8	44.3	54.2	71.7	79.2	70.6
Si/Al	1.76	1.72	1.59	1.71	1.75	1.75	1.79	1.72	1.74	1.47	1.48	1.51	1.81	1.63	1.95	2.39	2.40	2.49

Примечание. 1 - Трахиандезит-трахитовая серия, обр. 8-30b-04 - базальтовый трахиандезит; обр. 2-5-04 - трахиандезит (маньчарский комплекс); 2 - Трахибазальтовый комплекс, обр. 4-18-04 - базальтовый трахиандезит, в. Джартар; 3 - Базальтовый трахиандезит - трахиандезитовый комплекс, обр. 6-24b-04 - трахиандезит, в. Норадус; 4 - группа Ератумбер, обр. 3-13-04 - базальтовый трахиандезит, в. Джанасар, обр. 2-7a-04 - трахиандезит, в. Джрбашяна.

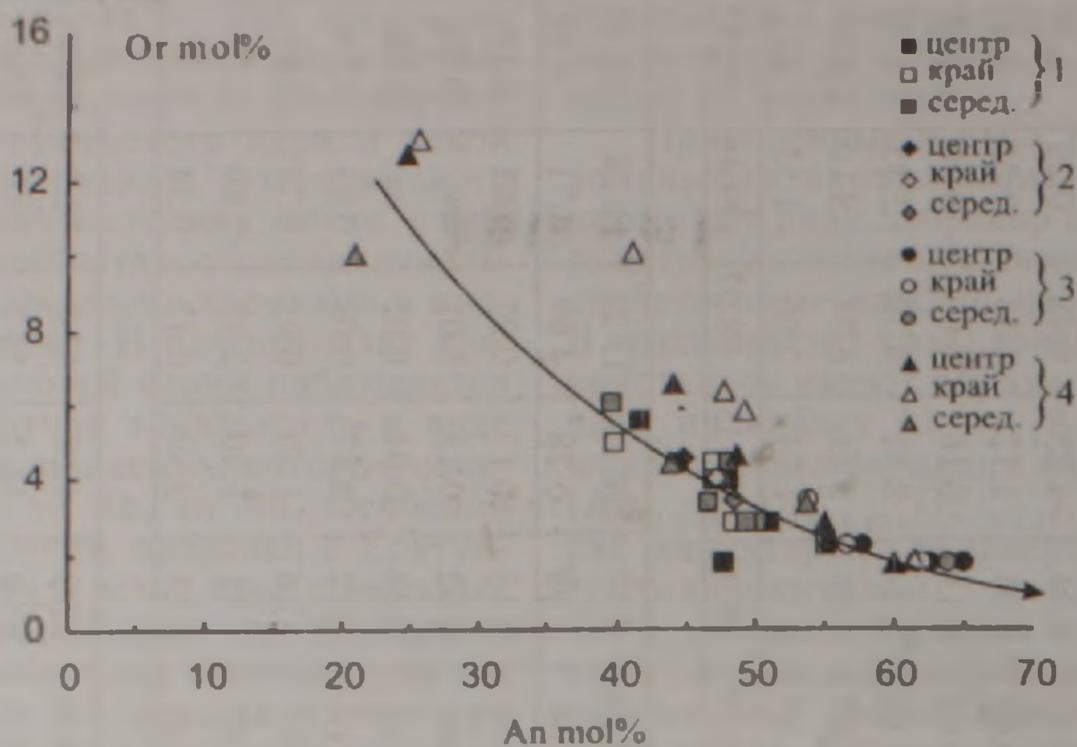


Рис. 4. Зависимость между молекулами Or и An в плагиоклазах разновозрастных пород Гегамского нагорья. Условные обозначения см. на рис.3.

### Состав сосуществующих минералов – вкрапленников

Изложенный материал по химическому составу породообразующих минералов-вкрапленников в породах разновозрастных серий Гегамского нагорья дает возможность оценить P-T параметры режима их кристаллизации. Эти оценки базируются на методах современной термо-барометрии, согласованных с принципом фазового соответствия и закономерностями распределения элементов между сосуществующими минеральными фазами (Саксена, 1975; Перчук, Рябчиков, 1976; Lindsley, Andersen, 1983; Loucks, 1996; Nimis 1999; Nimis, Ulmer, 1998 и др.)

Распределение Mg и Ca между минералами в наблюдаемых ведущих парагенезисах рассматривается на основе петрографических критериев одновременного или последовательного их образования. Параметры составов, мольные доли Mg и Ca и коэффициенты распределения этих элементов приведены в табл. 7.

*Парагенезис плагиоклаз – амфибол* характерен для нижнеплиоценовых трахитов и кристаллизовался в условиях высокой активности калия и  $H_2O$ . В этих породах оба минерала кристаллизуются параллельно, при значительном количественном преобладании плагиоклаза (~2-2,5:1). Оба минерала не резорбированы, т.е. находились в обменном равновесии с расплавом.

Распределение Ca в паре плагиоклаз-амфибол представляется обменной реакцией  $Am_{Ca} + Ab = An + Am_{Ni}$ , с ростом основности плагиоклаза по мере увеличения температуры кристаллизации (Перчук, Рябчиков, 1976). Зональность изученных вкрапленников по Ca от ядра к периферии носит прерывисто-повторяющийся характер, что указывает на колебания температуры и режима щелочности. Соответственно

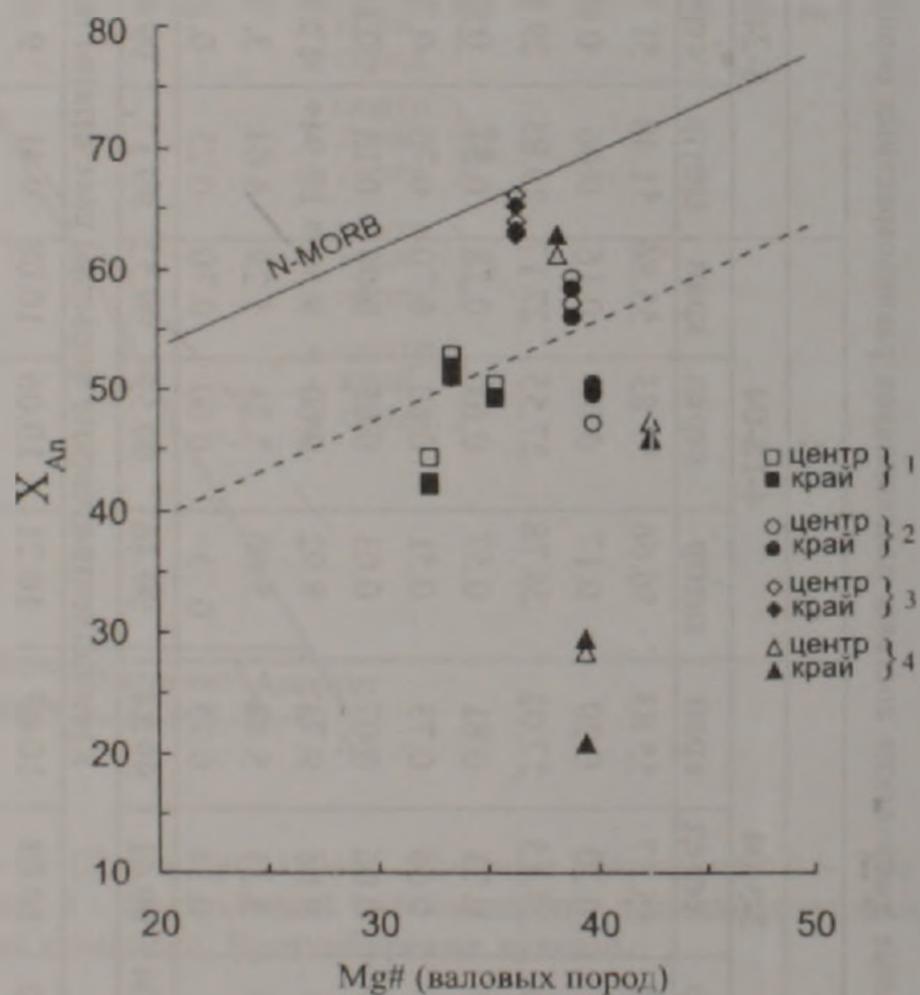


Рис. 5. Соотношение составов фенокристаллов плагиоклаза и магнезиальности валовых пород разновозрастных комплексов Гегамского нагорья. Условные обозначения: 1. Трахиандезит-трахитовая серия (нижний плиоцен) и маньчарский трахиандезитовый комплекс (верхний плиоцен); 2. Трахибазальтовый комплекс (нижний-средний неоплейстоцен); 3. Базальтовый трахиандезит-трахиандезитовый комплекс (верхний неоплейстоцен-голоцен); 4. Трахиандезиты Ерат/мберских вулканов того же возраста.

Для сравнения показана эталонная линия равновесия для плагиоклазов N-MORB (Tomescu et al., 1987); параллельно ей проведена пунктиром средняя линия равновесия для изученных плагиоклазов.

$K_D$  варьирует от 0,34 до 0,53-0,55, обнаруживая перераспределение Са в плагиоклаз с повышением температуры. По графику указанных авторов, минимальная температура установления равновесия между рассматриваемой парой отвечает 780-820°C, что ниже верхнего предела устойчивости амфибола (900-930°) при концентрации  $H_2O$  в системе более 0,5 вес. %.

Для оценки глубины кристаллизации парагенезиса плагиоклаз-амфибол мы использовали геобарометр, учитывающий содержание Al в обеих четверной и шестерной позициях решетки амфибола (Johnson, Ruthenford, 1989). Расчеты проводились по формуле  $P_{(кбар)} = 4,23 \times Al_{tot} - 3,46$ . Полученные цифры варьируют в пределах 5,13-4,58 кбар для центральных зон и 4,96-4,07 кбар для промежуточных зон и краевых каемок. Можно видеть небольшие колебания глубины кристаллизации различных зон фенокристаллов, что в целом отвечает приповерхностным условиям.

*Парагенезис оливин-клинопироксен* широко распространен в самой молодой трахибазальт-трахиандезитовой серии. Характеризуется количественным преобладанием клинопироксена (~2:1); в трахиандезитах Ератумберских вулканов количество вкрапленников оливина заметно сокращается. Данная пара фенокристаллов является разновременной, и конец кристаллизации оливина совпадает с началом кристаллизации клинопироксена в котектике с плагиоклазом -- II. Выше было показано, что фенокристаллы оливина не являются ликвидусовыми фазами и находились в равновесии с расплавом при температурах, близких к субсолидусовым.

Распределение Mg между оливином и клинопироксеном в общем виде описывается обменной реакцией  $Ol_{Fe} + Crx_{Mg} = Crx_{Fe} + Ol_{Mg}$ , в которой равновесие смещается вправо с повышением температуры (Перчук, Рябчиков, 1976). Как следует из табл. 7, магнезиальность оливина в исследованных породах постоянно выше магнезиальности клинопироксена, причем составы пар варьируют сопряженно и характеризуют высокотемпературную часть обменной реакции. Величина  $K_D^{Mg}$  уменьшает свое значение от трахибазальтов и базальтовых трахиандезитов (1,70-1,37) до трахиандезитов (1,32-1,17). Одновременно, при переходе к краевым каемкам зерен обоих минералов, т.е. к концу выделения оливина, в неравновесных условиях поздней стадии кристаллизации магний перераспределяется в клинопироксен, и величина  $K_D$  убывает. Укажем, однако, что в трахиандезитах (обр. 6-24b-04) наблюдаются и обратные соотношения.

Температуры установления субсолидусового равновесия между данными фазами по геотермометру (Loucks, 1996) оцениваются в пределах 1100-1175°C, причем в трахиандезитах они оказываются иногда выше, чем в трахибазальтах, как и в краевых каймах относительно центра в некоторых зональных кристаллах. Рассмотренные соотношения указывают, что происходит частичное переуравновешивание ранее образованных кристаллов оливина и клинопироксена

с окружающим расплавом в изменяющихся  $T^\circ$  условиях. При этом вариации составов клинопироксенов значительно более широки, чем оливинов. Предполагается таким образом периодический перегрев магматической камеры за счет поступления новых высоконагретых порций расплава из глубинных источников. В этом процессе могли выноситься также более ранние, возможно кумулятивные кристаллы магнезиального оливина.

*Парагенезис оливин-ортопироксен* свойственен только молодой трахибазальт-трахиандезитовой серии. Отмечается, что во всех лавах серии оливин количественно преобладает (2,6:1); исключения составляют трахиандезиты Ератумберской группы, в которой количество фенокристаллов ортопироксена заметно возрастает. Обычно кристаллизация оливина предшествует ортопироксену. Соотношения магнезиальностей обоих минералов (табл. 7) указывают, что в центральных зонах фенокристаллов Mg преимущественно входит в оливин ( $K_D^{Ol/Or} = 1,17$ ), в краевых зонах более магнезиальным становится ортопироксен и  $K_D$  убывает до 1,0.

Известно, что распределение Mg и  $Fe^{+2}$  между фазами оливин-ортопироксен в магматических условиях (выше 700 °C) слабо зависит от температуры, что резко сужает возможность использования их в качестве геотермометра (Фонарев, 1982; Koch-Muller et al., 1992). По указанным авторам, в экспериментальных условиях с ростом температуры магний перераспределяется из оливина в ортопироксен, однако в природных объектах в магнезиальной области составов оливин обычно содержит больше магния по сравнению с ортопироксеном. Это иллюстрируют также величины  $K_D^{Mg}$  в изученной паре из лав трахибазальт-трахиандезитовой серии Гегамского нагорья.

*Парагенезис ортопироксен-клинопироксен* (плагиоклаз-ортопироксен-клинопироксен) является ведущим как для верхнеплиоценовых трахиандезитов маньчарского комплекса, так и для всех типов лав молодой трахибазальт-трахиандезитовой серии. Количественные соотношения этих фаз свидетельствуют о преобладании плагиоклаза (3,2 : 1 : 2 в маньчарских лавах и 2,5-2 : 1 : 2-1,5 - в молодых трахибазальтах и трахиандезитах). Основность плагиоклаза данного парагенезиса заметно возрастает с переходом от более древнего комплекса к молодым (от  $An_{48-3-47,1}$  до  $An_{44-9-65,8}$ ). Одновременно, в том же направлении в орто- и клинопироксенах возрастает Mg/Mg+Fe отношение (табл. 7).

Кристаллизация плагиоклаза и обоих пироксенов носила котектический характер, но появление ортопироксена обычно предшествовало росту клинопироксена. Далее определенное время все три фазы кристаллизовались совместно, хотя ближе к эффузивному этапу проявлялись четкие признаки неравновесности.

Наблюдаемая последовательность фаз определяется исходным субщелочным составом расплава, его высокотемпературным характером, невысоким  $R_{H_2O}$  и ранним выделением магнезиаль-

Параметры равновесия сосуществующих минералов разновозрастных серий и комплексов Гегамского нагорья

Компо- ненты	Трахиандезит-трахитовая серия нижнего-верхнего плиоцена				Трахибазальт-трахиандезитовая серия неоплейстоцен-голоценового возраста					
	Трахиандезит-трахитовый комплекс		Трахиандезитовый комплекс манычарского типа		Трахибазальтовый комплекс		Базальтовый трахиандезит-трахиандезитовый комплекс		Ератумберские лавы	
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
Ol X <sub>Mg</sub>	-	-	-	-	1) 0.81-0.82 2) 0.83	1) 0.82 2) 0.80	3) 0.80-0.83 4) 0.80-0.83	3) 0.79-0.82 4) 0.80	5) 0.85	5) 0.78
Crpx X <sub>Mg</sub>	-	-	-	-	1) 0.72-0.77 2) 0.73-0.75	1) 0.77 2) 0.73-0.76	3) 0.79-0.82 4) 0.80-0.81	3) 0.73-0.81 4) 0.81	5) 0.77-0.81	5) 0.74
K <sup>Ol-Crpx</sup> D Mg T °C	-	-	-	-	1) 1.37-1.66 2) 1.71	1) 1.37 2) 1.28-1.48	3) 1.07-1.32 4) 1.17	3) 1.69 4) 0.96	5) 1.30-1.70	5) 1.24
	-	-	-	-	1) 1100-1150	2) 1100-1125	3) 1100-1160	4) 1150-1175	1100-1150	1160
Ol X <sub>Mg</sub>	-	-	-	-	-	-	4) 0.83	4) 0.80	-	-
Orpx X <sub>Mg</sub>	-	-	-	-	-	-	4) 0.81	4) 0.80	-	-
K <sup>Ol-Orpx</sup> D Mg T °C	-	-	-	-	-	-	4) 1.17	4) 1.0	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Orpx X <sub>Mg</sub>	-	-	6) 0.72-0.76	-	-	-	4) 0.81	4) 0.80	7) 0.81	
Crpx X <sub>Mg</sub>	-	-	6) 0.72-0.76	6) 0.75-0.77	-	-	4) 0.81-0.82	4) 0.78-0.81	7) 0.80-0.81	7) 0.82
K <sup>Orpx-Crpx</sup> D Mg T °C	-	-	6) 0.82-0.98	6) 0.95-1.05	-	-	4) 0.94-0.98	4) 0.96-1.12	7) 1.07	7) 0.94
	-	-	980-1000		-	-	1100-1150	950-1020	1000-1010	1050-1100
Pl X <sub>Ca</sub>	8) 0.45-0.47	8) 0.55	-	-	-	-	-	-	-	-
Am X <sub>Ca</sub>	8a) 0.70-0.71	8a) 0.69	-	-	-	-	-	-	-	-
K <sup>Pl-Am</sup> D Ca T °C	8a) 0.34-0.38	8a) 0.55	-	-	-	-	-	-	-	-
	800-850		-	-	-	-	-	-	-	-
P <sub>обш</sub>	4.1-5.1		0.4-0.9		2.5-4.8		2.5-4.1		2.5-3.9	

Примечание: Мольные доли X<sub>Mg</sub> и X<sub>Ca</sub> представляют отношения Mg / (Mg+ΣFe+Mn) в темноцветных минералах и Ca/(Ca+Na+K) – в плагиоклазе и амфиболе; вычислялись по кристаллохимическим формулам. Коэффициенты распределения Mg и Ca между парами минералов Ol-Crpx, Ol-Orpx, Orpx-Crpx и Pl-Am рассчитывались по соответствующим формулам типа:  $K_{D Mg}^{Ol-Orpx} = \frac{X_{Mg}^{Ol}}{1-X_{Mg}^{Ol}} \times \frac{1-X_{Mg}^{Crpx}}{X_{Mg}^{Crpx}}$  (Перчук, Рябчиков, 1976). Для определения T°С использовались геотермометры: Orpx-Crpx (Liindsley, Andersen, 1983); Ol-Crpx (Loucks,

1996); P<sub>обш</sub> для пары Pl-Am рассчитывалось по формуле:  $P_{обш} = 4.23 \times \left( \frac{Al}{101}^{Am} - 3.46 \right)$  (Johnson, Ruthenford, 1989).

P<sub>обш</sub> для фенокристаллов клинопироксенов на основе структурных параметров и распределения Mg и Fe<sup>+2</sup> по позициям M1 и M2 рассчитывалось по (Nimis, 1999; Nimis, Ulmer, 1998).

1) обр. 8-29d-04; 2) обр. 4-18-04; 3) обр. 6-24b04; 4) обр. 4-17a-04; 5) обр. 3-13-04; 6) обр. 2-5-04; 7) обр. 2-9-04; 8) обр. 3-12a-04.

ного оливина. Кристаллизация последнего завершается при достижении расплавом кривой инверсии, отделяющей поля стабильности ортопироксена и клинопироксена (рис. 6,б). Судя по опережающей кристаллизации высокомагнезиального ортопироксена (выше  $En_{70}$ ), расплав достигал этой границы при температуре ниже кривой инверсии, т.е. в пределах  $1100 < T < 1140^\circ$  (Йодер, Тилли, 1965). Выше кривой кристаллизовался уже более железистый клинопироксен ( $En_{44.6-54.9}$ ) в температурных условиях

$955 < T < 1100^\circ$  (Йодер, Тилли, 1965). Совместная кристаллизация обоих пироксенов следовала вдоль этой кривой, температура которой оставалась выше температуры их солидуса (McVigney, 2007). Отклонения от кривой инверсии определяются температурным влиянием: равновесным падением температуры в случае перехода Орх-Срх и скачкообразным ее подъемом вследствие дегазации и перегрева в случае перехода Срх-Орх.

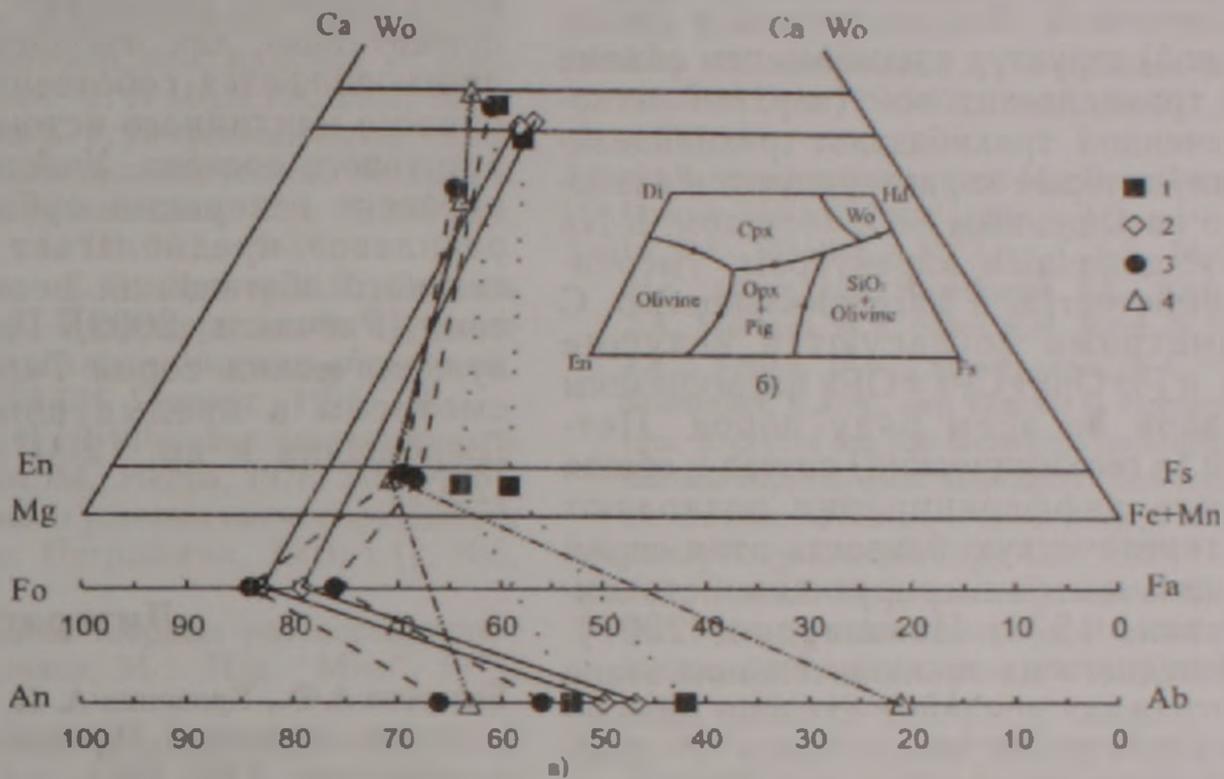


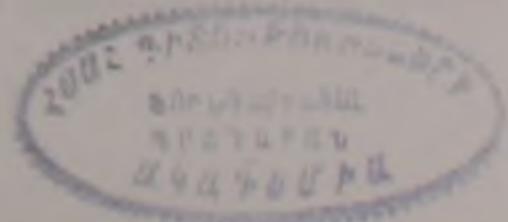
Рис. 6. Составы сосуществующих минералов-вкрапленников в вулканических сериях Гегамского нагорья. На врезке (б) показаны пути кристаллизации оливинов и пироксенов в рамках пироксеновой системы, поверхность ликвидуса которой отражает также и другие фазы (McVigney, 2007). Условные обозначения: 1-Трахиандезит-трахитовая серия (манычарский комплекс); 2-Трахибазальтовый комплекс; 3-Базальтовый трахиандезит-трахиандезитовый комплекс; 4-Ератумберские лавы - базальтовый трахиандезит-трахиандезитовый комплекс.

Физико-химические условия кристаллизации рассматриваемого парагенезиса безводных фаз (Pl-Орх-Срх) можно интерпретировать исходя из определенных ограничений, основанных на изучении минерального состава базальтов и андезитов и на экспериментальном материале (Йодер, Тилли, 1965; Иванов и др., 1978; Белоусов, Кривенко, 1983; McVigney, 2007 и др.). Эти ограничения соответствуют следующим параметрам:  $P_{общ}$  выше 2.5 кбар до 7 кбар, концентрация  $H_2O$  в системе не более 0.5-1 вес.% и температурный предел не ниже  $930^\circ C$ , т.е. температуры устойчивости амфибола. В случае, когда отсутствует амфибол, образование Pl-Орх-Срх парагенезиса возможно в широкой области давлений (до 7 кбар) и температур, вплоть до условий солидуса андезитов ( $T^\circ C = 1050-1000$ ); опережающая кристаллизация ортопироксена возможна при пониженном общем давлении (Иванов и др., 1978).

Равновесие между Орх и Срх описывается обменной реакцией  $Срх_{Mg} + Орх_{Fe} = Орх_{Mg} + Срх_{Fe}$  со сдвигом вправо при повышении  $T^\circ$  (Перчук, Рубчиков, 1976). Как следует из данных табл. 7 в разновозрастных комплексах Mg распределяется между ядрами и краевыми кайма-

ми зональных фенокристаллов Срх и Орх по-разному: в трахиандезитах манычарского комплекса  $X_{Mg}^{Срх}$  в центральной зоне выше, чем в Орх ( $K_D^{Mg} = 0.82-0.98$ ), в краевых зонах возрастает магнезиальность Орх ( $K_D^{Mg} = 0.95-1.05$ ). Температура установления равновесия между ними соответствует  $980-1000^\circ C$ . В трахибазальтах и трахиандезитах молодой серии сохраняется та же закономерность, но при более высокой магнезиальности обоих пироксенов ( $K_D^{Mg} = 0.94-0.98$  в ядре и  $0.96-1.12$  в краевой кайме) и соответственно при более высокой  $T^\circ$  ( $1100-1150^\circ C$  в ядре и  $950-1020^\circ C$  в краевой зоне). И, наконец, в трахиандезитах Ератумберских вулканов магнезиальность клинопироксена постоянно выше и  $K_D^{Mg}$  для центральных и краевых зон оказывается равным  $0.94-1.07$  при  $T^\circ C = 1050-1100^\circ C$ . Подчеркнем, что все указанные цифры отвечают минимальным температурам установления равновесия Орх-Срх, приближаясь к субсолидусовым.

Общие соотношения составов фенокристаллов рассмотренных парагенезисов иллюстрируются сводной диаграммой (рис. 6,а). На ней в качестве врезки приведена схема котектической кристаллизации оливина и орто-клино-



пироксенов, рассмотренная выше. Из диаграммы следует, что наиболее резкие вариации составов отмечаются в плагиоклазах, в темноцветных минералах диапазон изменений значительно более узкий. Это свидетельствует, что главными факторами дифференциации изученных субщелочных серий являются активность  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Ca/Na}$  отношения.

### Заключение

1. Новейший вулканизм Гегамского нагорья в пределах Восточной, Водораздельной и Западной (Разданской) структур в наибольшем объеме представлен трахиандезитовой (верхний плиоцен) и укороченной трахибазальт-трахиандезитовой сериями, которые характеризуются слабо или умеренно насыщенным  $\text{SiO}_2$  составом,  $\text{K-Na}$  ( $\text{Na}_2 > \text{K}_2\text{O}$ ) субщелочным характером, умеренными глиноземистостью и магнезиальностью. С этими параметрами согласуются ведущие  $\text{Pl}+\text{Orx}+\text{Cpx}$  и  $\text{Pl}+\text{Orx}+\text{Cpx} \pm \text{Opx}$  парагенезисы фенокристаллов во всем ряду пород. Петрохимический (и геохимический) состав и общая направленность дифференциации позволяют подчеркнуть генетическую близость этих серий и связь с общим магмогенерирующим источником (Карапетян, 1972; Навасардян, 2007). Эволюция последнего на заключительном этапе вулканизма отражала усиление степени плавления исходного субстрата, возрастание  $T^\circ$  кристаллизации, понижение активности  $\text{SiO}_2$  и рост  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  с появлением  $\text{Ol-Hu}$  нормативных трахибазальтов. Далее преобладали процессы фракционной дифференциации до базальтовых трахиандезитов и трахиандезитов.

2. Сравнительно невысокие содержания порфириновых вкрапленников в изученных сериях могут указывать на быстрый подъем расплавов к поверхности в условиях воздымания и тектонического растяжения нагорья и короткий интервал кристаллизации в промежуточных вулканических камерах или каналах ареальных вулканов.

3. Оценки физико-химических параметров кристаллизации данных минеральных парагенезисов показали  $T^\circ$  интервалы установления субсолидусового равновесия в  $1100-1175^\circ\text{C}$  для пары  $\text{Ol-Cpx}$ ,  $950-1150^\circ\text{C}$  – для пары  $\text{Orx-Cpx}$  и постоянный уровень глубинности вулканического очага ( $P_{\text{общ}} = 2,5-4,7$  кбар) при низком  $P_{\text{н.о.}}$ . Приведенные  $T^\circ$  оценки оказываются закономерно более низкими, чем  $T^\circ$  ликвидуса трахибазальтов ( $1180-1200^\circ\text{C}$ ), предварительно вычисленные по  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  отношениям во вкрапленниках оливина и вмещающих их трахибазальтах.

4. Типы зональности и неравновесные структурные взаимоотношения минералов-вкрапленников выявляют, что главными факторами изменчивости их составов являются  $\text{Ca/Na}$  отношения в расплавах и вариации  $T^\circ$ , связанные с периодическим поступлением в приповерхностные камеры высоконагретых новых порций магмы из глубинного питающего источника.

5. Малоглубинный характер кристаллизации, парагенезис фенокристаллов и вариации  $T^\circ$  режима определенным образом увязываются с геодинамическими условиями широко проявленного на Гегамском нагорье ареального вулканизма, который характеризуется кратковременной вулканической активностью многочисленных центров извержений, неглубоко залегающих магматических очагов.

6. Соотношения параметров  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{+2})$  во вкрапленниках оливина и валовых составах трахибазальтов, как и высокие  $\text{Mn/Fe}$  отношения в оливине, указывают, что данные, наиболее примитивные для изученных серий, дифференциаты являются собственно производными глубинного мантийного источника, возможно перidotитового состава. Участие этого источника в процессе генерации субщелочных первичных расплавов предполагает механизм дополнительного обогащения несовместимыми элементами (Рябчиков, 2003). Геохимические аспекты вулканических серий Гегамского нагорья рассмотрены в предыдущих публикациях Р.Т. Джрбашяна и др. (2007) и Г.Х. Навасардяна (2007).

### Литература

- Белоусов А.Ф., Кривенко А.П. Магмогенезис вулканических формаций. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1983, 166 с.
- Взаимосвязь разноглубинного магматизма. / О.Н. Волынец, В.А. Ермаков и др. М.: Наука, 1982, 268 с.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. В кн.: Петрология верхней мантии. Изд. Мир: 1968, 335с.
- Гукасян Ю. Г. Особенности состава сосуществующих пироксенов верхнеплиоцен-четвертичных вулкаников Арагацского массива. Типоморфизм и парагенезисы минералов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм ССР, 1987, с.140-170
- Джрбашян Р. Т., Лур Дж., Савов И., Карапетян С. Г., Навасардян Г. Х. Геохимические характеристики позднеколлизийного вулканизма Гегамского нагорья (Армения). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2007, т. LXII, №1, с.16-31.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Изд. Мир, 1965, т.2, 370с.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Изд. Мир, 1966, т.4, 481с.
- Дуденко Л.Н., Центер И. Я., Румянцева Н. А., Марковский Б.А., Порошин Е.Е. Типы трендов и изоморфных замещений в авгитах вулканических ассоциаций. ЗВМО, Вторая серия, 1977, вып. 4, с.403-416.
- Зырянов В.Н., Перчук Л.Л., Йоханнес В. Исследование плавления щелочного оливинового базальта в сухих условиях при давлении до 10 кбар. В. кн.: "Очерки физико-химической петрологии", М.: Изд. "Наука", 1984, вып. XII, с. 64-72.
- Иванов Б. В., Кадик А. А., Максимов А. П. Физико-химические условия кристаллизации андезитов Ключевской группы вулканов (Камчатка). Геохимия, 1978, N8, с. 1139-1156.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: 1965. 247с.
- Карапетян С. Г. Особенности строения и состава

новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван: Изд АН АрмССР, 1972, 196с.

Караханян А. С., Джрбашян Р. Т., Трифонов В.Г., Филип Э. Аракелян С.Р., Авагян А.В., Багдасарян А.Р., Давтян В.Г. Активные вулканы и вулканическая опасность на территории Армянского нагорья и сопредельных областей. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2004, т. LVII, №1, с.3-24.

Навасардян Г. Х. Петрографические и петрохимические особенности позднеколлизийного вулканизма Гегамского нагорья. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2006, т. LIX, №3, с.10-19.

Навасардян Г. Х. Петро-геохимические особенности позднеколлизийных вулканических образований Гегамского нагорья. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол. наук. Ереван: ИГН НАН РА, 2007, 26с.

Навасардян Г. Х., Ширинян К. Г. Петрохимические серии базальтоидов Гегамского вулканического нагорья и некоторые вопросы вулканизма. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2005, т. LVIII, №2, с.9-16.

Остроумова А.С., Станкевич Е. К., Центер И.Я., Соболев А. О., Пугинцев А. В. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизийных обстановок. М.: Роскомнедра, ВСЕГЕИ, Геокарт., 1995, 215 с.

Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976, 286с.

Рябчиков И. Д. Механизмы и условия магмообразования в мантийных плюмах. Петрология, 2003, т.11, №6, с. 548-555.

Саксена С. Термодинамика твердых растворов порообразующих минералов. М.: Изд. "Мир", 1975, 204с.

Фонарев В. И. Некоторые фазовые соотношения в системе FeO-MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-O<sub>2</sub>. В кн.: «Очерки физико-химической петрологии». М.: Изд. Наука, 1982, вып. XX, с.179-203.

Ширинян К. Г. Новейший вулканизм и проблема нефтегазоносности Армении. Зап. Арм. отд. ВМО. Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР, 1966, вып. 3, с.34-47.

Ширинян К. Г. О связи петрофизических и петрохимических особенностей новейших вулканических серий Армении с блоковыми структурами. В кн. «Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийско-Гималайской геосинклинальной зоне». М.: Изд. Наука, , 1973, с.127-137.

Ширинян К. Г., Навасардян Г. Х. Систематика и геологические условия проявления позднеколлизийных базальтоидов Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2006, т. LIX, №2, с.27-32.

Johnson M., Ruthenford M. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. Geology, 1989, V. 17, p.371-391.

Koch-Müller M., Cemic L., Langer K. Experimental and thermodynamic study of Fe-Mg exchange between olivine and orthopyroxene in the system MgO-FeO-SiO<sub>2</sub>. European Journal of Mineralogy 4, 1992, p.115-135.

Karapetian S., Jrbashian R., Mnatsakanian A. Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of the Armenian Highland. Journ. Volcanol. Geoth. Res., 112 (1-4), 2001, p.189-220.

Keskin M., Pearce J., Mitchell J. Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, North Eastern Turkey. J. Volc. Geotherm. Res., 1998, 85(1-4), p.355-404.

Lindsley D., Anderson D. A two-pyroxene thermometer. 1983, Proc. 13<sup>th</sup> Lunar, Planet Sci. conf., part 2. J. Geophys. Res. 88, p. 887-906.

Loucks R. A precise olivine - augite Mg - Fe-exchange geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol. 1996, V. 125, p.140-150.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N. M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L. Whittaker, E.J.W., and Youzhi, G. Nomenclature of amphiboles: Report of the Sub-committee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. Mineral. Mag., 1997, v. 61, p. 295-321.

McBirney A. Igneous petrology USA, 2007, 550 p.

Nimis P., Ulmer P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. Contrib. Mineral. Petrol. 1998, v.133, p.122-135.

Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. Contrib. Mineral. Petrol. 1999, v. 135, p. 62-74.

Pearce, J.A., J.F. Bender, S.E. De Long, W.S.F. Kidd, P.J. Low, Y. Guner, F. Saroglu, Y. Yilmaz, S. Moorbath, and J.G. Mitchell. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. J. Volcanol. Geotherm. Res., 1990, 44, 189-229.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung Sun-Lin, Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M. O., Gurenko A.A., Kamenetsky V. S., Kerr A.C., Krivolutskaya N. A., Matvienkov V.V., Nikogosian I.K., Rocholl A., Sigurdsson I. A., Sushchevskaya N. M., Teklay M..The amount of recycled crust in sources of mantle - derived melts. Science, 2007, v. 316, p. 412-417.

Tormey D., Grove T., Bryan W. Experimental petrology of normal MORB near the Kane Fracture Zone: 22°-25° N, Mid-Atlantic Ridge. Contrib. Miner. Petrol., 1987, v.96, p. 121-139.

Рецензент О.П.Гуюмджян

**ԳԵՂԱՄԱ ԲԱՐՉՐԱՎԱՆԴԱԿԻ (ՀԱՅԱՍՏԱՆ) ՆՈՐԱԳՈՒՅՆ ՀՐԱԲԽԱՅԻՆ ՍԵՐԻԱՆԵՐԻ ԱՊԱՐԿԱԶՄՈՂ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ԲՅՈՒՐԵՂԱՅՄԱՆ ՖԻԶԻԿԱ-ԲԻՄԻԱԿԱՆ ՀԱՏԿԱՆԻՇՆԵՐԸ**

**Գ.Խ. Նավասարդյան, Ա.Խ. Մնացականյան, Ի.Սավոլով**

**Ամփոփում**

Ուսումնասիրվել են Գեղամա բարձրավանդակի ստորին-վերին պլիոցենի և նեոպլեյստոցեն-հոլոցենի հասակի հրաբխային սերիաների միներալային ներփակումների քիմիական բաղադրությունների և ներքին կառուցվածքների առանձնահատկությունները: Լավաներում առկա մուգ միներալները հարում են իզոմորֆ շարքի մագնեզիումի բարձր պարունակություն ունեցող տարատեսակներին; պլագիոկլասների բաղադրությունները տառադարձվում են An<sub>44-9-63.1</sub> սահմաններում: Ընդունված գեոքարոմետրերի հիսան վրա

գնահատված են սուբսոլիդուսի պայամաններում միներալների զուգորդությունների միջֆազային հավասարակշռության T-P հատկանիշները: Ol-CPx (1100-1175°C), OPx-CPx (950-1150°C), Pl-Am (780-820°C): Տարբեր միներալներում առանձնագվել են Mg( $\Sigma$ Fe) և Ca պարունակությունների համապատասխան տատանումներ: Նկարագրված հրաբխային սերիաներում, հնից դեպի երիտասարդ, նշված տատանումները աճում են ընդհատումներով՝ արտահայտելով ժամանակի ընթացքում հալոցքի բյուրեղացման ջերմաստիճանների բարձրացման փոփոխություններ:  $Z_{\text{mag}} = 2,5-4,7 \text{ կրար}$  և  $H_2O = 0,5-1\%$  կոնցենտրացիաների համար ստացված մեծությունները հիմնականում բնորոշում են հալոցքի բյուրեղացման փոքր խորություններ: Միներալների բաղադրությունների փոփոխությունները գլխավորապես պայմանավորվում են հալոցքում ջերմաստիճանի և Ca/Na պարունակությունների հարաբերություններով:

## PHENOCRYSTS IN LAVAS OF THE RECENT VOLCANIC SERIES OF GEGHAM UPLANDS (ARMENIA) AND PHYSICOCHEMICAL PARAMETERS OF THEIR CRYSTALLIZATION

G.Kh. Navasardyan, A.Kh. Mnatsakanyan, I. Savov

### Abstract

Features of chemical composition and a zone structure of phenocrysts in lavas of lower- upper Pliocene and Neopleistocene-Holocene volcanic series of Gegham uplands are investigated. In all types of the investigated lavas the compositions of phenocrysts of dark-colored minerals belong highmagnesian members, of corresponding isomorphic lines; compositions of plagioclases vary within the limits of  $An_{44,9-65,1}$ . On the basis of known geothermometers (geobarometers) are estimated O-D parameters of interphase balance of minerals of main paragenesis in the conditions of subsolidation: Ol-CPx (1100-1175°C), OPx-CPx (950-1150°C), Pl-Am (780-820°C). In compositions of minerals the interfaced variations of contents Mg ( $\Sigma$ Fe) and Ca, which from old series to finishing are discretely increase are reflecting rise in temperature of crystallization melts in time. Depth of crystallization remained at a level intermediate shallow depths magma chamber ( $P_{\text{total}} = 2,5-4,7 \text{ kbar}$ ) with concentration of  $H_2O$  up to 0,5-1,0 weight. %. Primary factors of variability of composition of phenocrysts are Ca/Na relations in melt and  $T^\circ$ , by determined periodic entering more heating portions of magma melt from the deep feeding chamber.

## ЛИТОДИНАМИКА РИФТОГЕНЕЗА АРАКСИНСКОЙ ЗОНЫ (АРМЕНИЯ)\*

© 2009г. М.А. Сатиан, Ж.О. Степанян, А.Х. Мнацаканян, Л.Г. Саакян

Институт геологических наук НАН РА  
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республики Армения  
e-mail: [msot\\_sci@mail.ru](mailto:msot_sci@mail.ru), [lilitsahakyan@yahoo.com](mailto:lilitsahakyan@yahoo.com)  
Поступила в редакцию 29.05.2008г.

Рифтогенные формации мезозоя Араксинской зоны характеризуют деструкцию континентальной коры замкнувшегося Палеотетиса, "возрождение" Тетиса, новообразование коры океанского типа, прерванное сжатием литосферы Мезотетиса к концу поздне мелового времени. Талеитовые базальты лейаса характеризуют начальную стадию рифтогенеза, первые признаки которого относятся к позднему карбону (?) - триасу. Щелочные и талеитовые базальты пикродолериты преофиолитовой карбонатно-вулканогенной формации ( $J_2^{bc}-K_1^{bc}$ ) сменяются талеитовыми базальтами офиолитовой серии ( $K_1$ ) и щелочной дифференцированной серией эффузивно-вулканокластической формации ( $K_1^{ab}-K_2$ ). В сегментации рифтов определяющую роль играют Транскавказские зоны глубинных разломов и поперечные поднятия до мезозойского комплекса.

На основе подробного литоформационного картирования выходов вулканогенно-осадочных толщ мезозоя Араксинской зоны, глубокого параметрического и структурного бурения, в сочетании с сейсмическим профилированием коры и другими геофизическими методами, рассматривается формационная типизация, геохронология вулканогенно-осадочных толщ, доработана схема многоэтапного рифтогенеза коры юга Закавказского геотраверса в мезозое. Наиболее значительным результатом является выделение в так называемой хосровской толще карбонатно-вулканогенной формации ( $J_2^{bc}-K_1^{bc}$ ) - переходной от континентального рифтинга к спредингу (офиолитогенезу); существенно уточнены состав и строение кремнисто-известняково-вулканогенной формации офиолитовой серии ( $J_2, K_1^{bc}$ ). Тем самым место офиолитов, характеризующее стадию спрединга в эволюционном ряду формаций мезозоя Араксинской зоны, становится еще более соответствующим комплексу геолого-геофизической информации. Результаты химических анализов пород, слагающих выделенные вулканогенно-осадочные формации мезозоя, приведены в таблицах 1 и 2 и отражены на классификационной диаграмме TAS (рис.3).

### Вулканокластово-эффузивная базальтовая формация (лейас)

Выходы пород формации на юго-востоке Араксинской зоны, у ст. Неграм и у с. Азнаберд слагаются эффузивами базальтов и диабазов талеитовой серии. Они включают пачки вулканокластических, изредка вулканомиктовых пород. У с. Азнаберд обнаружены пикриты, пикродолериты, пикробазальты, кроме них малые интрузивы лаббро-диабазов и диабазов, датированные ( $K/Ar$ )  $320 \pm 10$  млн. лет (Гасанов, 1985). Они, как видно по разломам, соотносятся с базальтовой формацией лейаса. Дайки и силлы базальтоидов картируются в выходах осадочного позднего палеозоя-триаса придолинной части Аракса (Ахундов, Мамедов, 1983). В разрезе Да-

рашам-2 силлы и дайки долеритоз, оливиновых базальтов датированы ( $K/Ar$ ) в  $232-243 \pm 2,1$  млн. лет. Там же выявлены дайки щелочных керсутитовых базальтов - ( $K/Ar$ )  $120 \pm 2$  млн. лет, трахиандезитов - ( $K/Ar$ )  $104 \pm 2,2$  млн. лет (Ханзатян, 1992). Контакты базальтовой формации с карбонатным поздним триасом маскированы аллювием Аракса, либо осложнены разломами, что затрудняет объективную оценку мощностей. Имеется большой разброс в определениях Мощности лейаса у ст. Неграм от 120 до 200-400 м (Азизбеков, 1961; Ростовцев, Азарян, 1971; Карякин, 1989), сокращение мощностей отмечается у с. Азнаберд и резкое сокращение до 10-40 м на северо-западе, у с. Билява. Кровля формации перекрыта трансгрессивно залегающими кварцевыми песчаниками аалена (Азизбеков, 1961). Для составов базальтов неграмского и азнабердского разрезов харак-

Таблица 1  
Химический состав вулканических пород базальтовой формации лейаса Нахичеванской подзоны

Оксиды, %	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	45,78	50,77	54,44	48,05	48,63	50,80
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,14	0,10	0,14	2,07	2,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,39	20,52	20,71	20,87	15,48	15,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,58	3,52	3,54	3,20	7,66	8,12
FeO	2,32	1,20	1,59	1,33	4,16	4,71
MnO	0,11	0,10	0,10	0,06	-	0,20
CaO	9,56	9,12	7,55	9,98	8,86	7,98
MgO	7,82	7,42	5,12	7,64	5,27	4,83
Na <sub>2</sub> O	2,85	3,25	2,90	2,66	3,26	3,73
K <sub>2</sub> O	0,80	1,30	0,82	0,5	0,92	0,83
влага	1,20	0,61	1,32	1,24	-	-
п.п.п	3,79	1,51	2,47	3,87	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	0,34
Сумма	100,36	99,46	100,66	99,54	96,31	99,95

Примечание: 1- диабазовый порфирит; 2 - авгитовый порфирит; 3 - афирный базальт; 4 - туф диабазового порфирита (Азизбеков, 1961); 5 - базальты лейаса (среднее по 59 обр., Карякин, 1989); 6 - средний состав талеитовых базальтов базальтовой формации (по 25 анализам, Ломизе, 1983).

\* Публикуется в порядке дискуссии (прим. ред.)

терны слабая дифференцированность ( $\text{SiO}_2$  - 42,62-53,01%), низкая глиноземистость ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  < 16%) и высокая титанистость ( $\text{TiO}_2$  - 1,14-3,95%) (табл.1). На диаграмме AFM все анализы располагаются в поле толентовых базальтов, что подтверждается также диаграммой  $\text{TiO}_2\text{-FeO/MgO}$ , выявляющей прогрессивное накопление в остаточном расплаве титана, обычное для толентовых серий (Карякин, 1989). На диаграмме  $\text{Ti/100-Zr-Y/3}$  выявляется сходство с базальтами внутриплитовой обстановки океанических островов и континентальных рифтов. По комплексу геологических признаков они принадлежат континентальному рифту (Карякин, 1989).

Выше по долине Аракса базальтовая формация лейаса (?) вскрыта глубокой скважиной (№5-Маркара) (рис.1) в интервале от 1871м – до забоя (2939м). Кровля перекрыта пестроцветной молассой ( $\text{P}_2\text{-N}_1^1$ ). Базальтовая толща была отнесена к офиолитовой серии мела (Сатиан и др., 1967). Пересмотр кернов, сопоставление с разрезом лейаса Неграма по параге-

незам пород и последовательности в разрезе, уровень метаморфизма, а также новые гравиметрические данные (Сатиан и др., 2006), в частности с.-з. простирание положительной аномалии от подошвы Арарата, привели к выводу о более древнем, раннеюрском, возрасте вскрытой скв 5 - Маркара толщи мощностью более 1км (возможно, включая и поздний палеозой(?) - триас); подчеркнем при этом, что офиолитовый шов имеет широтное простирание. В верхней части разреза вулканогенной толщи развиты базальты, в низах – преимущественно метадиабазы, трещиноватые, брекчированные. Встречены габбро-диабазы, редкие лампрофиры-дайки (?) спессартитов (петрография Л.С. Чолахян, ИГН). Базальты чаще афировые, реже порфиоровые. В афировых базальтах (верхней части разреза) микролиты плагиоклаза и сланцеватая основная масса пелитизированы (монтмориллонит, редко каолинит), характерны обильные прожилки гидроокислов железа. Фенокристы плагиоклаза порфиоровых базальтов замещены пренитом, кар-

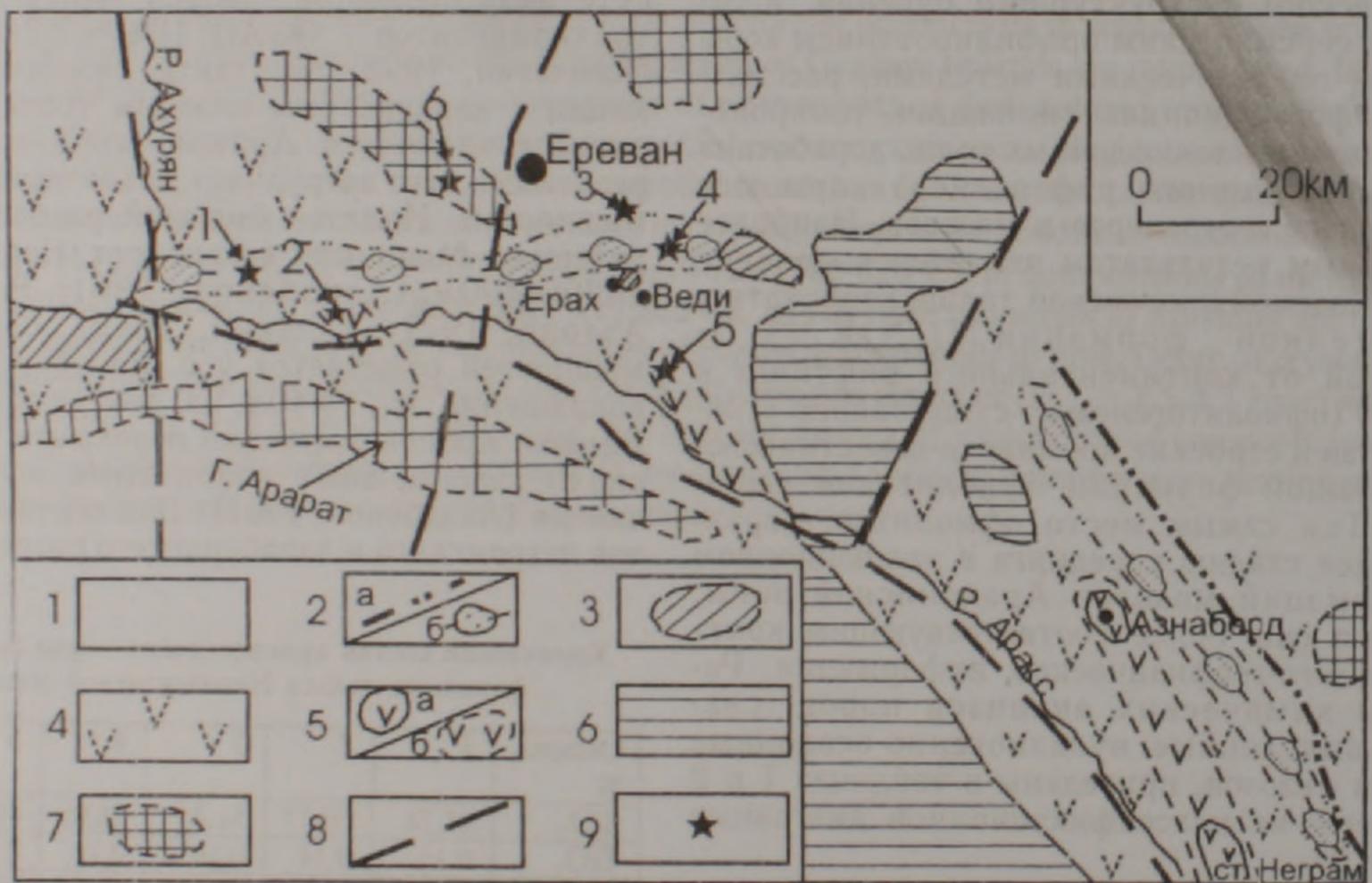


Рис.1. Схема распределения вулканогенно-осадочных формаций мезозоя Араксинской зоны.

1 - постофиолитовые комплексы: флишеидный, молассовый и наземно-вулканический вне Араксинской зоны рифтогенеза; 2 - простирание: а) эффузивно-вулканической формации ( $\text{K}_1^a\text{-K}_2^a$ ); б) кремнисто-известняково-вулканогенной (офиолитовой формации) ( $\text{K}_1$ ); 3 - выходы кремнисто-известняково-вулканогенной офиолитовой серии и карбонатно-вулканогенной формации ( $\text{J}_2^a\text{-K}_1^{bc}$ ); 4 - зона полициклического рифтогенеза коры (современная структура); 5 - а) выходы пород базальтовой формации ( $\text{J}_1$ ), б) погребенные участки под меловым-кайнозойским комплексом; 6 - выходы пород варисского субплатформенного комплекса ( $\text{Pz}_{2,3}\text{-T}$ ) и сопредельные участки, перекрытые более молодыми отложениями: обобщенный контур; 7 древний метаморфический комплекс ( $\text{Pst}$ ): выходы и погребенные поднятия под фанерозойским комплексом - борта зоны рифтогенеза; 8 - зоны Приараксинского и поперечных глубинных разломов; 9 - скважины: 1 - Октемберян-1; 2 - Маркара-5; 3 - Двин (Чатма-1); 4 - Веди (Карабахлар-1); 5 - Арарат-1; 6 - Паракар (группа скважин).

Дополнительные пояснения к схеме. По результатам глубокого бурения (скв. 5-Маркара и 1-Октемберян, Мхчян-11, Паракар-114 и др.), сейсморазведки, а также глубинного сейсмического профилирования (ст. "Земля" и "Черепаша", Егоркина и др., 1976; Осипова, Арменакян, 1975), в басс. р. Веди по литоформационному картированию (Сатиан и др., 2001) и данным бурения (скв. 1-Чатма, 1-Веди, 1-Арарат); для Нахичеванской впадины - по данным Рустамова М.А. (1979), по гравиметрической карте (Ахундов, Мамедов, 1983) и Геологической карте (Азизбеков, 1961); по результатам геокартирования пограничных районов СЗ Ирана и восточной Турции (М. 1:250000 и 1:500000) и компиляции гравиметрических карт массива Арарат и левобережья р. Аракс, выполненной Р.Т. Мириджаняном (Сатиан и др., 2006).

бонатом, хлоритом. С глубиной в порфировых базальтах ангит по краям и трещинам замещен тремолитом, в основной массе по трещинам развиваются эпидот, карбонат, кварц, имеются редкие интервалы, где породы интенсивно ими замещены.

В средней части разреза (инт. 1939-2052 м) встречены кристалло-литокластические и литокластические туфы базальтов, осадочные породы не отмечаются. Породы большей части разреза формации преобразованы в зеленосланцевой фации (хлорит альбит, тремолит, эпидот, кальцит). Западнее, по левобережью Аракса, вблизи города Арарат глубокой скважиной 1-Арарат (рис 1) вскрыты породы граувакковой формации позднеконьякского возраста. С глубины 410 по 915 м скважиной вскрыты основные вулканические породы, на глубине до забоя (1444 м) разрез слагают мелкозернисто-органогенные известняки, доломитизированные, а также перекристаллизованные и сланцеватые их разновидности; в верхах разреза среди известняков есть редкие прослои измененных базальтов толеитовой структуры, кварцевых алевролитов и песчаников (интервалы 1108-

1111 м, 1166-1169 м). Мелкозернисто-органогенные известняки содержат микрофауну пермского возраста. Породы вулканогенного разреза формации слагаются измененными трещиноватыми афировыми базальтами с реликтами структуры спилитов и спилитовых порфиритов, диабазов. Вторичные минералы: альбит, хлорит, карбонат, кварц. Вскрыта также дайка (?) спесартита. Среди базальтов отмечаются редкие линзы (?) яшмоидов, сильно ожелезненных и с глинистой примесью. Эта толща сходна и с поздним (?) триасом, и лейасом полосы Неграм-Азнаберд, а также с низами разреза пород карбонатно-вулканогенной формации, выступающей в басс. р. Веди. Эти толщи условно отнесены к позднему триасу – лейасу, средней и поздней юре, а верхняя часть разреза – к среднему мелу, где возраст измененных спилитов определен (К/Аг)  $110 \pm 5$  млн. лет. Следует отметить близрасположенные (севернее с Армаш, в ущелье среди карбонатного позднего палеозоя) выходы метадиабазов и других основных пород, относимых (Аракелян, 1957) к продуктам вулканизма варисского комплекса, сходных с таковыми у с. Азнаберд и ст. Неграм.

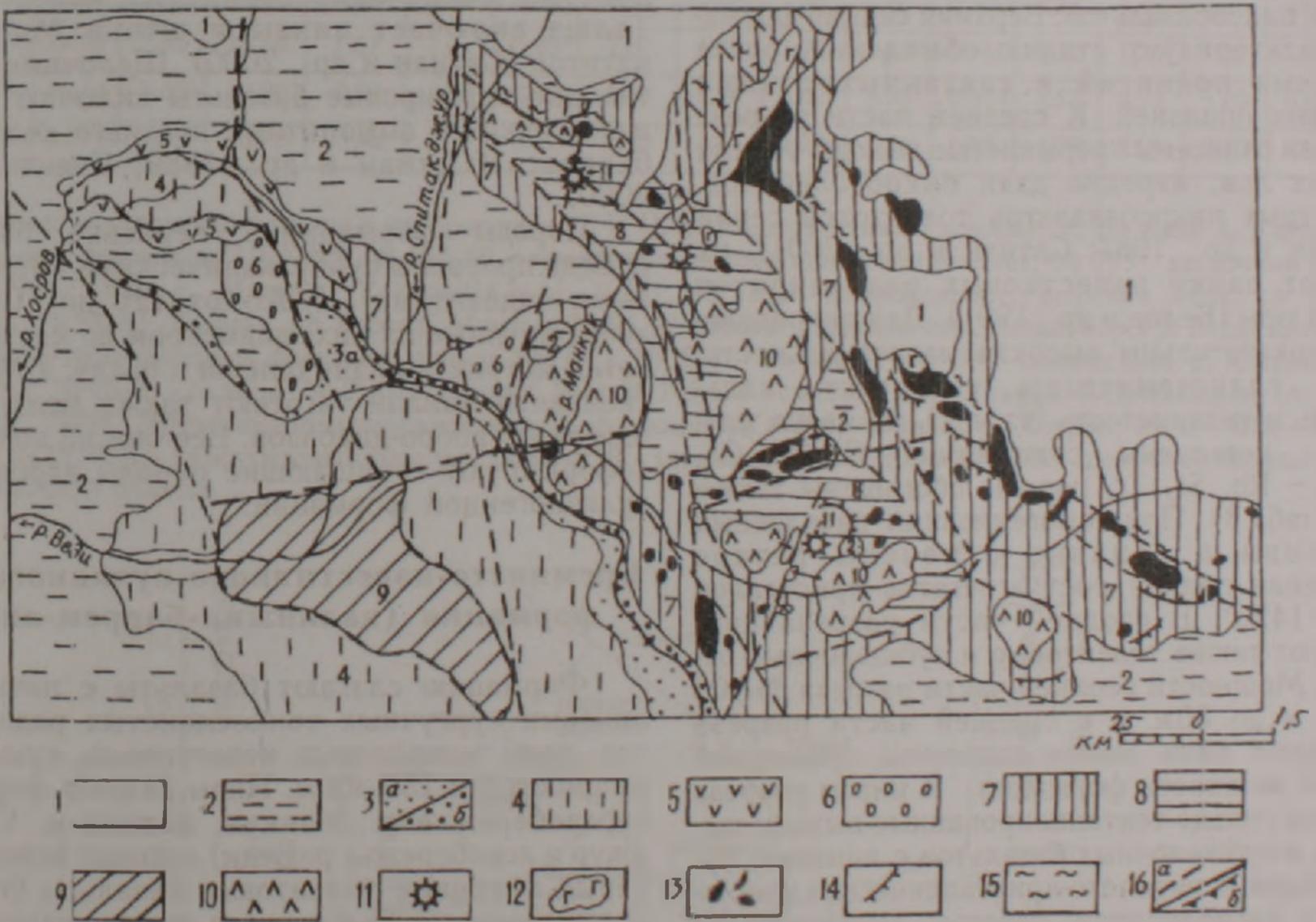


Рис.2. Схематическая литоформационная карта верховья бассейна р. Веди. Составил М.А. Сатиан (ИГН НАН РА, 2001 г.).

Условные обозначения: формации постофиолитового этапа (1-6): 1. Наземно-вулканогенная и молассовая ( $N_2-Q$ ). 2. Морские мелководные формации: граувакковая, карбонатно-терригенная флишоидная и относительно глубоководная известняковая микритовая ( $K_2^{m} - Pg_1$ ). 3. а) алеврито-мергельная субформация ( $K_2^{m}$ ); б) олистострома ( $K_1^{m2-1} - K_2^{m1}$ ). 4. Известняковая органогенно-обломочная ( $K_2^{m1}$ ). 5. Эффузивно-вулканокластическая ( $K_1^{m2-1} - K_2^{m1}$ ). 6. Вулканомиктовые отложения с редкими потоками базальтов и андезитов ( $K_2^{m1}$ ). Формация офиолитового этапа. 7. Кремнисто-известково-вулканогенная глубоководного рифта ( $K_1^{m1}$ ). 8. Формация преофиолитовой стадии (морская мелководная, переходная к относительно глубоководной, карбонатно-вулканогенная ( $J_2^{m1} - J_1 - K_1^{m1}$ )). Формации доофиолитового этапа: 9. Мелководные терригенно-карбонатные и карбонатные субплатформенные формации (P-T). 10. Субвулканические витрофировые андезиты, а также редкие дайки и потоки (K). 11. Диатремы щелочно-лампрофировые ( $J_1 - K_2^{m1}$ ). 12. Габбро. 13. Серпентинизированные ультрамафиты. 14. Крупные оползни. 15. Зеленые сланцы, изредка с глаукофаном. 16. а) разломы, б) крупные надвиги.

## Карбонатно-вулканогенная формация (средний(?)-поздний байос-келловей-берриас)

В верховье долины р. Веди породы формации, интенсивно складчатые, разобщенные разломами на блоки, слагают ядро Манкукской антиклинали, асимметричной с крутым и местами опрокинутым южным крылом (рис.2). Верхняя часть разреза формации мощностью до 100-150м включает маркирующие пачки тонкослоистых, чаще ритмично-слоистых онкоидных известняков, содержащих водоросли, с пропластками кремней тонкообломочной структуры с признаками градиционной слоистости. К этой же части разреза отнесены и олистолиты (от нескольких метров до нескольких десятков метров в поперечнике) кристаллических апоорганогенных серых известняков, участками в перемятом тонкослоистом карбонатном матриксе, штоки и линзы доломитовых карбонатитов, штоки железистых, красных и табачно-желтых силицитов глобулярной структуры – осадков гидротерм. На разных уровнях нерегулярно размещены потоки субщелочных миндалекаменных базальтов, пикробазальтов. Верхняя секция формации характеризует стадию обмеления, роста подводных поднятий и связанных с ними склоновых оползней. К средней части разреза формации отнесены прерывистые выходы черных шаровых лав, изредка даек пикродолеритов, темно-серых пикробазальтов толеитовой серии (Асланян и др., 1987; Сатиан и др., 2001), их вмещают пачки известковых радиоляритов поздней юры (Белов и др., 1991). Для пикродолеритов показательны высокая магнезиальность, низкие глиноземистость, калиево-кальциево-титанистость (табл.2), из малых элементов повышены содержания Cr, Ni, Co, низкие – Rb, Sr, Zr, породы обогащены также TPЗЭ (табл.3). При гомогенизации расплавных включений в оливине отмечены резкое помутнение поля и рост агрегатов кристаллов при  $T > 1420^\circ$ . В средней части разреза присутствуют также толеитовые и субщелочные базальты. Мощности верхней части разреза до 100 метров и до 50м – в средней части разреза составляют лишь менее половины суммарной видимой мощности формации. К низам разреза отнесены сильно тектонизированные выходы щелочных и субщелочных базальтов с линзами будинированных пятнисто-кристаллических известняков и радиоляритов, которые выступают по бортам поперечных долине р. Веди ущелий, восточнее реки Манкук в 2,5-3,5км. Породы формации вмещают мелкие диатремы (до 70, реже - 250 метров по длинной оси) щелочно-лампровых туфов, контролируемые разломами и их пересечениями. Туфы включают ксенолиты миндалекаменных базальтов, кальцитовых карбонатитов, габбро, трахитов, изредка ультрабазитов (Сатиан и др., 2005). В выходах радиоляритов вверх по долине р. Веди определен комплекс радиолярий среднего и позднего байоса и бата (Danielian et al., 2008). В эффузивных и

пирокластических породах карбонатно-вулканогенной формации вторичными минералами являются хлорит, альбит, карбонат. В гологелиновых туфах щелочно-лампровых диатрем по стеклу развиты монтмориллонит, цеолиты, изредка каолинит. Как видно, преобразование пород формации находится на границе глубинного эпигенеза с переходом к фации зеленых сланцев.

Наиболее крупная диатрема (450x280м) выявлена в ядре Ерахской антиклинали. Ксенолиты преимущественно коровые. Показательно, что среди них не были выявлены радиоляриты и метаморфические сланцы. Радиологические (K/Ar и Rb/Sr) датировки дают большой диапазон (173-105 млн. лет) возраста туфов и ксенолитов. В тектоническом меланже на западном фланге Ерахской антиклинали выявлены крупные блоки спилитов, датируемых (K/Ar) в 199 млн. лет.

В ядре антиклинали к карбонатно-вулканогенной формации относятся на севере керсутитовые щелочные базальты (~100м), на юге по разлому с ними контактируют толеитовые базальты (~180м) с линзами и пачками тонкослоистых мелко-микрозернистых известняков. Толща включает линзы и штоки Mg-карбонатитов (Сатиан и др., 2000). Щелочные керсутитовые порфиритовые базальты включают линзу известняков с аммонитами позднего келловей-берриаса (Сатиан и др., 1989; Кванталиани, 2000).

Породы формации в верховье бассейна р. Веди прорваны субвулканическими и витрофирными андезитами (K/Ar- от 120 до 105 млн. лет), крупные из них, диаметром до нескольких сотен метров, в плане близки к овалу; к Манкукской антиклинали тяготеют также мелкие рвущие тела габбро-диабазов. Все они на контактах деформируют вмещающие породы карбонатно-вулканогенной формации.

## Кремнисто-известняково-вулканогенная формация (валанжин-баррем-апт?)

Формацию слагают базальты с пачками и линзами сургучных тонкослоистых радиоляритов, реже микритовых известняков, суммарной мощностью в 250-300м. Низы разреза формации (правобережье р. Манкук, долина р. Спитакджур и левобережье р. Веди) слагают зеленовато-серые афиритовые толеитовые базальты (табл.2). Выше развиты Fe-базальты порфиритовые, красновато-бурые шаровидные. Андезиты витрофирной структуры, сильно трещиноватые и включающие обломки радиоляритов вдоль эндоконтакта, слагают несколько овальных в плане тел с отчетливо секущими контактами относительно вмещающих слоистых пород ( $J_2-K_1$ ) и датируются (K/Ar) в 120млн. лет. Наиболее крупные овалы картируются в пределах выходов карбонатно-вулканогенной формации (рис.2). Обычны пачки и линзы радиоляритов, реже микритовых известняков. На крыльях Манкукской антиклинали соотношение с карбонатно-

Таблица 2

Представительные химические составы вулканических пород карбонатно-вулканогенной, кремнисто-известняково-вулканогенной и эффузивно-вулканокластической формаций

Оксидам, %	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	п.л.п	Елага	Сумма
554-80	46.40	2.01	19.5	4.93	3.63	0.19	6.73	5.80	4.35	1.29	0.36	-	5.31	-	100.5
713	47.02	1.80	17.56	8.34	1.13	0.15	8.26	8.87	3.00	2.50	0.30	-	1.79	-	100.72
135a	38.22	0.37	9.73	8.36	3.97	0.14	22.29	3.12	1.00	0.08	-	-	13.13	-	100.41
94-82	44.10	2.16	19.86	10.72	0.84	0.24	3.87	7.35	4.30	0.50	0.18	2.55	3.76	-	100.43
94-92	46.17	1.86	18.13	8.66	2.52	0.24	5.59	7.82	3.60	0.25	0.13	2.15	3.27	-	100.39
05-07	46.64	1.10	17.77	9.54	1.14	0.46	4.40	10.64	2.80	0.15	0.27	2.59	2.79	0.36	100.65
05-09	49.98	1.05	19.16	10.07	1.67	0.55	2.80	0.69	4.09	0.35	0.48	5.34	4.2	0.23	100.66
05-13	48.48	1.45	17.96	13.75	1.19	0.68	3.81	4.79	2.83	0.47	0.16	0.04	4.33	0.07	100.01
05-15	45.80	1.71	14.54	11.48	2.52	0.47	3.80	10.71	3.90	0.33	0.16	1.93	2.73	0.26	100.34
05-16	45.97	1.56	18.98	12.39	1.64	0.58	6.63	1.91	3.42	0.05	0.18	2.72	3.97	0.15	100.15
98	49.09	1.30	13.30	4.53	8.23	сл.	6.29	9.40	4.10	0.11	0.11	3.35	0.86	0.03	100.67
105	45.02	1.02	13.31	0.80	10.5	0.25	12.15	7.02	2.80	0.06	0.11	5.18	1.91	0.05	100.18
106	52.27	1.02	11.32	1.70	10.4	0.28	7.17	7.00	2.30	0.05	0.17	5.94	1.12	0.04	100.78
05-01B	43.00	1.60	17.01	8.21	4.31	0.48	4.40	8.40	2.60	1.50	0.41	4.40	2.28	1.74	100.34
05-02B	45.52	2.50	16.67	6.18	4.88	0.48	3.20	9.52	3.50	0.80	0.50	4.26	1.46	0.85	100.32
05-03B	49.12	2.50	18.68	7.57	2.01	0.48	2.80	6.72	3.90	1.80	0.46	1.32	1.76	1.32	100.44
05-04B	46.64	1.60	19.08	7.89	1.72	0.48	1.60	7.28	3.00	3.90	0.39	2.53	2.93	1.60	100.64
05-05B	44.99	1.10	16.73	11.46	2.29	0.47	1.20	8.89	4.20	1.30	0.50	4.79	2.06	0.60	100.58

Примечание: анализы выполнены в лаборатории ИГН НАН РА, аналитики Гаспарян З., Назарян А. Карбонатно-вулканогенная формация (J<sub>2</sub><sup>м</sup>-K<sub>1</sub><sup>м</sup>). № 554-80 - высокотитанистый щелочной базальт; № 713 - щелочной базальт, шаровая лава, басс.р. Манкук (Zakariadze et al., 1983); № 135a - пикродолерит, шаровая лава, ср. течение р. Манкук; № 94-82 - базальт, пр. берег р. Манкук; № 94-92, базальт, шаровая лава, левый берег р. Веди. Кремнисто-известняково-вулканогенная формация, ранний мел (K). №05-07 - базальт, №05-09 - спилит басс. р. Хосров, № 05-13 - базальт; № 05-15 - базальт; № 05-16 - спилит; №№ 98, 105, 106 - спилиты, диабазы скв. 1-Октемберян, (Агамалян, Кургиян, 1989). Эффузивно-вулканокластическая формация (K<sub>1</sub><sup>м</sup>-K<sub>2</sub><sup>м</sup>), бассейн р. Хосров; № 05-01B - тефрит-базанит; № 05-02B - керсутитовый базальт; № 05-03B - щелочной базальт; № 05-04B - щелочной базальт; № 05-05B - щелочной базальт.

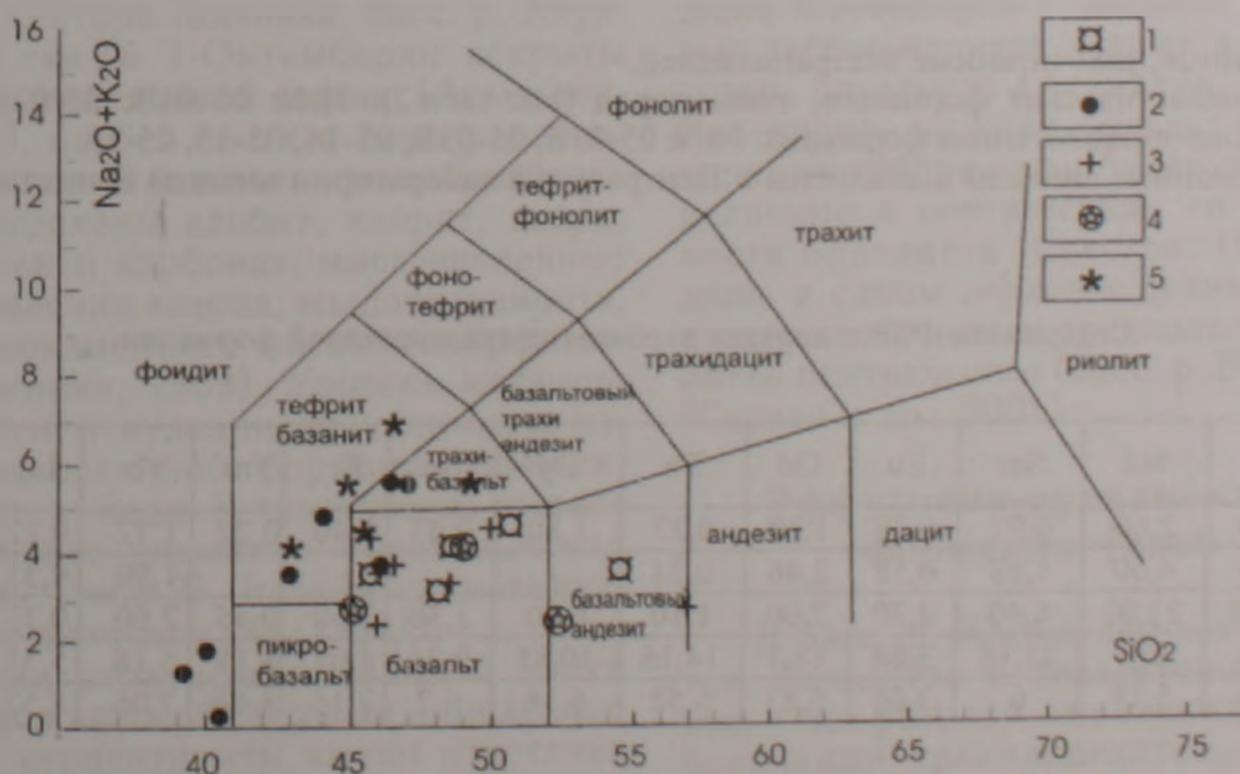


Рис.3. Составы вулканических пород вулканогенно-осадочных формаций на диаграмме SiO<sub>2</sub> - Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O. 1 - вулканические породы базальтовой формации лейаса; 2 - вулканические породы карбонатно-вулканогенной формации (J<sub>2</sub><sup>м</sup>-K<sub>1</sub><sup>м</sup>); 3 - вулканические породы кремнисто-известняково-вулканогенной формации (K<sub>1</sub>); 4 - толентовые базальты, метадиабазы разреза скв. №1 Октемберян; 5 - вулканические породы эффузивно-вулканокластической формации (K<sub>1</sub><sup>м</sup>-K<sub>2</sub><sup>м</sup>)

вулканогенной формацией осложнено разломами. Наиболее крупные тела серпентинитов, габбро размещены в кремнисто-известково-вулканогенной формации на северо-восточном крыле Манкукской антиклинали. Сравнительно с карбонатно-вулканогенной формацией складчатость менее интенсивная, деформации усиливаются в местах внедрения габбро, субвулканических

андезитов, обычно конседиментационные деструкции. Мощности формации верховья басс. р. Веди сокращаются до выклинивания к югу, в низовьях долин рр. Спитак-джур и Манкук, обозначая южное обрамление раннемелового бассейна. Содержание легких лантаноидов в породах формации приведено в табл. 4.

Таблица 3

Содержание РЗЭ и других микроэлементов в породах эффузивно-вулканокластической и кремнисто известняково-вулканогенной формаций

Обр. ppm	05-01B	05-02B	05-03B	05-04B	05-07B	05-09B	05-14	05-15	05-16
La	17,1	48,5	43,2	64,1	1,21	0,76	2,11	7,13	2,1
Ce	78,5	99,8	78,1	101,5	4,03	2,24	5,84	16,0	2,07
Pr*	7,7	11,3	7,82	9,5	0,84	0,93	0,9	2,07	1,16
Nd	26,2	45,9	27,6	31,3	6,08	3,87	1,98	8,98	6,8
Sm	3,94	12,2	6,3	6,76	2,66	2,27	1,81	2,55	2,57
Eu	1,88	3,69	2,36	1,19	1,48	1,27	0,76	0,95	0,85
Gd*	5,01	11,0	5,76	5,9	4,2	4,4	2,47	4,27	3,98
Tb	0,63	1,37	0,73	0,81	0,64	0,53	0,35	0,67	0,59
Dy*	3,03	6,27	3,67	4,18	4,0	2,99	1,98	4,3	3,32
Ho*	0,55	1,13	0,67	0,79	0,9	0,66	0,42	1,03	0,73
Er*	1,24	2,49	1,5	1,87	2,61	1,85	1,15	3,0	2,0
Tm*	0,15	0,29	0,18	0,24	0,42	0,28	0,17	0,49	0,3
Yb	0,66	1,23	0,81	1,13	2,24	1,5	0,88	2,87	1,6
Lu	0,09	0,16	0,11	0,16	0,4	0,25	0,14	0,5	0,27
Sr	230	1.500	255	420	140	45	230	1.200	650
Ba	295	10	525	480	58	18		555	-
Cr	95,4	8,25	101,5	108,6	165,8	20,4	54,8	186,7	474,2
Th	7,31	5,22	8,73	8,0	0,24	0,32	0,53	0,65	0,44
U	1,07	0,91	0,85	0,95	1,1	0,68	0,38	3,58	2,23
Hf	6,27	7,26	7,1	5,63	3,64	2,21	1,5	1,94	1,94
Ta	2,25	2,52	1,95	0,17	-		0,068	1,2	0,35
La/Ce	0,6	0,5	0,55	0,63	0,3	0,33	0,36	0,45	1,01
La/Yb	21,36	39,43	53,3	56,7	0,54	0,17	2,4	2,5	1,3

Примечание \* - данные, рассчитанные экстраполяцией.

Эффузивно-вулканокластическая формация, типы пород (см. табл.2): №№ 05-01B, 05-02B, 05-03B, 05-04B. Кремнисто-известково-вулканогенная формация: №№ 05-07B, 05-09B, 05-14, 05-15, 05-16.

Нейтронно-активационные анализы выполнены в Центральной лаборатории анализа веществ ГЕОХИ РАН, зав. лаб. Колесов Г. М.

Таблица 4

Содержание РЗЭ в породах карбонатно-вулканогенной формации

ppm №	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	La/Ce	La/Yb
13	0,82	2,70	2,60	0,97	0,39	1,30	0,27	1,80	0,43	1,40	0,22	1,72	0,22	0,77	0,27
1	1,05	6,34	4,60	1,68	0,58	2,46	0,34	-	-	-	-	1,90	0,33	0,42	0,31
713	39,00	38,00	21,00	6,40	2,70	7,00	1,10	6,00	1,30	3,50	0,45	2,60	0,33	2,61	8,33
06-42	58,00	43,3	25,7	21,18	3,84	18,1	14,16	10,85	9,24	8,02	8,18	5,18	5,31	1,34	11,2
06-47	4,87	4,83	5,18	6	3,66	6,83	6,52	6,18	6,7	7,16	8,64	7,05	8,57	1,00	0,7

Нейтронно-активационные анализы выполнены в Центральной лаборатории анализа веществ ГЕОХИ РАН, зав. лаб. Колесов Г.М. Вмещающая толща: обр. №13, пикродолерит (по Zakariadze et al., 1983), обр. №1, пикродолерит, обр. №713, субщелочной базальт, обр. №06-42-карбонатит, басс. р. Веди, обр. №06-47- пегматитовое габбро, басс. р. Манкук.

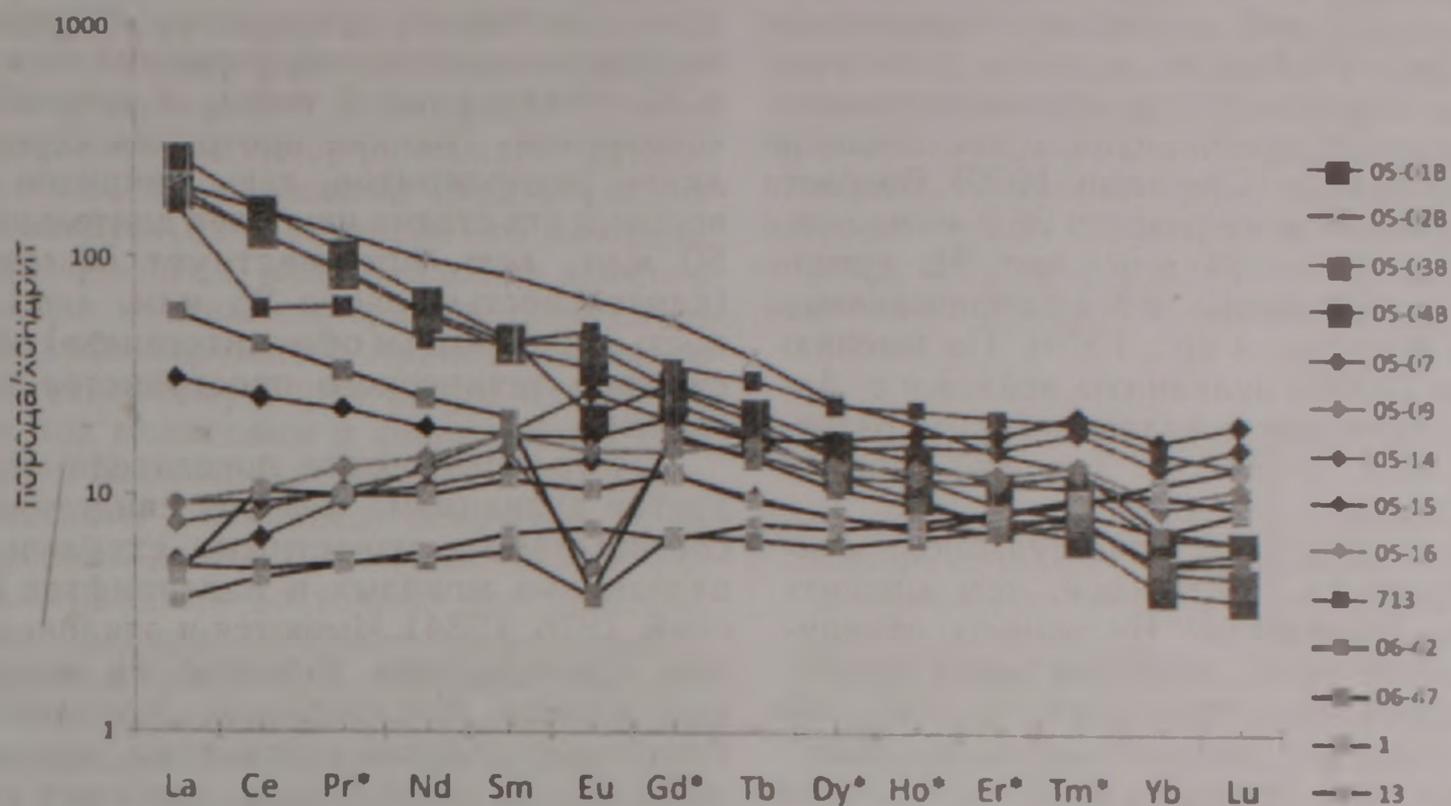


Рис. 4. Распределение содержаний РЗЭ (ppm) в вулканических породах басс. р. Веди, нормировано к хондриту (Anders and Grevesse, 1989).

Примечание. *Карбонатно-вулканогенная формация*: пикродолериты (обр. 1, 13) демонстрируют самый низкий уровень содержаний РЗЭ, хондритовый профиль распределения с преобладанием ТРЗЭ и низким  $(La/Yb)_n$  отношением. Субщелочной базальт (713) заметно обогащен ЛРЗЭ и деплетирован ТРЗЭ, имеет крутой профиль кривой и сильное фракционирование элементов при более высоком  $(La/Yb)_n$  отношении.

*Кремнисто-известняково-вулканогенная формация*: толеитовые базальты (спилиты) 05-15, 05-16 — обнаруживают невысокий, толеитовый уровень содержаний РЗЭ, близкий к хондритовому, пологий профиль кривой, слабое фракционирование с неглубоким Eu-минимумом.

*Эффузивно-вулканокластическая формация*: тефрит-базанит-щелочной базальт (05-01В — 05-04В) демонстрируют максимально: в изученном ряду формаций обогащение ЛРЗЭ и деплетированность ТРЗЭ, крутой наклон кривой, сильное фракционирование элементов, высокие  $(La/Yb)_n$  отношения со слабо выраженным Eu-минимумом. Обогащенность Sr, устойчиво повышенные концентрации Sr, низкие — Th, Hf, Ta показательны вулканитам кремнисто-известняково-вулканогенной формации (офиолитовой серии). В породах эффузивно-вулканокластической формации показательны значения  $Sr/Ba < 1$ , повышенные концентрации Tl, Hf, Ta.

В западном секторе (низовья басс. р. Ахурян), в разрезе скв. № 1-Октемберян вскрыты базальты также толеитовой серии (Агамалян, Кургинян, 1989), но без пачек и линз радиоляритов и известняков. В базальтах и метадиабазлах этой серии определены альбит, хлорит, кварц, эпидот, лейкоксен и карбонат, многочисленны прожилки и скопления кварца, эпидота и пирита, продукты зеленокаменного автометаморфизма (Агамалян, Кургинян, 1989). Уровень метаморфизма выше, чем в вулканитах кремнисто-известняково-вулканогенной формации офиолитовой серии басс. р. Веди. В химическом составе базальтов обращает внимание более высокая магнезиальность (табл.2), низкая глиноземистость и высокие значения  $Na_2O/K_2O$ .

Соотношения стратифицированной части офиолитов с габбро-гипербазитовым комплексом многообразны; серпентиниты имеют отчетливо рвущие контакты относительно вмещающей толщи (прструзии). В Ерахской антиклинали и в разрезах ряда глубоких скважин (1 — Карабахлар) над вулканитами офиолитовой серии покровы серпентинитов не отмечены, а в сква-

жине Октемберян-1 мощный разрез офиолитовых габбро-норитов вскрыт в основании толеитовых базальтов (Агамалян, Кургинян, 1989). Как видно, нижняя базальт-радиоляритовая и верхняя габбро-гипербазитовая пластины, выделяемые в соответствии со схемой аллохтонности офиолитов (Соколов, 1977), картируются лишь в самом верховье долины р. Веди, где по нашим построениям предполагаются корни офиолитов центрального (басс. р. Веди) сегмента шва (Сатян и др., 2001).

#### Эффузивно-вулканокластическая формация (альб-турон)

В басс. р. Хосров потоки щелочных базальтов, базанитов и базальтовых трахиандезитов вверх по разрезу сменяются вулканическими брекчиями трахиандезитов. Изредка обнаруживаются силлы тешенитов (К/Аг-107,8 млн. лет) и трахитов (К/Аг-84 млн. лет). Вулканические породы включают линзы и пачки мелководных апоорганогенно-обломочных, реже микророзернистых известняков, глинистых алевро-

литов. Суммарная мощность формации в среднем течении р. Хосров достигает 140 м. Наибольшие мощности формации, не менее 400 м, характеризуют разрез глубокой скважины к северо-востоку от с. Двин (Чатма-1): диабазы, разновозрастные туфы базальтового и андезитового составов с линзами (?) алевролитов, известняков и изредка радиоляритов (Степанян, 1979). Возраст (K/Ar) спилитов того же разреза 96,2 млн. лет, а габбро-эссекситов – 94 млн. лет. Из аргиллитов и редких яшм указываются позднемеловые радиолярии (Жамойда и др., 1976). По мнению Г.А. Казаряна (2005), вулканиты лейаса у с. Азнаберд коррелируются с вулканогенным разрезом к СЗ, в басс. р. Эхегис (правый приток р. Арпа), в районе с. Артабуйк.

Парагенез пород эффузивно-вулканокластической формации ( $K_1^{alb}-K_2^1$ ) иной, чем юрских раннемеловых формаций. Вулканиты обнаруживают щелочной тренд, дифференцированность составов до трахиандезитов и трахитов ( $SiO_2$  44-61%) и принадлежат высококалийному, высокотитанистому типу (табл.2, рис.3).

Особенности распределения редкоземельных элементов в описанных формациях отражены на сводной диаграмме и проинтерпретированы в примечании к рис.4

### Обсуждение и выводы

Литодинамика Араксинской зоны в мезозое характеризуется переходом от континентальных узких рифтов к рифтоподобной обширной впадине с проявлением мантийного диапиризма. Составляющие частные впадины разобщены зонами поперечных глубинных разломов, либо приразломными поднятиями домезозойского основания.

В литодинамике Араксинской зоны обособляется крупная рифтоподобная структура с океанской корой, связанная с началом спрединга и проявлением мантийного диапиризма. Переходная, карбонатно-вулканогенная формация несет признаки и континентальной коры, и новообразования «океанской» (мелкие протрузии серпентинитов, линзы радиоляритов, лавы пикритов и др.). По времени эта стадия наиболее длительная, порядка 50 млн. лет, предшествует офиолитогенезу (длительностью около 25 млн. лет). Прерванность спрединга (и офиолитогенеза) обусловлена сжатием тетического пространства к позднему сенону.

Петрохимические показатели состава продуктов вулканизма мезозоя свидетельствуют о соответствии с известными схемами эволюции вулканизма молодых и палеорифтов (Милановский, 1976, 1984). Имеются и отклонения, например, преобладание толеитов на ранней стадии рифтогенеза. Многообразие геодинамики и тектонических условий вулканизма, как выясняется, свойственны рифтогенезу, особенно мезо-кайнозойского этапа (Грачев, 1987, Рамберг, Морган, 1984). Это положение иллюстрируется также дискриминационной диаграммой Th-Hf/3-Ta (рис.5), на которую сведены фигуративные точки составов всех выделенных формаций Араксинской зоны. Из диаграммы следует, что породы эффузивно-вулканокластической формации, как и туфы щелочных лампрофиров, обогащены Th и тяготеют к полю щелочных внутриплитных базальтов, что, возможно, и подтверждает их рифтогенную природу. Геохимические параметры пород кремнисто-известково-вулканогенной формации обнаруживают значительный разброс и смещаются за пределы полей дискриминации.

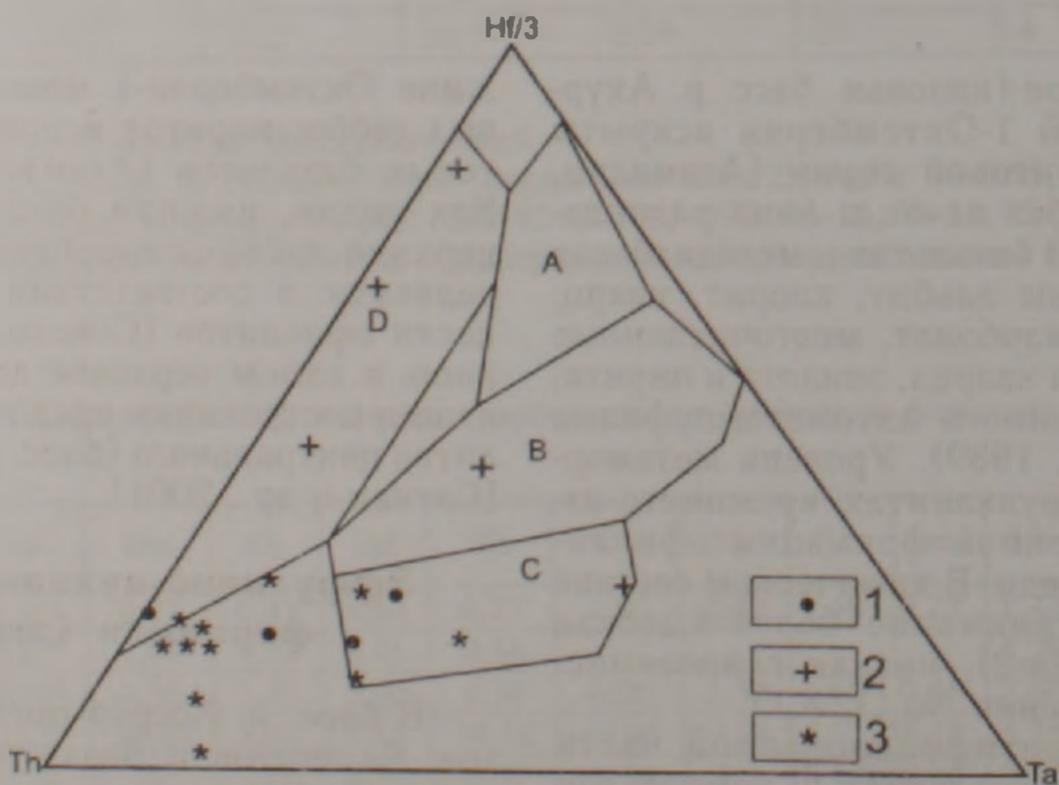


Рис.5. Дискриминационная диаграмма Th-Hf/3-Ta базальтов различных геодинамических обстановок (Wood, 1980). Оконтурены поля: А-нормальный тип базальтов срединноокеанических хребтов; В-обогащенный тип базальтов срединноокеанических хребтов; С-щелочные внутриплитные базальты; D-базальты островных дуг.  
1. Эффузивно-вулканокластическая формация, басс. р. Хосров. 2. Кремнисто-известково-вулканогенная формация, басс. рр. Хосров и Манкук. 3. Туфы щелочных лампрофиров, карбонатно-вулканогенная формация, басс. р. Вели (Саакян и др., 2007).

Контуры зоны рифтогенеза могут быть определены лишь в первом приближении, при том, что именно в Араксинской зоне были выполнены наиболее подробные геофизические исследования коры и пробурен ряд глубоких скважин. Южным ее бортом является широтная полоса поднятий древнего метаморфического фундамента, погребенная под лавами стратовулкана Арарат, что следует из единичных его выходов, региональной геологии мезо-кайнозоя южного склона, а также из анализа гравиметрического поля лево- и правобережного Аракса (Сатиан и др., 2006). К северному борту рифта относится погребенное под молассами и флишоидами кайнозоя Маралик-Паракарское поднятие древнего метаморфического комплекса, вскрытое бурением на глубинах до 0,5-1 км. Намечаемое геофизическими методами восточное продолжение погребенного поднятия к Ераносской антиклинали фиксируется гравиметрической съемкой и подтверждается выходами экзотических глыб сланцев в ее ядре. Дальнейшее простирается на ЮВ предполагается по структурно-геологическим признакам и единичным выходам вдоль западного фланга Мегринского батолита (у с. Пазмара), приподнятому уровню кровли «Ф» в Мегринском антиклинории и редким выходам по правобережью Аракса в Карадагском массиве с-з Ирана.

Араксинская зона, как видно, выходит за пределы Закавказья: аналоги спилитов лейаса(?) встречены на ЮВ в приразломных выходах с-з простирается в долине Даррех-Дуз. Находки вулканитов вблизи Кух-е-Карагуза среди осадочного разреза позднего палеозоя (Stepanov, Golshani Storklin, 1969) и по левобережью Аракса указывают на структурную сближенность рифтов варисского этапа и лейаса.

В восточной Анатолии зона рифтогенеза коррелируется с зоной растяжения между Таврской платформой и Киршехирским блоком континентальной коры (Robertson, 2002), а офиолитовая сутура Араксинской зоны – с Южно-Анатолийской офиолитовой зоной. Весьма значительно воздействие зоны глубинного разлома, примерно, вдоль долины р. Ахурян. Это крупный литосферный врез от восточного края Битлисских надвигов через офиолитовую сутуру Курдистанского хребта к долине среднего Аракса и далее на север-вдоль границы мезозоя восточного Понта и Сомхетских гор на северо-западе Армении. Вулканогенно-осадочные формации мезозоя Араксинской зоны на пересечении теряют осадочные компоненты, что характеризует меньшие антракты и большую интенсивность вулканизма. Здесь с офиолитовой сутурой стыкуются несколько разнонаправленных и разновозрастных крупных разломов, в их числе и сейсмогенных, образуя крупный тектономагматический узел.

В завершение несколько слов о параавтохтонном размещении офиолитов Араксинской зоны, проблема которого неоднократно обсуждалась (Асланян, Сатиан, 1977, 1987; Сатиан, 1979, 1984; Сатиан и др., 2001, 2005).

Схема эта соответствует и результатам глубинного сейсмического профилирования в Приараксье (Егоркина и др., 1976). Приведенные выше новые данные по строению и составу вулканогенно-осадочных формаций мезозоя подтверждают параавтохтонную структурную позицию офиолитов и их закономерность, место в эволюционном ряду формаций мезозойской зоны рифтогенеза - одного из фрагментов пассивной окраины Палеотетиса, активизированной с конца варисского этапа и в мезозое.

## Литература

- Агамалян В.А., Кургиян Э.Н. О спилит-диабазовом и габбро-норитовом комплексах офиолитовой серии, вскрытых скв.1-Октемберян (западная часть Араратской депрессии). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, №1, с. 26-38.
- Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 500 с.
- Аракелян Р.А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, 1957, т. X, № 5-6, с. 3-10.
- Асланян А.Т., Сатиан М.А., Мнацаканян А.Х., Ханзатян Г.А. Высокомагнезиальные шаровые лавы Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, №1, с.9-16.
- Асланян А.Т., Сатиан М.А. Тектонические условия становления офиолитовых зон. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, 159с.
- Ахундов В.Д., Мамедов Э.А. Палеозойский даечный комплекс Араксинской структурно-формационной зоны Малого Кавказа. В сб: Вопросы магматизма Азербайджана. Баку: Изд. Аз. ГУ. 1983, с. 109-112.
- Белов А.А., Брагин Н.А., Вишневская В.С., Сатиан М.А., Соколов С.Д. Новые данные о возрасте офиолитов Веди (Армения). ДАН СССР. 1991, т. 321. № 4, с. 784-785.
- Гасанов Т. Аб. Офиолиты Малого Кавказа. М.: Недра, 1985, 220 с.
- Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987, 285 с.
- Грачев А.Ф., Карякин Ю.В. Формационная принадлежность вулканических серий (на примере раннеюрских вулканитов Нахичеванской АССР). Тезисы докладов IV Регионального петрографического совещ. 10-15 окт., Нахичеван, 1983, с.18-20.
- Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. Сов. Геология. 1976, №3, с.122-137.
- Жамойда А.И., Казинцова Л.И., Тихомирова Л.Б. Комплексы мезозойских радиоларий Малого Кавказа. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 2, с. 155-160.
- Зоненшайн Л., Деркур Ж., Казьмин В. и др. Эволюция Тетиса. В кн.: История океана Тетис. М.: Изд. АН СССР, Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова, 1987, с.104-115.
- Казарян Г.А. Рифтогенный вулканизм северо-восточной части Араксинского нагорья. Изв. НАН РА. Науки о Земле, 2005, № 3, с.24-35.
- Карякин Ю.В. Геодинамические обстановки формирования вулканогенных комплексов Малого Кавказа в альпийское время. М.: Наука, 1989, 150 с.
- Кванталиани И.В. Среднеюрско-раннемеловые аммониты Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Тбилиси: Изд. АН Грузии, 2000, 90 с.
- Кузнецов П.П., Симонов В.А. Офислиты и рифты

- Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1988, 150с.
- Ломизе М.Г. Тектоническая обстановка геосинклинального вулканизма. 1983, М.: Недра. 194 с.
- Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. 1976, М: Недра, 280с.
- Милановский Е.Е. Эволюция рифтогенеза в истории Земли. В докл. 27 МГК, 1984, т. 7, Тектоника, М. с. 109-126.
- Осипова И.Б. Арменакян К.А. Тектоническое строение Приараксинской депрессии по данным сейсморазведки МНРП и бурения. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 1975, № 3, с.51-56.
- Рамберг И., Морган П. Физическая характеристика и направление эволюции континентальных рифтов. В докл. 27 МГК, 1984, т.7, Тектоника, М. с.78
- Ростовцев К.О., Азарян Н.В. Юрские отложения Нахичевана в юго-западной Армении. Изв АН СССР. Сер. геология, 1971, №7, с.123-127.
- Рустамов М.А. Олигостромовые образования и проблемы офиолитов Араксинской зоны. Изв. АН Азерб. ССР, Науки о Земле. Геология, 1979, №5, с.84-92.
- Саакян Л.Г., Сатян М.А., Степанян Ж.О. К геохимии щелочно-лампрофировых туфов трубок взрыва мезозоя Ведийской зоны (Армения). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2007, т. LXV, №2, с. 28-35.
- Сатян М.А., Степанян Ж.О., Чолахян Л.С. Новые данные о верхнемеловой вулканогенно-осадочной толще юго-западной части Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1967, т. XLIII (3), с. 90-98.
- Сатян М.А., Варданян А.В., Кванталиани И.В. Открытие отложений берриаса в Вединской офиолитовой зоне Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР. 1989, т. 88, № 5, с. 228-231.
- Сатян М.А., Варданян А.В., Варданян В.А. Серпентинитовый меланж Ерахской антиклинали (Вединская офиолитовая зона Армении). Изв. НАН РА. Науки о Земле. 1999, № 2-3, с.14-21.
- Сатян М.А., Варданян А.В., Степанян Ж. О., Гукасян Р.Х. Обнаружение карбонатитов в Вединской офиолитовой зоне Закавказья. ДНАН Армении. 2000, т. 100. № 2, с. 159-164.
- Сатян М.А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм ССР, 1979, 108с.
- Сатян М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1984, 193с.
- Сатян М.А., Мнацаканян А.Х., Степанян Ж.О. О вулканогенно-осадочных формациях мезозоя верховья бассейна реки Вели (Вединская офиолитовая зона Армении). Изв. НАН РА. Науки о Земле. 2001, №2, с. 6-11.
- Сатян М.А., Степанян Ж.О., Саакян Л.Г., Мнацаканян А.Х., Гукасян Р.Г. Лампрофировые трубки взрыва мезозоя Ведийской зоны (Армения). Ереван: Изд. Наири. 2005, 148 с.
- Сатян М.А. Мириджян Р.Т., Акопян Э.М. О доорогенных формациях и геодинамике западного сегмента Приараксинской тектонической зоны (Армения). Изв. НАН РА. Науки о Земле, 2006, №1, с. 3-9.
- Соколов С.Д. Олигостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. 1977. М.: Наука. 93 с.
- Степанян Ж.О. Литология верхнемеловых вулканогенно-осадочных комплексов Еревано-Ордубадской и Горисско-Кафанской зон Малого Кавказа (Армянская ССР). В сб.: Стратиграфия и литология Армянской ССР. 1979, Ереван: Изд. АН Арм ССР, с. 196-298.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М: Изд. МГУ, 2005, 557с.
- Ханзатян Г.А. О литологических особенностях отложений пермо-триаса разреза Дарашам-2 (Нах.АР) и возрасте силлов и штоков базальтоидов. Изв. НАН РА. Науки о Земле, 1992, т. XLV, № 3, с. 23-34.
- Anders E., Grevesse N. Abundances of elements: meteoritic and solar "Geochim. Acta", 1989, v. 53, p. 197-214.
- Danelian T., Asatryan G., Sosson M., Person A., Sahakyan L., Galoyan G. Discovery of Middle Jurassic (Bajocian) Radiolaria from the sedimentary cover of the Vedin ophiolite (Lesser Caucasus, Armenia) General paleontology, C. R. Palevol 7, 2008, pp. 327-334.
- Robertson A.H.F. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. Lithos 65, 2002, pp. 1 - 67.
- Robertson A.H.F. Late Paleozoic-Early Mesozoic tectonic development of Tethys in the eastern Mediterranean region. International symposium on Middle East basins evolutions. (MEBE), Paris 4-5 décembre 2007, volume des résumés, 2007, C9 (2p.).
- Stepanov D.L., Golshani Storklin J. Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North Iran. Geol. Sur. Iran, Report. 1969, №12, 70p.
- Zakariadze G.S., Knipper A.L., Sobolev A.V., Tsameryan O.P., Dmitriev I.V., Vishnevskaya V.S., Kolesov G.M. The ophiolite volcanic series of the Lesser Caucasus. Ophioliti 8, 1983, p.439-466.
- Wood D. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary province. Earth and Planet. Lett., 1980, vol. 50, p. 11-30.

Рецензент С.А.Паланджян

## ՄԱՔՍԻ ԶՈՆԱՅԻ ՌԻՖՏՈՎԵՆԵԶԻ ԼԻՓՈՂԻՆԱՄԿԱՆ (ՀԱՅԱՍՏԱՆ)

Մ.Ա. Սաթյան, Փ.Հ. Ստեփանյան, Ա.Խ. Մնացականյան, Լ.Հ. Սահակյան

### Ամփոփում

Արարսի զոնայի մեզոզոյան ռիֆտոգեն ֆորմացիաները բնութագրում են մայրցամաքային կեղևի դեստրուկցիան, փակվող Պալեոթետիսի, «վերածնված» Թետիսի՝ օվկիանոսային կեղևի նորառաջացմամբ, ընդհատված ուշ կավճի վերջում, Մեզոթետիսի լիթոսֆերայի սեղմման արդյունքում: Լեյասի տոլեիտային բազալտները բնութագրում են ռիֆտոգենեզի առաջին փուլը, որի սկիզբը թվագրվում է ուշ կարբոն(?) -տրիաս: Ալկալային և տոլեիտային բազալտները, պիկրոտրիտները՝ մինչօֆիոլիտային կարբո-

նատու-հրաբխային ֆորմացիա ( $J_2^{br}$ - $K_1^{br}$ ), հերթափոխվում են օֆիոլիթային սերիայի ( $K_1$ ) տոլեիտային բազալտներին և ավալային դիֆերենցացված սերիայի էֆֆուզիվ-հրաբխաբեկորային ֆորմացիային ( $K_1^{ab}$ - $K_2$ ): Ռիֆթի հատվածակազմության մեջ որոշիչ դեր ունեն անդրկովկասյան զոնայի խորքային խախտումները և մինչմեզոզոյան կոսպլեքսի եզրային բարձրացումները:

## ON LITHODINAMICS OF THE ARAX ZONE RIFTOGENESIS (ARMENIA)

M.A. Satian, J.O. Stepanyan, A.Kh. Mnatsakanyan, L.H. Sahakyan

### Abstract

Mesozoic riftogen formations of the Arax zone is characterizing continental crust destruction of obturating Paleotethys, "revival" Tethys, neoformation of the ocean type crust, interrupted by compression of Mesotethys lithosphere in the end of Late Cretaceous. Liassic tholeitic basalts characterize first stage of riftogenesis and beginning character concerns to Late Carboniferous(?) - Triassic. Alkaline and tholeitic basalts, picrodolerites of preophiolite carbonate-volcanogenic formations ( $J_2^{br}$ - $K_1^{br}$ ) are replaced by toleitic basalts of ophiolite series ( $K_1$ ) and the alkaline differentiated series of effusive-volcanogenic formations ( $K_1^{ab}$ - $K_2$ ). In rift segmentation are determining Transcaucasus zones of deep faults and cross-section raising of premesozoic complex.

## СТРУКТУРА И КИНЕМАТИКА МЕРИДИОНАЛЬНОГО РАЗЛОМА (РАЙОН АЛАВЕРДСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

© 2009г. А.В. Авагян

Институт геологических наук НАН РА  
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
e-mail: avagn@yahoo.fr  
Поступила в редакцию 15.12.2008г

Рассматриваются вопросы структуры, кинематики и амплитуд смещений по Меридиональному разлому, считавшемуся основной структурной компонентой Алавердского рудного района. Установлена антиклинальная складка с замком вдоль реки Алаверди, где отрывочно наблюдаются сегменты разрывного нарушения. Установлена сложность строения Меридионального разлома, представленного с сегментацией и разными кинематическими характеристиками.

### 1. Проблемы геологии участка

В районе Алавердского месторождения основным разрывным нарушением считается так называемый Меридиональный разлом (Сопко, 1961; Азизбекян, 1975). Как показали результаты последующих исследований (Караханян и др., 2007), на этом участке можно выделить три меридионально ориентированных разрывных нарушения, центральное из которых (объект изучения) и является Меридиональным разломом.

Меридиональный разлом в настоящее время неактивен и состоит из двух отчетливых сегментов – северного и южного. Северный сегмент длиной 1.5 км протягивается в с.-св. направлении (по азимуту С 11°) от пос. Мадан до хутора Харитов, вдоль ручья Алаверди. Южный сегмент, длиной в 3.5 км, проходит по тальвегу р. Лалвар и имеет простирание СЗ-340°.

Анализ литературных и картографических материалов показал неоднозначность существующих представлений о роли Меридионального разлома в геологическом строении рудного поля, об особенностях его кинематики и амплитуды смещений.

На геологических картах масштаба 1:5000 авторов П. Сопко, С. Алояна и А. Исаханяна (2003) и масштаба 1:2000 Р. Тамазяна (2005) геологическая формация песчаников и туфопесчаников средней юры ( $J_2-b_2^{41}$ ) алаверди-шамлугской свиты на восточном борту Меридионального разлома показана более ранней (в пределах той же свиты) по сравнению с отложениями на западном борту разлома. При таких условиях, без существования крупной флексуры или палеорельефа с большими амплитудами (что мало вероятно на коротком расстоянии), естественно проведение разрывного нарушения, которое, согласно разрезу карты П. Сопко, С. Алояна и А. Исаханяна (2003), составит около 700 м. Такая значительная амплитуда смещений предполагает наличие крупного разлома длиной в десятки километров, между тем Меридиональный разлом имеет длину около 5 км.

На других картах (Сопко, 1961; Азизбекян, 1975) формация, обнажающаяся на северо-востоке Меридионального разлома, имеет продол-

жение и на западном его крыле. Она же, представленная полимиктовыми туфопесчаниками, отражена на геологической карте Ш. Амиряна, М. Азизбекяна, А. Алтуняна и Г. Дадаяна (1993). Это противоречит данным, представленным на предыдущих картах.

### 2. Данные по геологии зоны разлома

Полевое изучение геологии вдоль Меридионального разлома указывает на менее сложную картину, чем это отображено на вышеотмеченных геологических картах. Это особенно касается участка вдоль северной половины северного сегмента Меридионального разлома, где четко наблюдается антиклинальная складка, фрагменты замков которой обнажаются по тальвегу р. Алаверди и вблизи него (рис. 1), при этом с приближением к замку складки падение пород в общем возрастает. Антиклинальная складка к западу плавно переходит в синклираль.

Установлено, что замок антиклинальной складки местами может не совпадать с тальвегом и перейти или на запад, или на восток от тальвега. В самой зоне разлома наблюдаются вторичные складки волочения, связанные с активностью разлома. По А. Асланяну (1946), в пределах Алавердского месторождения выделяется сундучная брахиантиклинальная складка, восточное крыло которой, совмещаясь с Алавердским ручьем, представляет собой флексуру, переходящую к югу в разрыв.

Опробование пород, их петрографическое и петрохимическое исследование свидетельствуют о значительном сходстве вулканогенно-осадочных образований в бортах разлома. Они представлены туфовыми разностями (в основном пелловыми туфами), состав которых варьирует от андезитов до дацитов (отчет "Структура и геология участка Мадан Алавердского месторождения", 2008).

В обоих крыльях разлома стратиграфически выше обнажаются пестроцветные, а ниже – зеленоцветные туфовые породы. Главной отличительной чертой обоих крыльев является наличие эффузивов (шахтагская свита) на западном крыле, покрывающих пестроцветные вулканоген-

но-осадочные породы, а также вулканогенные породы, составляющие в них прослойки различных мощностей.

Таким образом, установленная антиклинальная складка вдоль северной части северного сегмента Меридионального разлома, а также литолого-петрографическое сходство пород в его бортах указывают на сильно преувеличенные оценки вертикальных амплитуд смещений по разлому.



Рис. 1. Фрагменты замка антиклинали (указаны прерывистыми линиями) и разлома (стрелками) в зоне северного сегмента Меридионального разлома.

### 3. Данные по структуре и кинематике разлома

Предыдущие исследователи в основном считали Меридиональный разлом взбросовым или надвиговым (Грушевой, 1930; Сопко, 1961), существовало также диаметрально противоположное мнение о сбросовой кинематике разлома (Азизбемян, 1975). В одних случаях считалось, что поднято западное крыло, в других – что оно опущено.

Для получения информации о возможной кинематике по разлому были изучены поля напряжений. Данные были получены по более чем десяткам точек наблюдений в зоне Меридионального разлома (рис. 2).

Предыдущие исследования в регионе по полям напряжений показывают (Avagyan et al., 2005) наличие трех принципиальных направлений осей сжатия - С, СВ и СЗ. Для современного периода характерно направление общего сжатия С-Ю, тогда как два других направления являются вторичными и более значимыми в ранние этапы тектонического развития региона.

Исследования по определению кинематики разрывных нарушений в Алавердском рудном районе показывают некоторые расхождения с региональными направлениями сжатия.

Так, в вулканогенно-осадочных породах средней юры Алавердского рудного района наблюдаются трещины растяжения, направленные на СЗ и СВ, что указывает на сжатие в таких же направлениях. В эоценовых субвулканических образованиях на северо-западе от зоны разлома наблюдается превалирование северного направления трещин растяжения.

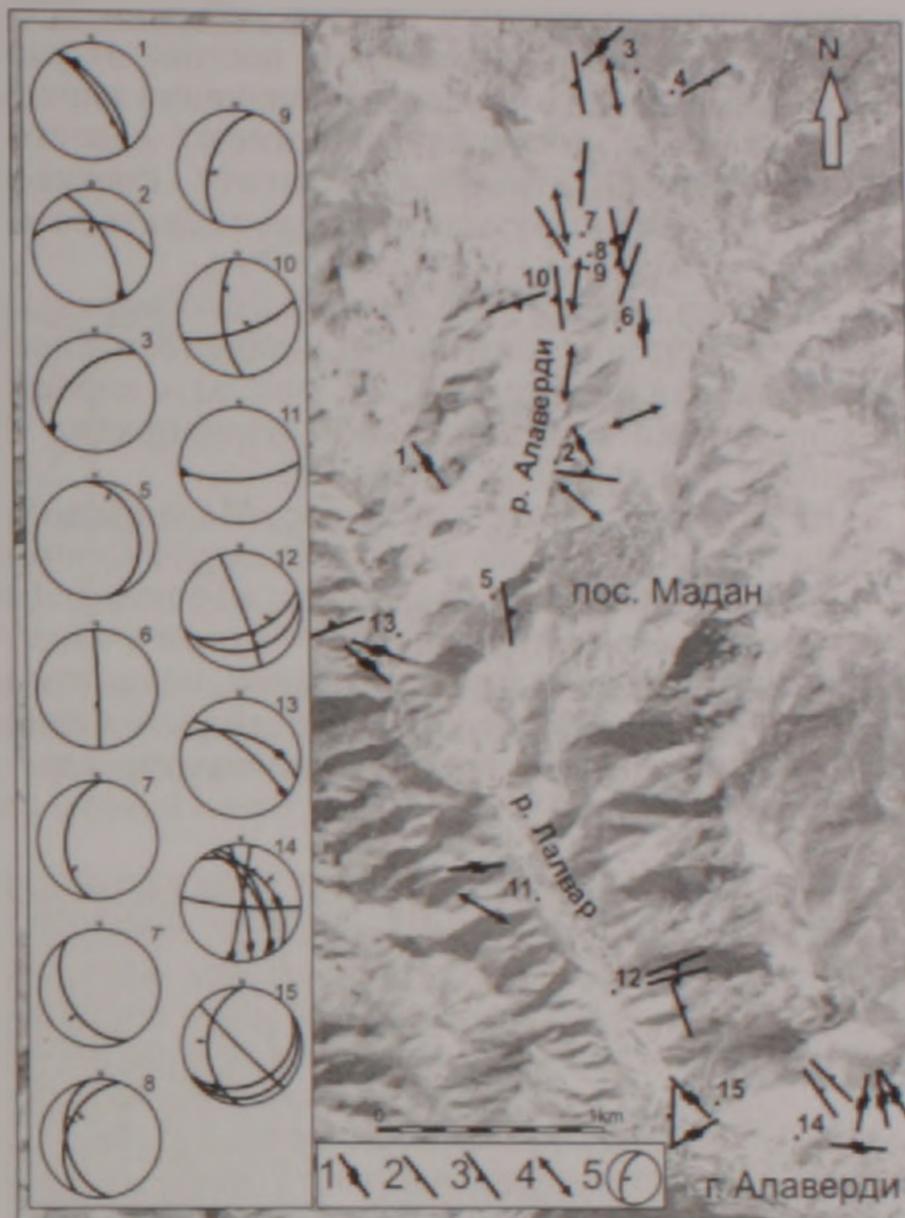


Рис.2. Данные по кинематике разрывных нарушений вдоль Меридионального разлома, показанные на основе космического снимка Quick Bird (США). 1- сдвиги, 2- сбросы, 3- взбросы, 4- складки, 5- кинематика разрывов на нижней полусфере Шмидта.

На севере, непосредственно в зоне разлома, превалируют нарушения, соответствующие широтному локальному сжатию, что подтверждается также меридионально направленными складками. На юге (к Дебедскому ущелью) ось локального сжатия, как и в эоценовых субвулканических образованиях, соответствует меридиональному направлению, при этом дайковые образования, широко проявленные на участке, ориентированы широтно, в соответствии с широтным сжатием, отмеченным в зоне разлома на севере.

Особенности проявления разрывных нарушений северного сегмента Меридионального разлома и их кинематика показаны на рис.3.

Примеры изменения полей напряжений многочисленны. Повторные смещения с разнонаправленной сдвиговой кинематикой в плоскости разрыва отмечены у точки 1 (рис. 2). Вдоль сегмента 4 (рис. 3) по плоскостям параллельно взбросовому разлому внедрена дайка. Если наличие взбросов свидетельствует об условиях сжатия, то внедрение даек отражает условия растяжения.

К западу от вентиляционной шахты, по клифу обрывов проходят разломы с субвертикальными плоскостями и четкими горизонтальными штриховками правого сдвига (1, рис. 3). Там же были зафиксированы штриховки на плоскостях скольжения, соответствующие сбросам

с опущенным восточным крылом, объясняющие морфологическое понижение на востоке от разлома. Наблюдаемые сбросовые смещения наряду с вертикальной составляющей имеют левостороннюю горизонтальную компоненту, противоречащую доминирующему правосдвиговому смещению.

На правом борту р. Алаверди было зафиксировано надвиговое нарушение с падением плоскости разлома на запад  $34^\circ$  (5, рис. 3), с хорошо фиксируемыми механическими штриховками и падением на север под углом  $35^\circ$ .

На отдельных участках у пос. Мадан (вдоль дороги вверх от нового моста) в слоях туфопесчаников ограниченной мощности наблюдаются сингенетичные, опрокинутые на юго-запад складки, которые сопровождаются надвигами или взбросами (7, рис. 3); последние местами разорваны более молодыми сдвиговыми нарушениями.

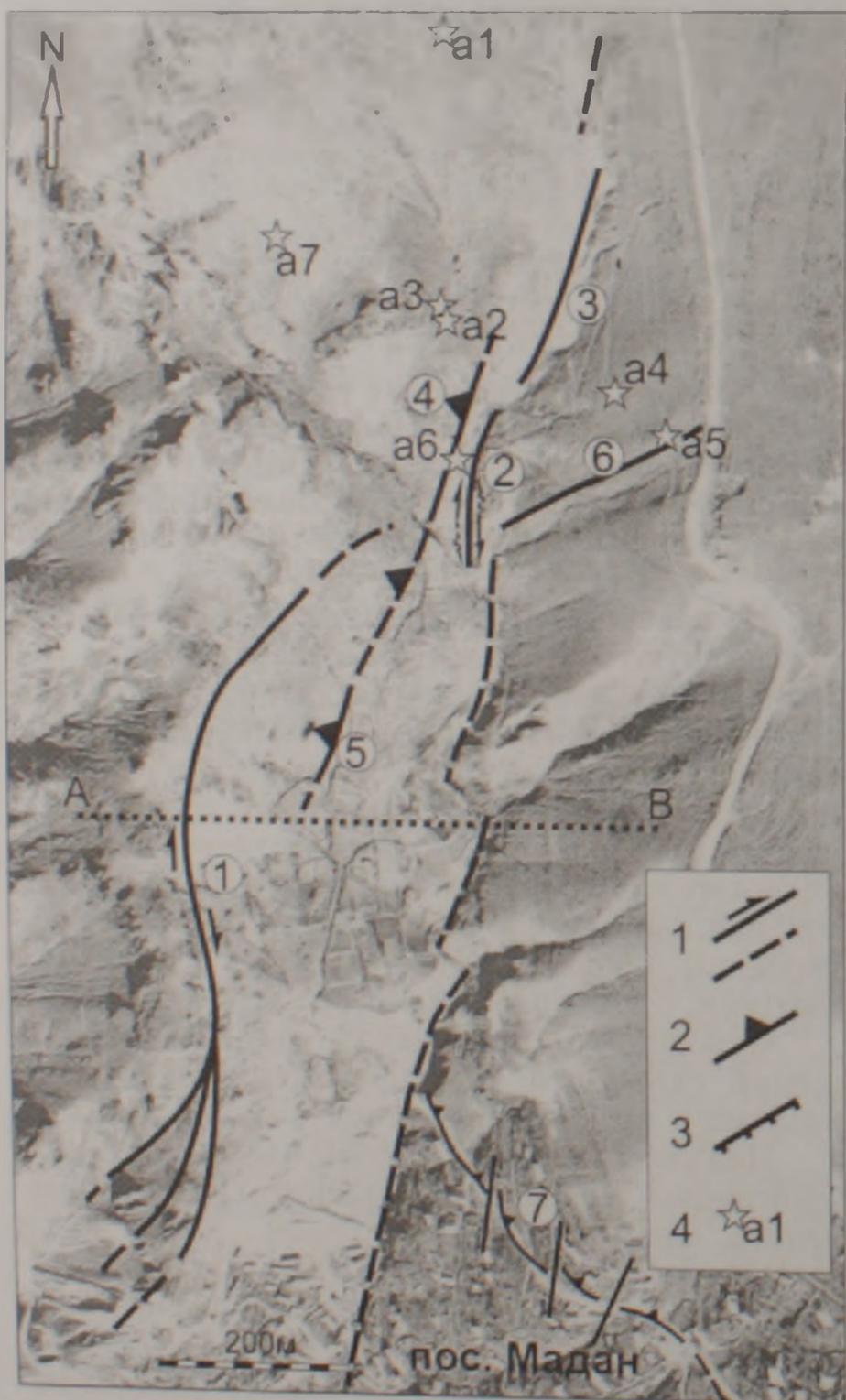


Рис. 3. Разрывные нарушения северного сегмента Меридионального разлома, показанные на основе космического снимка Quick Bird (США). 1- сдвиги, 2- взбросы, 3- сбросы, 4- места отбора пород для петрографического и петрохимического анализов (обсуждено в параграфе 2).

Различие между литолого-петрографическим составом пород западного и восточного бортов южнее Северного сегмента Меридионального разлома объясняется нарушением с.-з. простирания (6, рис.3), где в тектоническом контакте обнажаются выходы пестроцветных (юго-западный борт) и зеленоцветных вулканогенно-осадочных пород (северо-восточный борт). Вопросы протяженности, кинематики этой структуры и ее возможной генетической связи с сегментом 1 (рис. 3) остаются нерешенными.

В сегменте разлома, проходящем в целом по тальвегу р. Алаверди, наблюдается прерывистость обнаженных плоскостей разрыва. Они отрывочно фиксируются в разных участках, что также свидетельствует о неразвитом разрывном нарушении с небольшими амплитудами смещений.

Южный сегмент Меридионального разлома, проходящий по тальвегу р. Лалвар, очень хорошо выражен. Здесь также можно привести ряд примеров изменения полей напряжений в процессе его формирования. Так, у точки 12 (рис. 2) дайка близширотного простирания (указывающая на близмеридиональное растяжение) была смещена взбросом, обусловленным близмеридиональным сжатием. В целом разлом на этом участке представлен широкой зоной, проявленной как на западном, так и на восточном бортах ущелья реки Лалвар. На восточном борту он выражен отчетливыми треугольными структурными фасетами. На западном борту разлом имеет отчетливое эшелонированное строение в виде субсегментов, имеющих правый тренд (Карahanян и др., 2007).

По данным полевых исследований и с учетом данных по буровым скважинам и геофизическим профилям (Структура и геология участка ..., 2008) составлен схематический структурный разрез по центральной части северного сегмента Меридионального разлома (рис.4, линия разреза А-В на рис. 3), указывающий на общую антиклинальную складку и разрывные нарушения, между которыми предполагается вторичное складкообразование.

Все вышеотмеченное дает основание считать, что в Алавердском рудном районе существовали разнонаправленные тектонические напряжения, связанные с локальным эффектом масштаба деформаций (можно предположить наложение локального и регионального напряжений) и наложением напряжений разных стрессовых режимов разных эпох. Локальный эффект напряжений может быть также связан с разнородными структурами, наследуемыми с разных эпох и продолжающими свое воздействие на дальнейшее развитие района. Таковыми могут быть кольцевые структуры, впервые выявленные А.Остроумовой и И.Голышко (1983) для территории рудных месторождений северной Армении.

Основные подвижки по Меридиональному разлому носили сдвиговый характер (об этом свидетельствуют субгоризонтальные штриховки и сегментация с левосторонним трендом) с переменной взбросо/сбросовой вертикальной компо-

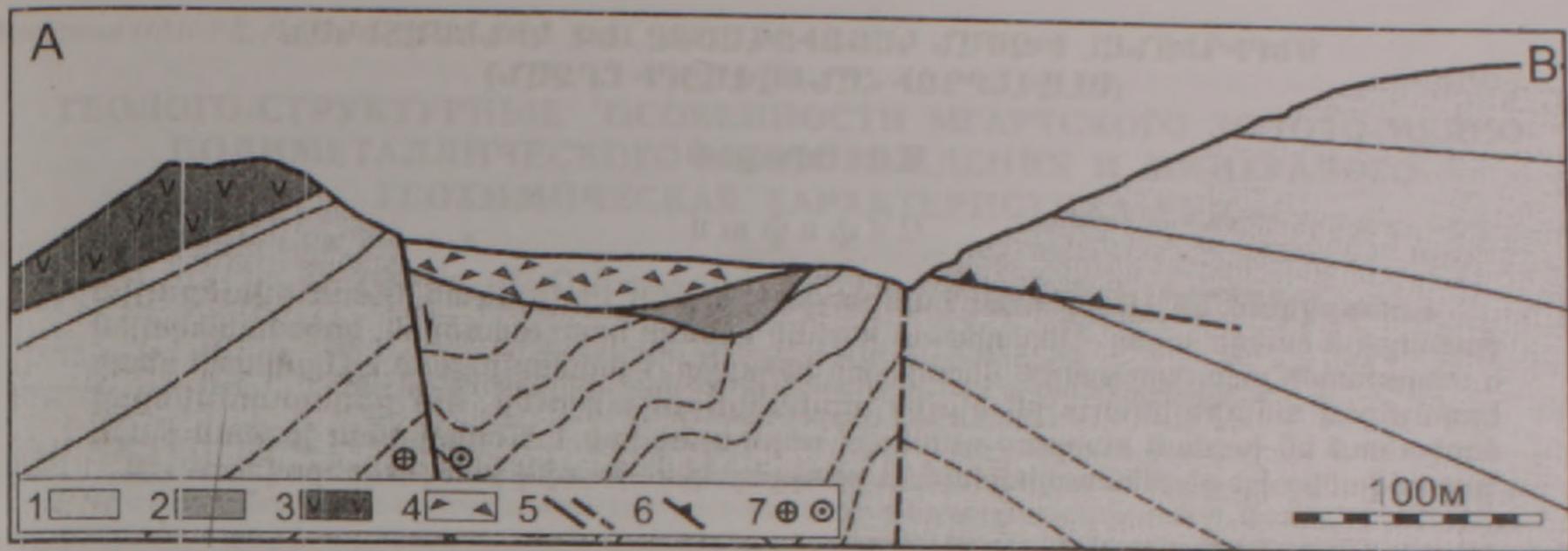


Рис.4. Схематический структурный разрез по линии АВ (рис. 3). 1-3 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования средней коры ( $J_2$ -b). 1- туфы, туффиты, дациты, туфопесчаники, туфобрекчии; 2- базальтовые андезиты, андезиты; 3- риолиты и базальтовые андезиты, андезиты; 4 – четвертичные коллювиальные отложения, 5- разрывные нарушения; 6- сингенетичный надвиг; 7- кинематика сдвига (правый сдвиг).

нентой, реализуемой на разных этапах тектонической активности разлома. При этом вертикальные смещения по Меридиональному разлому не были значительными, а сам он является вторичной структурой, осложняющей крупную антиклиналь. Отдельные сегменты (4 и 5, рис. 3) имеют надвиговой характер с горизонтальной составляющей.

В статье не рассматривается связь Меридионального разлома с оруденением. Однако проведенные комплексные исследования предварительно показывают, что перспективным участком для проведения исследований по поиску новых рудных тел может являться участок на западном крыле синклинали (к западу от установленной антиклинали), в отложениях той же литологической формации, в которой на его восточном крыле размещено штоковое оруденение месторождения.

### Заключение

Меридиональный разлом представляет зону с разными сегментами с вариациями кинематики, являющимися результатом реактивации разлома при наложении напряжений разных стрессовых режимов разных эпох.

Изменение кинематики разлома подтверждается разными полями напряжений и поддерживается многочисленными структурными проявлениями, такими как: штриховка разных кинематик на одной и той же плоскости разлома; складки разных направлений; разлом с разной кинематикой и разнонаправленными трещинами растяжения, фиксируемыми в одном и том же объеме пород; дайки и взбросы одного простирания. Разные кинематики реализовывались в разные периоды времени, соответствующие разным тектоническим режимам и вариациям напряжений в коре.

Вертикальные смещения по Меридиональному разлому не были значительными, что подтверждается ограниченной длиной разлома и фиксируемыми крыльями антиклинальной складки, вдоль замка которой фрагментарно обнажают-

ся плоскости северного сегмента разлома. Основные подвижки по Меридиональному разлому носили сдвиговый характер с переменной взбросо/сбросовой вертикальной компонентой, реализуемой на разных этапах тектонической активности разлома.

Автор благодарит А.С. Караханяна, Р.Л. Мелконяна, Ж.О. Степанян за содействие в процессе выполнения работы и Р.Таяна за подробное рецензирование. Автор также благодарит геолого-разведочную службу "Vallexs Group".

### Литература

- Азизбекян М.С. Геологическое строение и условия локализации медного оруденения Алавердского месторождения Армянской ССР. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук Тбилиси, Геол. инст., 1975, 26с.
- Асланян А.Т. Новые данные по стратиграфии и тектонике Алавердского рудного района. Изв. АН Армянской ССР, сер. естеств. наук, 1946, N10, с. 23-30.
- Грушевой В.Г. Алавердское медное месторождение в Закавказье. М. - Л.: Геологическое издательство Главного геолого-разведочного управления, 1930, 117с.
- Караханян А. С., Мелконян Р. Л., Авагин А., Багдасарян А., Азизбекян М. С., Аванесян М. А., Аракелян С. Р., Мкртчян А. С. Отчет "Структура Алавердского месторождения и выделение перспективных участков для бурения". Фонды ИГН, 2007, 90 с.
- Остроумова А.С., Голышко И.Н. Комплексное исследование вулканических образований (на примере Алавердского рудного узла). В кн.: «Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций». Магматические формации. Л.: Недра, 1983, 259с.
- Сопко П.Ф. Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1961. 170 с.
- Структура и геология участка Мадан Алавердского месторождения. Координатор работ А. Караханян. Отчет, Фонды ИГН, 2008. 100 с.
- Avagyan A., Sosson M., Philip H., Karakhanian A., Rolland Y., Melkonyan R., Rehai S., Davtyan V., 2005. Neogene to Quaternary stress field evolution in Lesser Caucasus and adjacent regions using fault kinematics analysis and volcanic cluster data. *Geodynamica Acta*, vol. 18/6, pp 401-416

Рецензент Р. Н. Таян

**ՄԵՐԻԴԻՈՆԱԼ ԽՉՄԱՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ ԵՎ ԿԻՆԵՄԱՏԻԿԱՆ  
(ԱԼԱՎԵՐԴԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՇՐՋԱՆ)**

**Ա.Վ. Ավագյան**

**Ա մ փ ո փ ու մ**

Քննարկված են Ալավերդու հանքային շրջանի հիմնական կառուցվածքային բաղադրիչն հանդիսացող՝ Մերիդիոնալ խզման զոնայի կառուցվածքին, կինեմատիկային և տեղաշարժի անպիտոսային վերաբերող հարցերը: Բացահայտված է Ալավերդի գետի երկայնքով անտիկլինալային ծալքի առանցքի գոյությունը, ուր ընդհատումներով մերկսնում են խզման հարթությունները: Ներկայացված է Մերիդիոնալ խզման բարդ կառուցվածքը իր սեգմենտավորմամբ և տարբեր կինեմատիկ բնութագրերով:

**STRUCTURE AND KINEMATICS OF THE MERIDIONAL FAULT  
(ALAVERDI DEPOSIT AREA)**

**A.V. Avagyan**

**Abstract**

Structure, kinematics and amplitude of displacement on basic structural component of Alaverdi deposit area of the Meridional fault are considered. It is established an anticlinal fold with the axis along the river Alaverdi where fragments of fault plan are aoutcrop. It is established complexity of structure of the Meridional fault with segmentation and different kinematic characteristics.

## ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МГАРТСКОГО ЗОЛОТО-МЕДНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И МИНЕРАЛОГОО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУД

© 2009г. Ш.О.Амирян, М.С.Азизбекян, А.З. Алтунян

*Институт геологических наук НАН РА  
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
Поступила в редакцию 22.12.2008г.*

В статье рассматриваются вопросы геолого-структурной и минералого-геохимической характеристики Мгартского золото-медно-полиметаллического месторождения и перспективы оруденения. В связи с новой оценкой золотоносности руд медных и полиметаллических месторождений работы по геолого-структурной и минералого-геохимической оценке Мгартского месторождения представляют важное значение. В статье приводятся новые данные по минералогии, минеральным парагенезисам и геохимии руд, что послужит основой для определения генезиса и перспектив оруденения.

Мгартское месторождение является одним из перспективных рудопроявлений Степанаванского и Туманянского районов Республики Армения. Оно известно со второй половины XIX столетия и с перерывами изучалось в 1934-1936гг. (Барканов), в 1955г. (Епремян) и в 1959-1960, 1984-1987 годы (Алоян, Матевосян). Месторождение детально изучалось сотрудниками Туманянской научно-исследовательской базы в восьмидесятых годах (Амирян, Алтунян, Азизбекян, 1984, 1986, 1989). Результаты этих исследований изложены в опубликованных и рукописных работах. Здесь приводятся в основном дополнительные данные по геолого-структурным и минералого-геохимическим особенностям руд, минеральным парагенезисам и перспективам месторождения. Оно находится в 0,5-1,5 км к западу от с. Мгарт и в 24 км к востоку от г. Степанавана.

Рудное поле сложено среднеэоценовыми вулканогенными породами, представленными фельзитовыми порфирами, плагиоклазовыми порфиритами, туфскоконгломератами, туфопесчаниками, порфиритами андезито-дацитового, липарито-дацитового составов, прорванными небольшими интрузиями монзонитов и габбро-диоритов.

В тектоническом отношении месторождение приурочено к моноклиальной части юго-западного крыла Алавердского антиклинория.

Основной структурой рудного поля является Мгартский разлом с ответвлениями в северо-западном (305-340°) и северо-восточном направлениях с падением на юго-запад под углами 70-80°. Основное нарушение прослеживается на 5-6 км, при мощности 13-15 м.

В общей зоне гидротермально измененных, пиритизированных пород выделяются минерализованные зоны, жилы, прожилки, гнезда, линзообразные тела пиритового, пирит-халькопиритового и полиметаллического составов, которые прослеживаются на расстоянии от 350 до 550 м, при мощности от 0,3 до 2,2 м. На месторождении установлено 14 рудных тел с различными содержаниями минералов и ценных металлов. Среди них значительный интерес по содержанию золота, серебра и других металлов представляют северо-западный (зона N5) и юго-восточный

(зона N8) участки. Минерализованные зоны (например зона N8) представляют собой эпидотизированные, хлоритизированные, серицитизированные, окварцованные, карбонатизированные, пиритизированные фельзитовые породы, которые содержат вкрапленность, гнезда, прожилки пиритовых, пирит-халькопиритовых и полиметаллических руд. Эти тела на юго-восточном участке тесно переплетаются, образуя штокверковидное тело, которое прослеживается на несколько сотен метров, при мощности 10-15 м. Пиритовые, пирит-халькопиритовые и полиметаллические прожилки, мощностью 1-3 см, выклиниваются на короткие расстояния, пересекая друг-друга.

Минерализованные зоны прослеживаются, в основном, в северо-западном направлении, с падением на юго-запад под углом 65-75°, при мощности от одного до 15 м. Аналогичные строения, состав и элементы залегания имеют и другие зоны. Они располагаются параллельно друг другу. Расстояние между ними составляет 70-100 м. Кроме оруденелых зон, на месторождении существуют и жилы (ж. N1), которые приурочены к тектоническим нарушениям и прослеживаются на 280-300 м, в северо-восточном направлении, с падением на юго-восток под углом 85°. Жила N1 расположена на расстоянии 0,5-0,7 км к северо-западу от с. Мгарт. В ее составе установлены мелкие выделения пирита, халькопирита, сфалерита и галенита.

Следует отметить, что различные исследователи кроме пиритовых, пирит-халькопиритовых и полиметаллических парагенезисов на месторождении отмечают наличие редких, невыдержанных кварц-молибденовых прожилков с другим парагенезисом минералов и элементов, похожих на медно-молибденитовые прожилки Техутского месторождения. Наличие медно-молибденовой минерализации на месторождениях третичного возраста является дополнительным подтверждением мнения о третичном возрасте Техутского медно-молибденового месторождения.

Установленные на месторождении различные парагенезисы минералов отличаются не только

минеральным составом, но и количественным проявлением участвующих в их составе минералов. Так, в пиритовых прожилках количество пирита составляет 50-55%, в пирит-халькопиритовых прожилках среди сульфидов преобладает халькопирит (70-80%), а в полиметаллических прожилках преобладающим минералом является сфалерит (30-35%), за ним следуют галенит (20-25%), халькопирит (10-15%), пирит-2 (-3%), блеклая руда (0,3-0,5%) и редкие выделения самородного золота (до 10-12 выделений) на поверхности аншлифа размером 20×25 мм. Таким образом, в сульфидной части рудных тел установлены кварц-пиритовые, кварц-карбонат-пирит-халькопиритовые, кварц-карбонат-сфалерит-галенит-халькопиритовые и очень редко медно-молибденовые парагенезисы с характерными для них структурно-текстурными, минералого-геохимическими особенностями.

В минеральном составе руд месторождения установлены пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, бл. руды, самородное золото, молибденит и другие редкие минералы.

Микроскопическими наблюдениями самородное золото установлено в полиметаллическом типе руд, но не исключена возможность нахождения его и в пиритовых, и пирит-халькопиритовых рудах, что подтверждается результатами анализов. Золото представлено, в основном, микроскопическими и субмикроскопическими частицами размером до 50-60 микронов. По-видимому, преобладает субмикроскопическое золото. Оно представлено округлыми, овальными, дендритовыми формами в сфалерите, халькопирите, галените, блеклой руде и в жильных минералах. По времени выделения золото является поздним минералом в существующих парагенезисах.

Нахождение золота в рудах характеризуется неравномерным распределением. Оно имеет различную концентрацию не только в минеральных типах руд (табл.), но и в различных горизонтах рудных тел. Так например, по рудному телу N8 на поверхности содержание золота составляет 12,28 г/т, серебра-9,37 г/т, а на горизонте 1410 м золото содержится в 0,4 г/т, серебра-5,8 г/т. 63% золота от общего количества является свободным, в связи с чем легкоизвлекаемое золото составляет 89%.

Таблица

Содержание элементов в штуфных пробах пиритовых, пирит-халькопиритовых и полиметаллических руд по пробирным и химическим анализам.

Минеральные типы руд	Содерж. эл. в г/т		Содержание элементов в %							
	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Fe	Ni	Co	Mn	Cd
Пиритовая руда (штуф)	0,5	6,18	0,6	0,25	0,35	15,0	0,1	0,02	0,11	0,001
Пирит-халькопиритовая руда (штуф)	5,06	12,37	2,4	13,5	4,6	2,6	0,1	0,015	0,18	0,058
Полиметаллическая руда (штуф)	10,00	24,75	0,45	23,10	7,5	2,4	0,05	0,005	0,41	0,11

Как видно из таблицы, концентрация главных рудообразующих элементов в разных минеральных типах различна, что связано с различными минеральными парагенезисами. Различны также концентрации Mo, Sb, As, Bi, Ti, V, Ga, Ge и других элементов, часть которых представлена собственными минералами, а часть находится в виде изоморфной примеси в сульфидах, жильных и породообразующих минералах.

В медно-молибденовых прожилках содержатся другие элементы (в %): Fe-3,3-47, Mn-0,1-0,26, Ni-0,00025-0,0047, Co-0,014-0,061, Mo-0,13-1,38, W-0,0024-0,0035, Au-0,00013-0,0004, Ag-0,001-0,042, Bi-0,0056-0,32, Sn-0,00023-0,0029, Ti-0,18-0,58, V-0,0018-0,005, Cu-0,01-1,6, Jn-0,022-0,13, Pb-0,009-0,076, Cd, Ga, Ge, Zn, Sb-0,00012-0,009. Приведенные данные показывают, что медно-молибденное оруденение во времени оторвано от медного и полиметаллического. Эти оруденения по минеральному составу и химизму сходны с Техутским месторождением медно-молибденовых руд.

О наличии золота в рудах в субмикроскопическом и микроскопическом виде свидетельствуют также технологические испытания руд. В результате этих работ выход гравитационного концентрата составляет 1,38 процента с содержанием золота 55,0 г/т, серебра-24,30 г/т. Извлечение золота из них составляет 8,25%, серебра-3,45%. Выход флотационного концентрата составляет 9,0% с содержанием золота 81,84 г/т, серебра-25,17 г/т. Извлечение золота из них составляет 80,0%, серебра-43,37%. В хвостах остается 89,62% от общей массы с содержанием золота 0,4 г/т, серебра-1,2 г/т. (Шамцян и др., 1999).

Запасы руды и металлов по авторскому подсчету С.Г. Алояна и Э.Н. Матевосяна, проведенному в 1987 году, составляют: руды - 304861,65 т (C<sub>2</sub>) и 90234 т (P<sub>1</sub>), золота - 3707,75 кг (C<sub>2</sub>) и 854,0 кг (P<sub>1</sub>), серебра - 1666,96 кг (C<sub>2</sub>) и 471,0 кг (P<sub>1</sub>), с содержанием золота-12,16 г/т и 9,46 г/т, серебра - 5,47 г/т и 5,22 г/т соответственно.

По количеству запасов золота и серебра в настоящее время месторождение относится к мелким. Оно находится в ведении частной фирмы. В результате дополнительных исследований перспективы месторождения, возможно, возрастут. Важнейшими извлекаемыми металлами руд являются золото, серебро, медь, свинец и цинк.

## Литература

- Амирян Ш.О., Алтунян А.З., Азизбекян М.С. Особенности геологии и металлогении Туманянского и Болнисского рудных районов и их сравнительная характеристика. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1984, т.37, N5, с.3-9.
- Амирян Ш.О., Алтунян А.З., Азизбекян М.С. Рудные формации Туманянского и Чкнахского рудных районов и их перспективы. Записки Армянского отд. ВМО, 1986.
- Амирян Ш.О., Алтунян А.З., Азизбекян М.С. Закономерности размещения оруденения в Туманянском

и прилегающих рудных районах и их перспективы. Труды Армянпроцветмет, 1989, с.63-75.

Барканов И.В. Очерк геологии и рудных месторождений северной части Степанаванского района ССР Армении и соседних частей Алавердского и Башкичетского районов. Проблемы Советской геологии, 1936, N1, с.1013-1014.

Геология Армянской ССР. т.VI. Металлические полезные ископаемые. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1967, 539с.  
Шамшян Ф.Г. Аюян П.Г., Вартанян С.У., Товмасян В.В., Арутюнян Т.М., Асланян В.С. Информационная база данных по золоторудным месторождениям Республики Армения. Ереван: Армянпроцветмет, 1999, 95с.

Рецензент П.Г.Аюян

## ՄՂԱՐԹԻ ՈՍԿԻ-ՊՂԻՆՉ-ԲԱԶՄԱՍԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԵՎ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ԵՐԿՐԱՔԱՆԱ-ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԱՅԻՆ ՄԻՆԵՐԱԼԱ-ԵՐԿՐԱՔԻՄ-ԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ

Շ.Հ.Ամիրյան, Մ.Ս. Ազիզբեկյան, Ա.Չ. Ալտունյան

### Ամփոփում

Վերջին տասնամյակներում պղնձի, բազմամետաղ և այլ տիպի հանքանյութերի ոսկեբերության առիթով մեծ ուշադրություն է դարձվում նախկինում ուսումնասիրված հանքավայրերի վերագնահատմանը և ոսկեբերության տեսակետից նրանց հեռանկարների պարզաբանմանը: Մղարթի հանքավայրը որպես պղնձի հանքավայր ուսումնասիրվել է դեռևս XIX դարի երկրորդ կեսերից, սակայն այդ ուսումնասիրությունները դրական արդյունքի չհանգեցրին: Վերջին տարիներին պարզվեց, որ այդ տիպի հանքավայրերը նշանակալից քանակությամբ ոսկի, արծաթ և այլ մետաղներ են պարունակվում, ուստի անհրաժեշտություն առաջացավ վերահետազոտել դրանք և պարզել նրանց հեռանկարայնությունը ոսկեբերության տեսակետից:

Մղարթի հանքավայրն, ինչպես նաև Չքնաղ-Բազումի և Թումանյանի հանքային շրջանների այլ հանքավայրեր գտնվում են հետ միջին և վերին էոցենյան հասակի ապարներում: Նրանք հարում են անտիկլինալ ծալքերի խզումնային խախտումներով բեկորացված և հիդրոթերմալ լուծույթներով փոփոխված, հիմնականում հյուսիս-արևմտյան և նրանց կից ճեղքերի հանքայնացման գոտիներին:

Մղարթի հանքավայրում ուսումնասիրված են 14 այդպիսի գոտիներ, որոնցից ոսկեբերության տեսակետից կարևոր են հյուսիս-արևմտյան և հարավ-արևելյան տեղամասերը: Հիմնական հանքահսկիչ խախտումը ձգվում է հյուսիս-արևմուտք 5-6կմ 13-15մ հզորությամբ: Այդ խախտումը հսկում է բեկորացված և հիդրոթերմալ փոփոխված հանքային գոտիներին, որոնք ձգվում են մինչև 550մ 0,3-2,2 հզորությամբ: Այս հանքածին գոտիներում են գտնվում պիրիտի, խալկոպիրիտի, սֆալերիտի, գալենիտի և այլ միներալների երակներ, բներ, լինզանման, շտոքանման մարմիններ, որոնք առանձին դեպքերում բնորոշ են բարձր ոսկեբերությամբ (5-10գ/տ, երբեմն ել-44,0-62,2գ/տ): Հանքանյութերում առանձնացվում են պիրիտի, պիրիտ-խալկոպիրիտի, գալենիտ-սֆալերիտ-խալկոպիրիտի միներալային համակեցություններ, որոնք բնորոշ են ոչ միայն միներալային կազմով, այլ նաև իրենց ստրուկտուր-տեքստուրային և երկրաբանական առանձնահատկություններով: Ոսկին հիմնականում ներկայացված է միկրոսկոպիկ և սուբմիկրոսկոպիկ տարբեր հատիկներով:

Հանքանյութերի, ոսկու, արծաթի, նշանակալի պաշարները հանքավայրը դարձնում են հեռանկարային: Կատարվող աշխատանքները (հանքավայրը շահագործվում է մասնավոր ընկերության կողմից) կարող են ել ավելի մեծացնել նրա հեռանկարները:

## A GEOLOGO-STRUCTURAL AND MINERALO-GEOCHEMICAL CHARACTERISTIC OF THE ORES OF THE MGHART GOLD-COOPER-POLYMETALLIC DEPOSIT

Sh.H.Amirian, M.S.Azizbekian, A.S.Altunian

### Abstract

The article covers issues of geologo-structural and mineralo-geochemical characteristic of the Mghart gold-cooper-polymetallic deposit and perspectives of mineralization. In connection with a new assessment of gold-bearing capacity of copper and polymetallic deposit ores, the work on geologo-structural and mineralo-geochemical assessment of the Mghart deposit is important. The article gives new data on mineralogy, mineral paragenesis and geochemistry of ores, which will underlay determination of genesis and mineralization perspectives.

## ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ДИНАМИКИ ТЕКТОНОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

© 2009г. С.Р. Оганесян

Северная служба сейсмической защиты ГНКО РА  
3115, Гюмри, ул. В Саргсяна, 5а, Республика Армения

E-mail: [housam@mail.ru](mailto:housam@mail.ru)

Поступила в редакцию 07.08.2008г.

Обобщив результаты исследований тектономагнитного эффекта, обусловленного пьезомагнитными свойствами горных пород, получены аналитические связи между параметрами образующихся очагов землетрясений и тектономагнитного поля (ТМП). Истинность этих связей проверена на основе статистики материалов наблюдений, полученных с геомагнитных станций «Бавра» и «Гюлагарак».

Как пример приведен расчет параметров очага землетрясения во время его формирования с  $M=4.4$  за 14.01.1999г.

Предполагается, что сейсмическую опасность предстоящих землетрясений можно оценить только на основе изучения динамики предвестниковых параметров различных геофизических полей, изменение которых зависит от напряженно-деформационного состояния участка земной коры зоны коллизии. Мало того, предвестниковые параметры должны находиться в определенной корреляционной связи с параметрами образующихся очагов землетрясений. Это может послужить основой для выявления аналитических связей между предвестниковыми и очаговыми параметрами.

Полученный за последние годы материал наблюдений геомагнитных вариаций, имеющих тектономагнитную природу, дал возможность впервые на основе теоретических и экспериментальных предпосылок, после установления корреляционной связи между параметрами тектономагнитного поля и параметрами образующихся очагов землетрясений, получить аналитические зависимости первого от второго.

На основании изучения взаимной корреляции параметров тектономагнитного поля и образующихся очагов землетрясений выведены аналитические выражения, позволяющие заранее определить величину магнитуды, расстояние между очагом и пунктом наблюдения, а также время предстоящих землетрясений. Дееспособность полученных выражений проверена расчетами накопленного материала геомагнитной и сейсмической сети Национальной Службы Сейсмической Защиты (НССЗ). Для расчета взяты последние пятнадцать лет. Были получены обнадеживающие результаты как ретроспективных, так и настоящих предоценок значений параметров очагов землетрясений, которые показывают, что применение предлагаемого нами метода расчета параметров образующихся очагов землетрясений вполне может служить фундаментом для создания новой концепции в решении проблемы оценки сейсмической опасности.

Целью настоящей работы является показать процедуры использования аналитических связей для расчета магнитуды, расстояния между обра-

зующимся очагом и пунктом наблюдения, а также предопределить даты конкретного сейсмического события.

### 1. Вывод основных зависимостей между параметрами тектономагнитного поля и параметрами очага

Известно, что земная кора сейсмоактивных зон имеет собственное переменное магнитное поле, которое образуется за счет изменений магнитных параметров горных пород, залегающих в земной коре при их выдавливании тектоническими напряжениями. В научной литературе явление образования этого поля известно как тектономагнитный эффект горных пород (Рикитаке, 1979; Сковородкин, 1985; Паркинсон, 1986). Образованное таким образом магнитное поле земной коры нами названо тектономагнитным (ТМП) (Оганесян, 2007), которое является суммой локального (поле очага) и регионального (поле земной коры сейсмоактивного региона) полей:

$$TE = TE_L + TE_R \quad (1)$$

Так как образование векторов  $TE_L$  и  $TE_R$  обусловлено ростом или уменьшением индукционной составляющей остаточной намагниченности горных пород (Оганесян, 2007), которая вместе с вектором полной индукции геомагнитного поля составляет угол  $\alpha=180^\circ$ , поэтому сумму (1) всегда можно представить как сумму их модулей:

$$TE = TE_L + TE_R \quad (2)$$

Можно предположить, что интенсивность ТМП должна служить мерой накопления тектонических напряжений или магнитуды, оценка которых возможна после выявления однозначных аналитических связей между параметрами ТМП и параметрами образующихся очагов. С целью выявления аналитических связей изучен

ряд данных наблюдений геомагнитного поля совместно с сейсмическими данными за период 1993-2007 гг.:

$$(TE; TE_L; TE_R; P) = f(M; \varphi; \lambda; h; t_0), \quad (3)$$

где  $(TE; TE_L; TE_R)$  – модули полных векторов суммарного, локального и регионального тектономагнитных полей соответственно;  $P$ -период геомагнитного предвестника;  $M$ -магнитуда;  $\varphi$  и  $\lambda$  - географическая широта и долгота очага;  $t_0$  - момент землетрясения;  $h$  - глубина очага землетрясения.

Числовые ряды данных наблюдений для модуля полного вектора индукции геомагнитного поля, обработанные согласно методике, представленной в работах (Bonder, Oganesyap, 2007; Oganesyap et al, 2007), прошли успешную проверку в Национальной Службе Сейсмической Защиты.

Отдельно изучена зависимость  $TE=f(M)$ . Основой для выявления аналитического выражения этой связи послужили результаты лабораторных исследований магнитных свойств горных пород в условиях высоких давлений, достигающих  $1000 \text{ кг/см}^2$  (Сковородкин, 1985; Ахвердян, 1985; Оганесян, 1990), которые показали линейную зависимость магнитных параметров магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности от давления. На основе этого предполагалась линейная зависимость интенсивности ТМП от величины тектонических напряжений, а также, разумеется, и от величины магнитуды образующихся очагов землетрясений. Для проверки этого предположения проведен анализ экспериментального материала – геомагнитных и сейсмических данных. Была получена линейная зависимость между величиной тектономагнитного эффекта и величиной магнитуд землетрясений (Novhannisyap, 2007). Она выражается как

$$TE = cM, \quad (4)$$

где  $TE$ -величина интегрального тектономагнитного эффекта (величина амплитуды ТМП);  $M$ -значение магнитуды соответствующего землетрясения;  $c=5.3 \text{ нТл}$ -тектономагнитная постоянная земной коры территории Армении.

На основе многослетнего экспериментального материала показано, что

$$\frac{TE_L}{TE} R = h = \text{Const} \quad (5)$$

После сейсмического события всегда можно получить величины  $TE_L$ ,  $TE$  и  $R$ , поэтому нетрудно вычислить величину коэффициента  $h$ . Расчеты показывают, что величина  $h=6.3$  (Оганесян, 2007). В данном ряду (1993-2007) искажение вычисленных значений  $h$  от истинных не превышает величину 0.05, что составляет 1.3%.

Из (4) и (5) получим:

$$TE_L = ch \frac{M}{R} \quad (6)$$

Из (2) и (6) получим аналитическое выражение для региональной составляющей ТМП:

$$TE_R = cM(1 - h/R) \quad (7)$$

Полученные аналитические связи параметров очага и его тектономагнитного предвестника или просто тектономагнитного поля используются для расчетов параметров образующихся очагов предстоящих землетрясений. Выражение (6) позволяет рассчитать расстояние между образующимся очагом и пунктом наблюдений, но часто, когда одновременно образуются очаги на близких расстояниях (до 10 км), расчет по формуле (6) получается неверным. Это является результатом суммирования локальных полей одновременно образующихся очагов на близких расстояниях. Вследствие этого значения расстояний разных образующихся очагов получаются одинаковой величины, что представляет собой определенный результат суммарного воздействия локальных полей на эти же очаги ТМП пункта наблюдений. Во избежание этого, исследовалась альтернативная возможность расчета расстояния образующихся очагов. Суть этого расчета заключается в следующем.

Многолетний опыт показывает, что длительность времени периода тектономагнитного предвестника обратнопропорциональна расстоянию между образующимся очагом и пунктом наблюдений, о чем отмечено в работе Г.Петросяна (2004). Предполагается, что период прямопропорционален магнитуде очага. Такое гипотетическое предположение можно представить следующим образом:

$$P = k \frac{M}{R}, \quad (8)$$

где  $k$ -коэффициент пропорциональности. Экспериментальное исследование (8) возможной связи показало, что коэффициент  $k$  имеет определенное значение, зависящее от величины  $M$ . Результаты представлены в табл 1.

Таблица 1

Коэффициенты периодов образующихся очагов

M	k	M	k	M	k	M	k	M	k	M	k
-	-	3	650	4	1700	5	6150	6	11400	7	16800
-	-	3.1	680	4.1	1950	5.1	6600	6.1	11800	7.1	17300
-	-	3.2	710	4.2	2300	5.2	7200	6.2	12500	7.2	17800
-	-	3.3	740	4.3	2750	5.3	7750	6.3	13000	-	-
-	-	3.4	770	4.4	3050	5.4	8300	6.4	13600	-	-
2.5	420	3.5	800	4.5	3550	5.5	8750	6.5	14200	-	-
2.6	480	3.6	834	4.6	4000	5.6	9230	6.6	14600	-	-
2.7	540	3.7	1100	4.7	4550	5.7	9800	6.7	15100	-	-
2.8	590	3.8	1250	4.8	5000	5.8	10400	6.8	15700	-	-
2.9	620	3.9	1500	4.9	5600	5.9	10800	6.9	16200	-	-

Из (6) и (8) получим

$$TE_L = a \frac{P}{k}, \quad (9)$$

где  $a=ch$ .

Из (9) можно уже однозначно определить величину  $TE_L$ , а затем из (6) – расстояние  $R$ , так как периоды одновременно образующихся очагов с разными магнитудами на близких расстояниях визуально легко отделяются друг от друга, как например очаги с  $M=3.4$  и  $M=3.6$  (рис. 3а).

В выражении (6)  $c$  и  $h$  являются независимыми постоянными, поэтому можно сказать, что  $a=ch$  является постоянной и численно равна  $33.4нТлкм$ . Так как единицей измерения  $h$ , как видно из (5), является км, то можно утверждать, что  $h$  есть величина постоянная, имеющая пространственный характер. Чтобы понять его пространственную суть построим графики выражений

(4), (6) и (7) для значений магнитуд  $M=4; 5; 7$ .

Из графиков (рис. 1) видно, что точки пересечения  $a$ ,  $b$  и  $c$  кривых  $TE$ ,  $TE_L$  и  $TE_R$  с осью  $R$  имеют особую значимость. В точке  $a$   $TE = TE_L$ , в точке  $b$   $TE_R = 0$ , и тогда из (7) вытекает, что  $h/R=1$  или  $R^R = 6.3км$ . Это означает, что, если расстояние между образующимся очагом и пунктом наблюдений равно  $6.3км$ , то в пункте наблюдений мы сможем зарегистрировать только локальный эффект ТМП. Если  $R > h$ , то зарегистрированное значение ТМП является суммой локального ( $TE_L$ ) и регионального ( $TE_R$ ) полей. Если  $R < h$ , то мы регистрируем разницу  $TE_L - TE_R$ . Если в точке  $c$   $TE_L = TE_R$ , то из (6) и (9)  $R=2h$ , то есть  $R=12.6км$ .

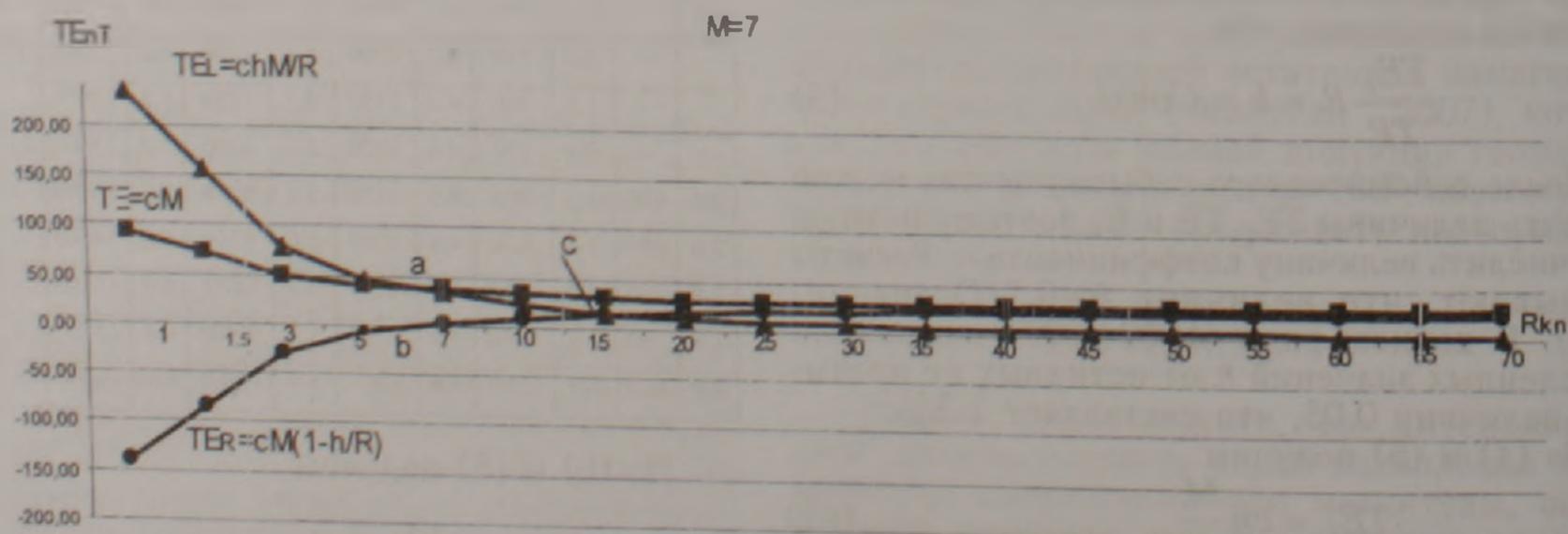
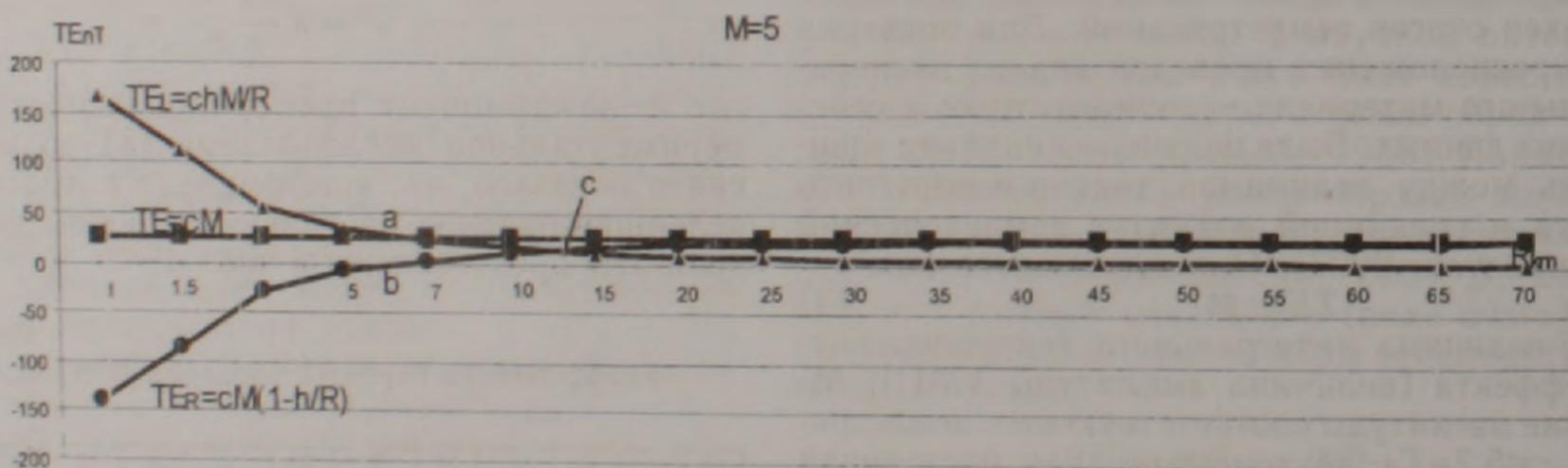
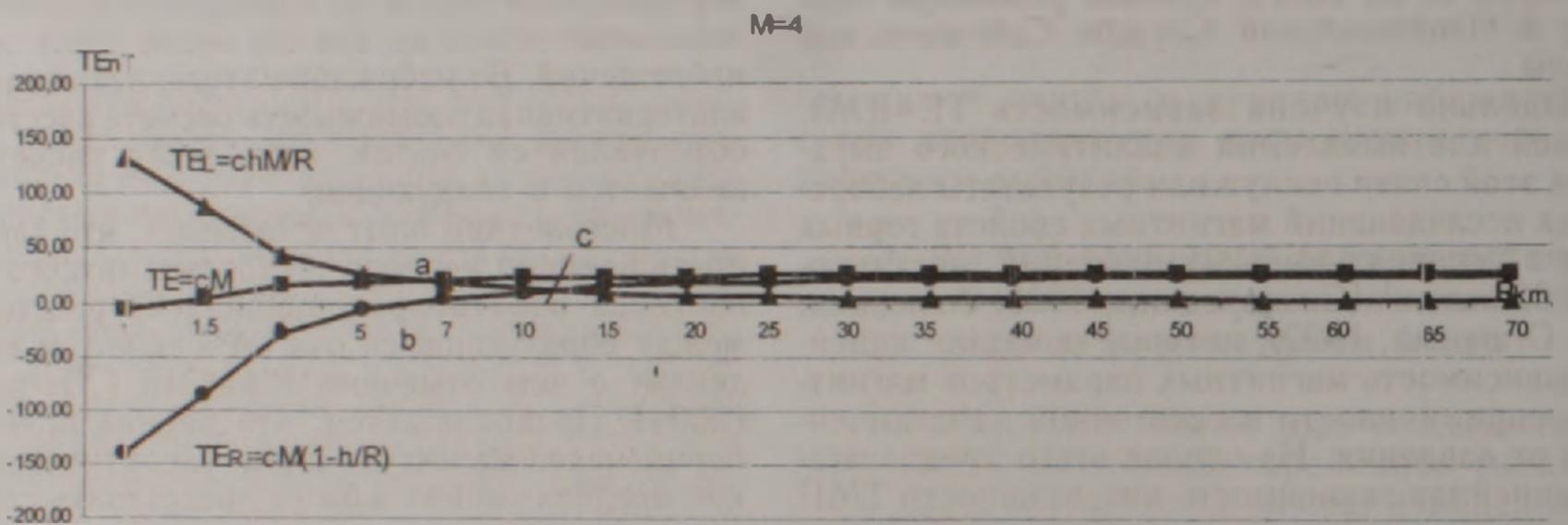


Рис. 1 Зависимости  $TE_L$ ,  $TE_R$  и  $TE$  полей от расстояния ( $R$ ) очага..

Как видно, суммарный эффект полей  $TE_L$  и  $TE_R$  является постоянным для магнитуды  $M=5$  и для данной зоны коллизии (рис.1, кривая TE). Для магнитуды  $M=4$  с ростом  $R$  он растет, а для магнитуды  $M=7$  — уменьшается.

Для определения момента сейсмического события используем обнаруженные характерные свойства корреляционной связи между процессом образования ТМП и сейсмическим процессом (Оганесян, 2007<sub>1</sub>), которые выражаются в следующем.

1. Все землетрясения происходят после завершения горбообразного изменения ТМП.

2. Величины амплитуд TE поля каждого образующегося очага в начале процесса формирования растут, достигая характерного максимального значения для данной магнитуды.

3. После достижения максимального значения в поле TE в определенное время наблюдается

стабильное состояние, которое мы назвали интервалом тектономагнитной паузы.

4. В конце интервала тектономагнитной паузы начинается характерный спад значений TE поля со скоростью модульного значения, равного начальной скорости роста.

5. До толчка наблюдается характерное сужение значений амплитуд  $TE_L$  поля.

6. Процесс образования предвестниковых изменений симметричный, то есть начальные параметры ТМП при загрузке среды очага повторяются на завершающем этапе разгрузки с обратным знаком.

Все сказанное выше схематически представлено на рис.2.

$\Delta t_L^1 = \Delta t_L^2$ ;  $\Delta t_R^1 = \Delta t_R^2$  и  $\Delta t_{TE}^1 = \Delta t_{TE}^2$  представляют временные интервалы роста и спада  $TE_L$ ,  $TE_R$  и TE полей, соответственно;  $t_p$  — временной интервал тектономагнитной паузы, где  $TE = \text{Const}$ .

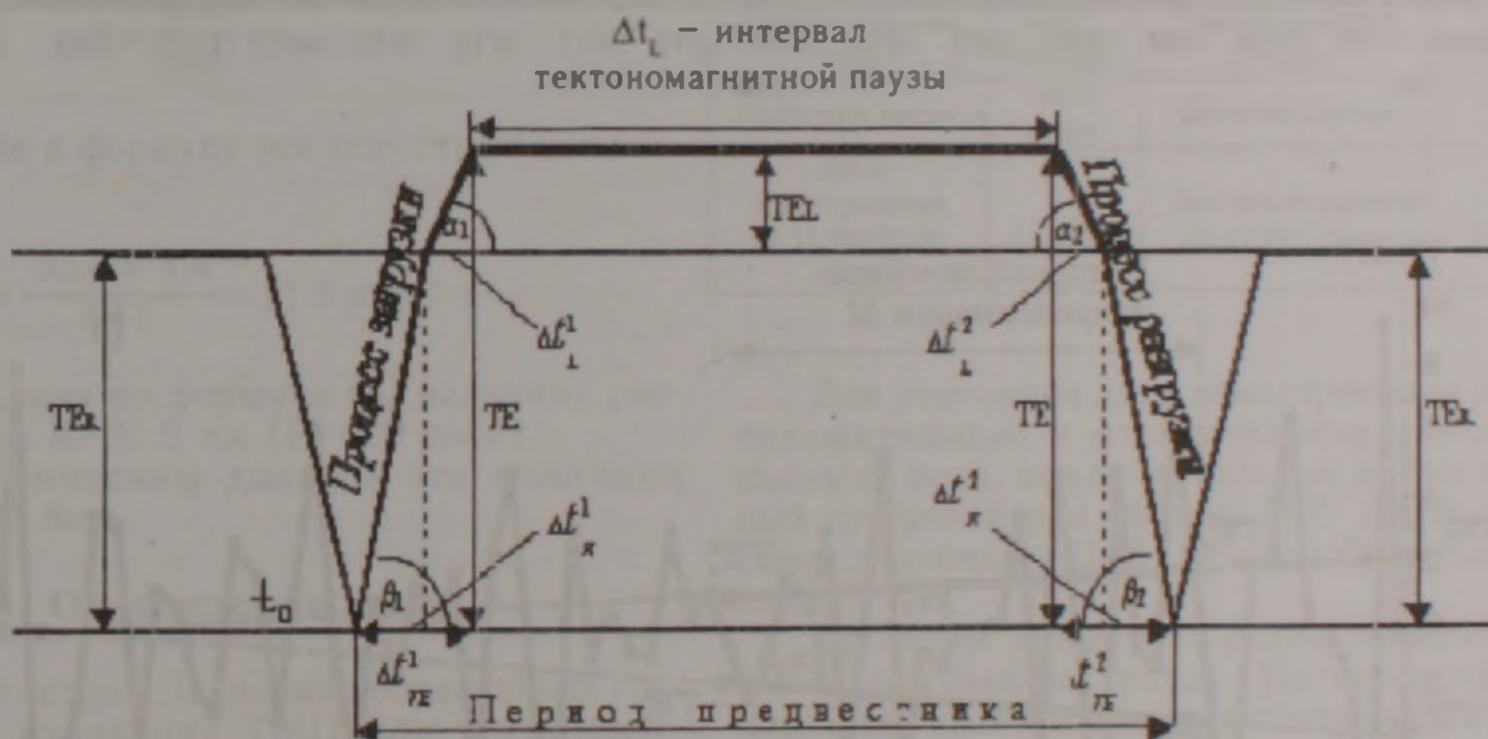


Рис 2 Схематическое изображение процесса образования тектономагнитного поля очага землетрясения

Исходя из этих соображений, можно рассчитать период  $P$

$$P = 2\Delta t_1 + \Delta t_p$$

Отсюда можно получить дату землетрясения:

$$t_1 = t_0 + P \text{ или } t_1(\text{дата}) = t_0(\text{дата}) + (P = 2\Delta t_1 + \Delta t_p) \text{ сутки.}$$

В наших работах (2007<sub>1,2</sub>) показано, что вариация тектономагнитного поля (ТМП) протекает чередующимися горбообразными изменениями, имеющими определенные периоды и амплитуды разных величин. Результаты исследования процесса образования многих горбообразных вариаций ТМП показали, что в отдельности они представляют собой отклик изображений тектонических процессов конкретных очаговых зон, которым соответствуют конкретные сейсмоактивные периоды землетрясений. Заранее формирующаяся горбообразная вариация ТМП является интегральным результа-

том линейных процессов образующихся многочисленных очагов землетрясений, входящих в состав данной очаговой зоны. Исходя из этих представлений и из представлений физики образования тектономагнитного эффекта и используя полученные аналитические выражения (4), (6), (9), возьмем как пример для расчета величин параметров очага землетрясения с  $M=4.4$  за 14.01.1999г.

Предсейсмический предвестник отмеченного землетрясения и его очаговой зоны представляется в виде горбообразного изменения ТМП, началом образования которого считается 20-е ноября 1997г. (рис.3а). В общее изменение ТМП за период 20.11.97г.-14.01.99г. суммарно входят локальные и региональные составляющие  $TE_L$  и  $TE_R$ , создаваемые при образовании очага с  $M=4.4$  за 14.01.1999г.

На основании результатов работ (Рихитаке, 1979; Оганесян, 2007<sub>1</sub>) мы должны предположить, что с 20.11.97г. тектономагнитное поле

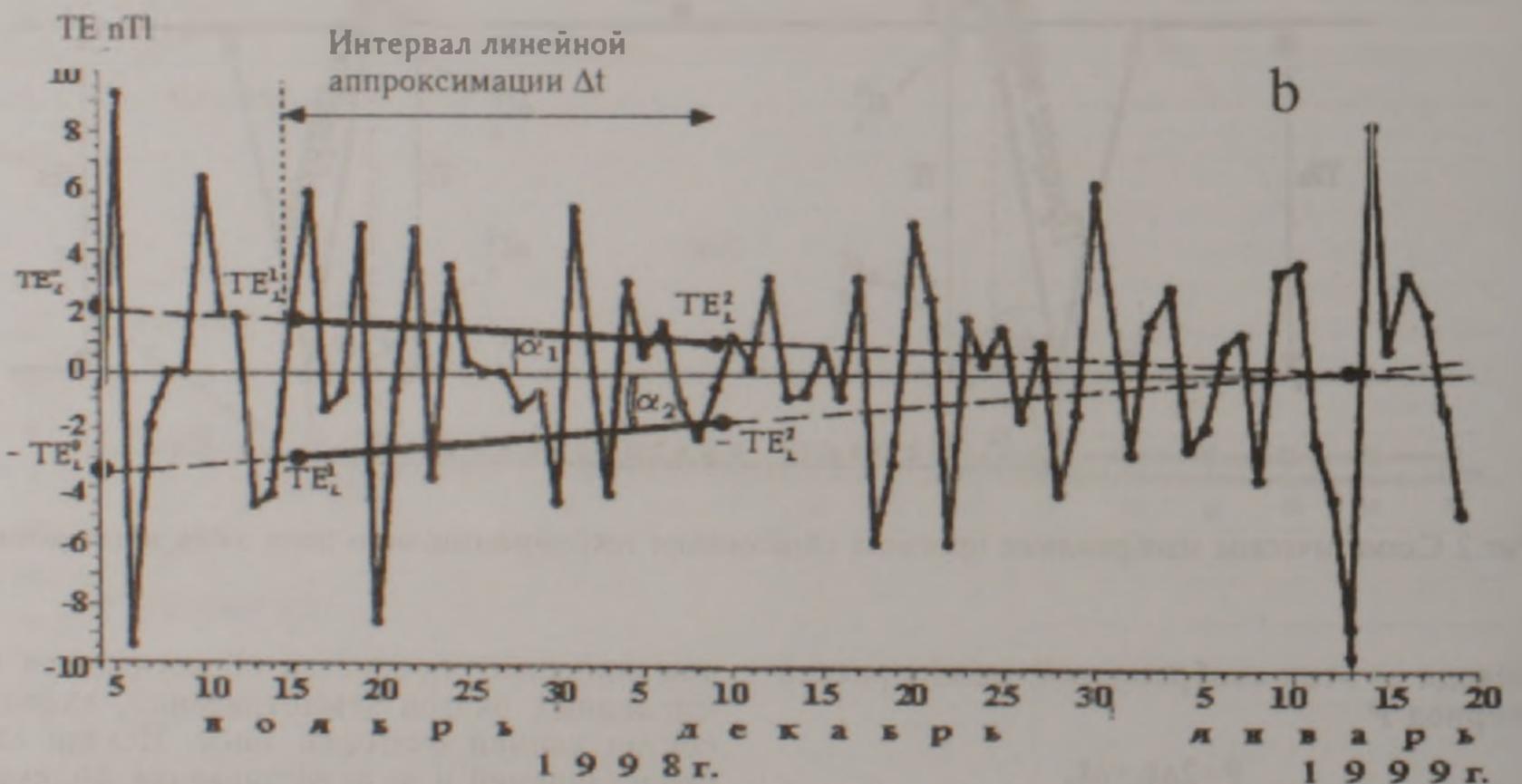
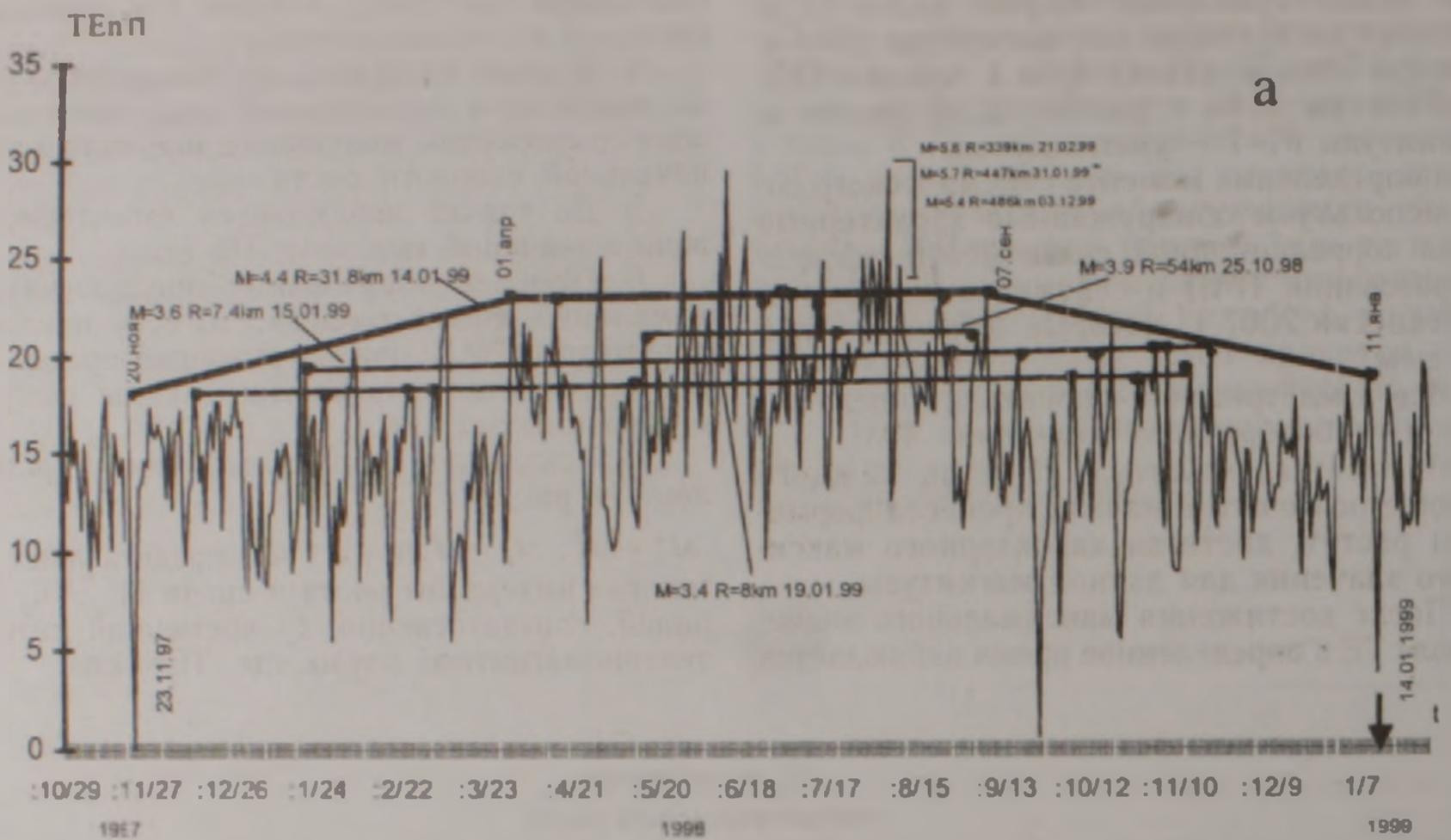


Рис. 3 Тектономагнитная вариация очаговой зоны землетрясения с  $M=4.4$  за 14.01.1999г. (а) и его динамика за период 05.11.1998 – 20.01.1999 г. (б).

очага с  $M=4.4$  начинает расти линейно. И поэтому величина его амплитуды рассчитывается по отношению к минимуму ТМП с 23.11.97 (рис. 3а), так как рост ТМП начинается именно с этого дня. Как видно, ТМП растет линейно в промежутке с 20.11.97г по 01.04.98г. и является собственным локальным ТМП очага с  $M=4.4$ . Величина амплитуды  $TE_L=4.67нТл$ . Рост ТМП с 23.11.97г. до 28.11.97г. представляет собой региональную составляющую того же очага. Она разна  $TE_R=18.7нТл$ . Значит, модуль полного вектора индукции ТМП очага равен

$TE=23.77нТл$ . Это значение легко можно найти на графике рис.3а. Как видно, пункты со значениями, близкими к  $23.32нТл$ , располагаются по горизонтальной прямой в интервале времени (01.04-07.09)98г.. Относительно нуля берется разница между их средним значением и значением ТМП 23.11.97г., которая представляет собой значение ТМП очага землетрясения 14.01.99г. с  $M=4.4$ . Следовательно, согласно (4)  $c=5.3нТл$  – тектономагнитная постоянная земной коры территории Армении. Как видно из рис. 3а, значение  $TE_L \approx Const$  в промежутке 01.04.98г. –

$$M = \frac{TE}{c} = \frac{23.37}{5.3} = 4.41$$

07.09.98г., поэтому обычно берется среднее значение  $TE_L$ , отмеченное жирными кружочками, находящимися в интервале тектономагнитной паузы. Линейный спад значений  $TE_L$  начинается 07.09.98г. и заканчивается 11.01.99г., после чего следует резкий спад  $TE_R$  до величины 15.16нТл, и в момент минимума происходит землетрясение с  $M=4.4$ , после чего поле  $TE_R$  восстанавливается.

## 2. Определение расстояния между очагом и пунктом наблюдений

Для определения расстояния образующегося очага используем аналитическое выражение (6), откуда  $R$  определяется следующим образом:

$$R = \frac{aM}{TE_L}$$

Подставив в формулу все известные величины, получим

$$R = \frac{33.4 \times 4.4}{4.67} = 31.5 \text{ км.}$$

Рассчитанная по формуле (8) величина расстояния равна  $R=31.9$  км ( $P=420$  дней).

По сейсмическим данным эта величина составляет 31.8км.

## 3. Определение даты

Как видно из рис 3а, период образования горбообразного изменения ТМП или тектономагнитного предвестника составляет 420 дней. Время загрузки очага с  $M=4.4$  составляет (20.11.97-01.04.98)  $\rightarrow$  132 суток, а время спада ТМП до даты землетрясения составляет (07.09.98-14.01.99)  $\rightarrow$  129 суток. Это означает, что в конце тектономагнитной паузы мы сможем определить дату землетрясения с точностью  $\pm 3$  суток. Для уточнения этой оценки будем исходить из того положения, что среднесуточные значения локального поля с приближением даты землетрясения закономерно уменьшаются. Спад значений  $TE_L$  в данном случае наблюдается в интервале распада значений ТМП 07.09.98г.-11.01.99г. (рис.3б). Уменьшаются как положительные амплитуды  $TE_L$ , так и отрицательные  $-TE_L$ . Их изменение представляет собой динамику локального поля на завершающем этапе образования очага. Объяснение физики этого явления интерпретируют результаты экспери-

ментов, проведенных в лабораторных и натуральных условиях (Оганесян, 1990).

Таблица 2

Процедура определения даты землетрясения

Интервал аппроксимации файла DIP	(05.11-21.12) 98г	Интервал аппроксимации файла DIM	(05.11-19.12) 98г
Интервал линейной аппроксимации $\Delta t$	23 суток	Интервал линейной аппроксимации $\Delta t$	23 суток
Значение $TE_L^1$	1.794нТл	Значение $-TE_L^1$	-2.875нТл
Значение $TE_L^2$	1.054нТл	Значение $-TE_L^2$	-1.748нТл
Разница $\Delta TE_L = TE_L^1 - TE_L^2$	0.74нТл	Разница $-\Delta TE_L = -TE_L^1 - (-TE_L^2)$	-1.127нТл
Значение $TE_L^0$	2.2нТл	Значение $-TE_L^0$	-3.5нТл
Тангенс падения ( $tg\alpha$ )	0.031 нТл/сут	Тангенс падения ( $-tg\alpha$ )	0.049 нТл/сут
Расчетное время	70.96 суток	Расчетное время	71сутки
Дата землетрясения 05.11.98+70.96 суток	14.01.99г.	Дата землетрясения 05.11.98+71сутки	14.01.99г.

Для уточнения даты землетрясения разделим положительные и отрицательные значения локального поля, поместив каждый из них в отдельный цифровой ряд (файлы DIP- динамика плюсовых значений и DIM- динамика минусовых значений).

Проведем линейную аппроксимацию значений в полученных рядах. Интервал аппроксимации выбирается между последним максимумом значений  $TE_L$  очаговой зоны и последним значением самого очага с  $M=4.4$  ( $TE_L^{(4.4)}=4.67$ нТл). На основе результатов проведенных расчетов составим табл. 2.

Таким образом, можно определить параметры очагов других землетрясений, предвестниковые изменения которых образовались в составе горбообразного изменения ТМП за период интервала 20.11.97г.-14.01.99г.. К вышеупомянутым землетрясениям относятся землетрясения с  $M=3.9$  (25.10.98г.);  $M=3.6$  (15.01.99г.);  $M=3.4$  (19.01.99г.) и т.д. (рис.3а). Трудно определить параметры очагов с  $M=5.4$ ;  $M=5.7$  и  $M=5.8$ , так как величина их локального поля составляет всего (0.017-0.011нТл).

По представленной методике определены параметры многочисленных очагов землетрясений как до, так и после сейсмического события. Некоторые результаты представлены в табл. 3.

Таблица 3  
 Рассчитанные и действительные параметры очагов землетрясений

Рассчитанные параметры			Действительные параметры		
M	R км	Дата	M	R км	Дата
3.58	20.4	29.05.97	3.6	17.7	31.05.97
4.43	35.7	09.02.97	4.4	31.5	09.02.97
4.41	31.5	14.01.99	4.4	31.8	14.01.99
3.61	36.4	10.04.00	3.6	34.7	10.04.00
3.53	23.5	30.12.06	3.7	30.1	29.12.06
3.58	22.3	26.03.97	3.6	22.8	26.03.97
3.07	30.8	07.01.98	3.1	26.6	09.01.98
3.16	23.7	05.12.98	3.2	26.7	05.12.98
2.49	17.7	27.04.98	2.5	16.2	24.05.98
3.08	16.3	23.08.99	3.1	18	24.08.99
3.2	22.9	19.08.97	3.2	23.7	19.08.97
3.3	25.4	24.07.99	3	25.9	24.07.99
3.9	18.8	30.11.00	3.6	17.5	30.11.00
3.6	25.05	20.03.98	3.6	23.5	19.03.98
4.14	96.5	27.05.97	4.2	96.1	27.05.97
2.8	137.05	01.01.98	2.8	131	01.01.98

### Заключение

Полученные нами аналитические зависимости параметров тектономагнитного поля позволяют заранее вычислить величины параметров образующихся очагов землетрясений. Проверка полученных зависимостей проведена для очаговой зоны Ашоцк-Спитак, которая показала, что предварительно можно оценить магнитуду и дальность образующихся очагов, если на требуемом уровне обеспечивается необходимый материал геомагнитных наблюдений. Сложным пока остается определение момента сейсмического толчка, так как он требует кондиционного материала наблюдений, обеспечение которого представляет собой техническую проблему. Решение этой проблемы обеспечит определение предвестниковых параметров с высокой точностью, что позволит дать надежную оценку сейс-

мической опасности для территории Республики Армения.

### ЛИТЕРАТУРА

Ахвердян Л.А., Нагапетян В.В. Тектономагнитные исследования на территории Армении: Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1985, 219 с.

Оганесян С.Р. Оценка величины магнитуды образующихся очагов землетрясений на основе изучения тектономагнитного поля. В сб.: Исследование современных научных проблем в ВУЗ-ах. Естественные и технические науки. Гюмри, 2007, т.9, часть 2, с. 3-12.

Оганесян С.Р. Оценка величины расстояния между пунктом наблюдения и очагом ожидаемого землетрясения. В сб.: Исследование современных научных проблем в ВУЗ-ах. Естественные и технические науки. Гюмри, 2007, т. 9, часть 2, с. 13-21.

Оганесян С.Р. Локальные аномалии геомагнитного поля как возможные предвестники землетрясений. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1990. 210 с.

Паркинсон У. Введение в геомагнетизм. М.: Мир. 1986, 527 с.

Петросян Г. Тестирование и прогноз землетрясений. Ереван: 2004, 712 с.

Рижитаке Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир. 1979, 388 с.

Сковородкин Ю.П. Изучение тектонических процессов методами магнитометрии. М.: 1985, 196с.

Bonder Tatiana, Oganesyanyan Samvel Regularities of distribution of regional and local components of the tectonomagnetic field. Perugia-Italy. XXIX IUGG General Assembly. July 2007, 213 p.

Hovhannisyanyan S.R. Evaluation of magnitude parameters of the source of expected earthquake on studies of dynamics of tectonomagnetic field. Tehran. 5th International Conference on seismology and earthquake engineering. 13-16 may 2007, 157 p.

Hovhannesyanyan S.R., Petrosyanyan K.K., Nahapetyanyan H.H. Method for selection of geomagnetic precursors of tectonomagnetic earthquakes. Tehran. 5th International Conference on seismology and earthquake engineering. 13-16 may 2007, 160 p.

Oganesyanyan Samvel, Bonder Tatiana, Odintsov Sergey. A tectonomagnetic method for determining the level of earthquake risk. Perugia-Italy. XXIX IUGG General Assembly. July 2007, 213 p.

Рецензент А.Р. Аракелян

## ՍԵՅՍՄՏԻԿ ՎՏԱՆԳԻ ԳՆԱՀԱՏՈՒՄԸ ՏԵԿՏՈՆՈՄԱԳՆԻՏԱԿԱՆ ԴԱՇՏԻ ԴԻՆԱՄԻԿԱՅԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՄԱՆ ՀԻՄԱՆ ՎՐԱ

Ս. Ռ. Հովհաննիսյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Ընդհանրացնելով, ապարների պլեզոնագնիսական հատկություններով պայմանավորված, տեկտոնագնիսական երևույթի փորձարարական ու տեսական ուսումնասիրությունների արդյունքները ստացվել են անալիտիկ կապեր երկրաշարժերի կազմավորվող օջախների և տեկտոնագնիսական դաշտի պարամետրերի միջև: Դրանց իսկությունը ստուգվել է «Բավրա» և «Գյուլագարակ» մագնիսաչափական կայաններից ստացված վիճակագրական տվյալներով:

Դրպես անալիտիկ կապերի օգտագործման օրինակ բերված է 14.01.1999թ.  $M=4.4$ ,  $\varphi=41^\circ$ ,  $\lambda=43^\circ$  երկրաշարժի օջախի պարամետրերի հաշվարկը նրա կազմավորման ընթացքում:

# ESTIMATION OF SEISMIC HAZARD ON THE BASE OF STUDY OF DYNAMICS OF TECTONOMAGNETIC FIELD

S. R. Hovhannisyan

## Abstract

Generalizing the results of practical and theoretical researches of tectonomagnetic effect stipulated on piezomagnetic properties of rocks, the analytical connections between parameters of the forming sources of earthquakes and tectonomagnetic field are obtained. The truth of these connections is checked on the base of statistical materials of observations obtained from geomagnetic stations "Bavra" and "Giulakarak".

As an example - is indicated the account of parameters of the source during its formation with  $M = 4.4$  for 14.01.99.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ СЕТИ ХАРТМАНА (ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ АНОМАЛИЯ)

### Ч.2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ИХ СВЯЗЬ С ПАРАМЕТРАМИ ЭЛЕМЕНТОВ СЕТИ ХАРТМАНА. ИЗЛУЧЕНИЕ ВОДНОГО ПОТОКА

© 2009г. Ю.Г.Агбалян

Институт геологических наук НАН РА  
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
e-mail: hrshah@sci.am  
Поступила в редакцию 23.11.2008 г.

В статье рассматривается связь геологических структур с параметрами полос глобальной энергетической сети Хартмана. Показано, что разломы и карсты не принимают участия в генерации электромагнитного излучения, как это утверждается в специальной литературе. Рассматривается электромагнитное излучение водного потока, возникающее в результате преобразования механической энергии потока и его роль в создании аномальных зон излучения миллиметрового диапазона. Экспериментально обнаружена связь излучения полос, направленного сверху вниз, с излучением полос, направленным снизу вверх.

В ч.1 статьи (Агбалян, 2008<sub>1</sub>) опубликованы фотографии элементов полос сети Хартмана, полученные методом контактной фотографии по методике автора (2008<sub>2</sub>). Анализ полученных фотографий позволил выявить структуру полос и их размеры, а также дрейф полос в течение времени экспозиции. Полученные экспериментальные результаты дали возможность пересмотреть данные о параметрах и структуре элементов сети, а также предположить, что излучение полос, направленное сверху вниз, имеет космическое происхождение.

До сих пор в многочисленных исследованиях в России и за рубежом рассматривалось только земное излучение (за рубежом это излучение называется даузинговыми лучами, даузинг – указующая рука, прим.авт). Основная цель многочисленных даузинговых ассоциаций, имеющих в большинстве развитых стран, это поиск воды методом биолокации, который значительно дешевле традиционных методов гидрогеологических поисков. В России и, особенно, в Германии наряду с поисками источников воды метод биолокации применяется также для определения комфортных мест для жилья, а также для выявления статистики распространения некоторых заболеваний, в зависимости от местоположения жилья, рабочего места или места отдыха человека относительно полос и узлов различных сетей – Хартмана, Карри и др. Этой теме посвящено значительное количество исследований (Дубров, 1992; Bachler, 1984; Hartmann, 1976; Mettler, 1990). Не сомневаясь в полезности подобных исследований, необходимо отметить, что все эти исследования, включая определение структуры полос (Shweizet, 1986), проводились методом биолокации, отношение к которому со стороны научной общественности неоднозначно в силу субъективности метода. Однако другого метода исследований на сегодняшний день не существует, как и не существуют приборы для определения местоположения элементов сети Хартмана (по излучению).

Определение границ разлома, карста или водного потока еще не означает определения зоны действия высокочастотного излучения, так как в зависимости от особенностей геологической структуры, ширина полосы излучения может быть и не равна ширине структуры. Отсутствие приборов, а по этой причине и объективных измерений с известной погрешностью, привело к тому, что параметры элементов сети Хартмана, в силу субъективности метода, оказываются различными у разных исследователей, что исключает возможность сравнения результатов, полученных разными авторами.

Фотографии, полученные контактным методом (Агбалян, 2008<sub>2</sub>), позволили определить реальные размеры элементов сети Хартмана. К сожалению, контактный метод нельзя отнести к разряду экспресс-методов, поскольку для регистрации элементов сети Хартмана необходима экспозиция от 10 часов до 10-15 суток, в зависимости от погодных условий и интенсивности излучения, которая, как показывают исследования, периодически меняется.

Несмотря на этот недостаток, на сегодняшний день это единственный метод объективного подтверждения наличия или отсутствия полос и узлов сети, местоположение которых определяется методом биолокации. Методом контактной фотографии зафиксирован дрейф полос в течение времени, ранее выявленный методом биолокации, более того, по фотографиям впервые удалось установить, что полосы дрейфуют с остановками (скачками) и что когда одна полоса дрейфует, другая стоит на месте.

Самая распространенная ошибка в многочисленных исследованиях – это мотивация связи полос сети (геопатогенных зон) с геологической структурой местности. Геопатогенные зоны естественного происхождения – это полосы различных сетей (в данной статье речь идет только о глобальной энергетической сети Хартмана) – геофизической аномалии, представляющие собой высокочастотное излучение. Полосы сети могут

совпадать или не совпадать с разломами и карстами (геологической структурой). Эти особенности геологического строения земной коры могут усилить действие высокочастотного излучения полос или изменить их направление, сблизить их или расширить, но не более.

Согласно известным законам физики, для генерации электромагнитного излучения необходима энергия, внешняя или внутренняя, которой нет ни в карсте, ни в разломе. Разлом, с нашей точки зрения, является источником повышенного выхода радона, поскольку представляет собой щель, заполненную (глинка трения) или не заполненную породой, через которую чисто физически, особенно если нет заполнения, облегчен выход радона. Известно, что при распаде радона образуются  $\alpha$ -частицы, с энергией 5,5 МэВ, величина пробега которых в воздухе, при нормальных условиях, составляет примерно 4 см, а также гамма излучение с энергией 0,5 МэВ, весьма слабой интенсивности. Поэтому разлом можно рассматривать в качестве пути транспортировки и газообразного радона, и продуктов его распада (Кикоин, 1986). Кроме того, разлом может изменить направление полосы излучения параллельно своим стенкам, в случае достаточно большой разницы в величине диэлектрической проницаемости его заполнения и стенок. Подобное явление происходит и в домах с капитальными стенами, где полоса сети Хартмана до стены дома ориентируется строго по сторонам света, затем идет параллельно стенам, далее на выходе снова меняет свое направление и возвращается в первоначальное положение. Это происходит по той причине, что диэлектрическая проницаемость  $\epsilon$  материала стен-камень, кирпич или бетон во много раз больше диэлектрической проницаемости воздуха, и чем больше величина электрического смещения  $D$  (электрический аналог магнитной индукции)  $D = \epsilon E$ , где  $E$  - напряженность электрического поля (электрическая составляющая падающей волны),  $\epsilon$  - диэлектрическая проницаемость материала стен, тем ближе к стене будет располагаться электромагнитное излучение полосы сети Хартмана.

В случае карста его влияние будет заметным, если его сечение будет подобно одному из типов линз, например, если карст имеет свод. В этом случае можно ожидать преломления высокочастотного излучения, поскольку излучение переходит из среды с одной диэлектрической проницаемостью - грунт, в среду с другой диэлектрической проницаемостью - воздух, или наоборот, что и обеспечивает преломление излучения на границе двух сред (Агбалян, 2006). Разновидностью карста можно также считать бетонную трубу, по которой протекает вода. В этом случае нижняя часть трубы будет представлять собой диэлектрическую линзу, а верхняя - воздушную линзу, наподобие карста со сводом.

Энергия, которая может быть преобразована в электромагнитное излучение, есть только в водном потоке - подземном или наземном. Преобразование механической

энергии водного потока в электромагнитное излучение - сложная физическая задача, однозначного решения которой на сегодняшний день не существует. Есть рабочие гипотезы, по одной из которых причиной возникновения излучения движущегося потока является наличие турбулентности (Dobler, 1989). Согласно другой гипотезе, электромагнитное излучение возникает в результате движения дипольной молекулы воды в магнитном поле Земли (принцип динамо).

Впервые излучение водного потока в искусственных каналах и экспериментального водного излучателя было зафиксировано на цветную пленку в 30-ые годы прошлого века доктором П. Доблером (Германия), причем эксперимент проводился в присутствии М. Планка (Dobler, 1989). К сожалению, большая часть исследований П. Доблера в виде статей и монографий, в которых он описал ряд устройств для определения параметров этого излучения, утрачены во время Второй мировой войны. Однако, как пишет П. Доблер в одной из дошедших до нас статей, "длина волны излучения водного потока колеблется от далекой инфракрасной области до Герцевых волн (старое название миллиметровых волн - прим. авт.) и это излучение легко проходит через воду, камни, дерево и заставляет светиться некоторые кристаллы".

Таким образом, регистрация излучения водного потока на цветную пленку, описанная П. Доблером, происходит в результате преобразования излучения миллиметрового диапазона в видимый диапазон с помощью "кристаллов", то есть сцинтилляторов, хотя возможна и непосредственная фиксация высокочастотного излучения на фотопленку, механизм которой описан в работе автора (2008). Однако сам факт прохождения излучения через воду, замеченный П. Доблером, указывает на то, что это действительно излучение терагерцового диапазона, то есть с длиной волны порядка миллиметра, которое легко проходит через воду, в отличие от излучения дециметрового диапазона, которое через воду не проходит. Приняв априори, что излучение существует и может быть зафиксировано и методом биолокации, и на фотопленке, рассмотрим подземный водный поток, протекающий на некоторой глубине от поверхности земли (рис. 1). Нетрудно заметить, что поперечное сечение подземного потока, в некотором приближении, представляет собой плоско-выпук-

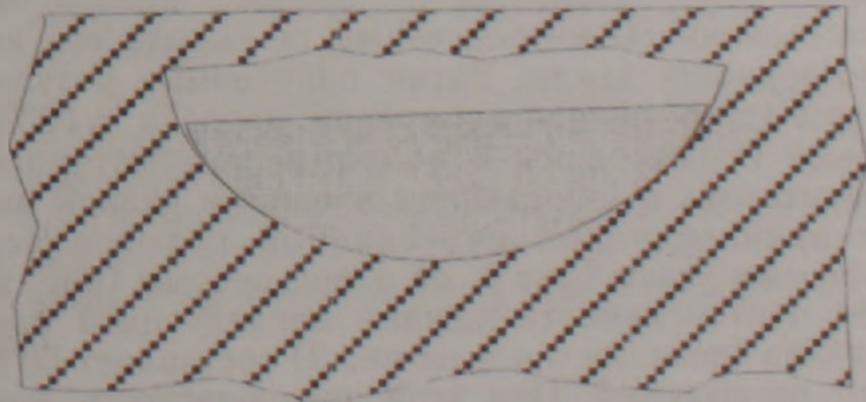


Рис. 1 Подземный водный поток

лую диэлектрическую линзу (вода — диэлектрик,  $\epsilon=30-80$ ). Это происходит по той причине, что размыв грунта русла происходит в соответствии с эпюрой (распределением) скоростей потока, так как в середине скорость потока максимальна, а у берегов минимальна. Если предположить, что водный поток является источником излучения, то в силу своих оптических свойств он одновременно является и преобразователем фронта

излучения, если эти потоки пересекаются. В зависимости от фокусного расстояния водяной линзы и расстояния от поверхности земли до подземного потока, излучение водного потока на поверхности земли может быть и в виде узкой линии, и в виде пятен, площадью в несколько десятков квадратных метров. В случае перекрещивающихся потоков наблюдается более сложная картина. На рис.2 показана схема распрост-

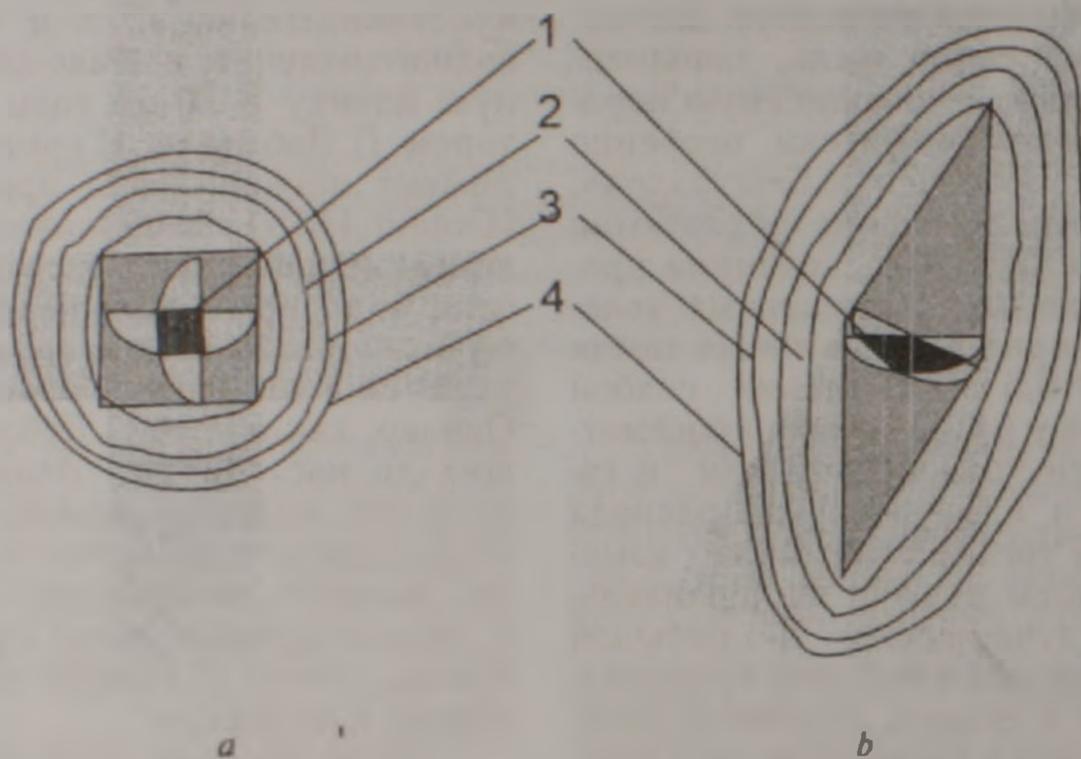


Рис. 2. *a*-Подземные потоки, пересекающиеся под прямым углом. *b*- Подземные потоки, пересекающиеся под острым углом. 1- зона максимального преобразования, 2-ближняя зона (площадь пересечения потоков), 3,4- дальние зоны действия электромагнитного излучения водного потока

ранения излучения при пересечении водных потоков под прямым углом-*a* и под острым-*b*. Кривые 2,3,4- линии равной относительной интенсивности (за единицу принята интенсивность линии максимального преобразования), измеренной методом биолокации. Как видно из схемы, при пересечении водных потоков под острым углом зона максимального преобразования имеет значительно большую площадь, чем при пересечении потоков под прямым углом и соответственно больше площади дальних и ближних зон действия излучения. Эксперимент с измерением распределения излучения от водного потока был проведен следующим образом. Найти в природе пересекающиеся водные потоки под землей достаточно трудно, поэтому все измерения были проведены на "крыше" канала, на расстоянии 50 метров от места выхода его на поверхность земли. Затем полученные результаты (погрешность измерений порядка  $\pm 10\%$ ) были суммированы с помощью компьютерной программы и определены изолинии равной интенсивности при пересечении потоков под прямым углом (рис.2, *a*) и под острым (рис. 2, *b*). Интенсивность каждой последующей изолинии (позиции 3 и 4 на рис.2) составляет 50% от предыдущей. При этом предполагалось, что, хотя потоки находятся на различной глубине,

интенсивности излучения обоих потоков вблизи поверхности земли равны между собой. Абсолютно корректным этот эксперимент считать нельзя, однако полученные результаты, с некоторой погрешностью (10-15%), дают представление о характере распределения интенсивности и площади, занятой излучением перекрещивающихся водных потоков.

Таким образом, если верить результатам П.Доблера, в компетентности которого сомневаться не приходится, излучение водного потока—это излучение **терагерцового диапазона (длина волны порядка мм)**, в отличие от излучения полос сети Хартмана, представляющего собой излучение **гигагерцового (дециметрового) диапазона**. Методом биолокации одинаково хорошо можно зафиксировать оба излучения. Именно по этой причине повторяющиеся в многочисленных источниках величины длин волн от 8,7 до 62,5 см (дециметровый диапазон), с нашей точки зрения, **никакого отношения к излучению водного потока не имеют**, и тем более вызывает удивление зависимость распределения длин волн излучения по ширине водного потока, непонятно каким методом и с какой погрешностью измеренная в работах (Дубров,1992; Schweizer,1986). Возможно, наличие различных длин волн, если они в действи-

тельности были правильно определены, связаны с какими-то локальными интерференционными явлениями излучения дециметрового диапазона, и если речь идет, естественно, об электромагнитном излучении.

**Наличие в грунте локальных источников электромагнитного излучения, с таким набором длин волн на всей поверхности Земного шара, расположенных на расстоянии нескольких метров или даже сантиметров друг от друга, нереально.**

Согласно предложенной нами гипотезе, излучения полос, направленные сверху вниз, имеют космическое происхождение (Агбалян, 2008, часть 1), и излучение дециметрового диапазона доходит до Земли в виде узкой полосы внутри полосковой линии, стенками которой являются рентгеновское или гамма-излучение, что зафиксировано на многочисленных фотографиях – без этих стенок излучение дециметрового диапазона не может достигнуть Земли в виде узкой полосы, поскольку существует рассеяние, присущее любому излучению. Полученные результаты и анализ фотографий дают основание предположить, что излучение, направленное снизу вверх, возможно, является «продолжением» излучения, направленного сверху вниз, то есть его отражением от некоторого слоя внутри земной коры, являющегося для данного излучения зеркалом (устное сообщение Д.М.Седракяна, 2007). Во всяком случае, на фотографиях, полученных в солеруднике (Ереван, Армения) на глубине 235м (см. цветную вкладку, часть 1, Агбалян 2008), отчетливо виден след полосы, излучение которой направлено снизу вверх, ширина которого, примерно, равна ширине полосы излучения, направленного сверху вниз. Что представляет собой отражающий слой и на какой глубине он находится определить сегодня не представляется возможным. Однако, связь

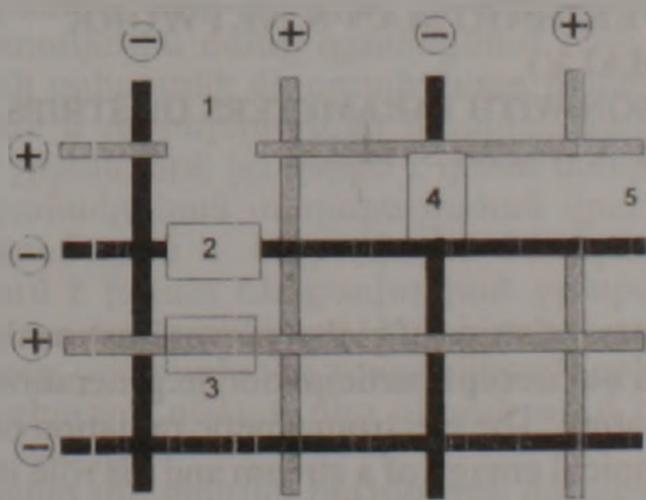


Рис 3

между полосами есть, что и было подтверждено следующим экспериментом. На рис.3 изображен участок сети Хартмана с полосами, излучение которых направлено сверху вниз – черные полосы, и излучение которых направлено снизу вверх – серые полосы. Эксперимент состоял в следую-

щем. На полосу излучения, направленного сверху вниз, накладывалась полиэтиленовая пленка 2, не пропускающая излучение дециметрового диапазона. Далее, методом биолокации измерялось наличие излучения на соседних полосах, направленного снизу вверх. В результате на участке 1 излучение пропадало, а на участке 3 оставалось таким же, как и ранее. То же самое происходило и на другой полосе – при закрытии полиэтиленовой пленкой участка 4 пропадало излучение на участке 5. Таким образом, полоса сети Хартмана, излучение которой направлено сверху вниз, ответственна за полосу, излучение которой направлено снизу вверх, лежащую севернее нее. Та же картина наблюдалась и с полосами, ориентированными с запада на восток, – полоса, излучение которой направлено сверху вниз, ответственна за полосу, излучение которой направлено снизу вверх, лежащую восточнее нее. Результаты экспериментов, полученные методом биолокации, в дальнейшем были подтверждены методом контактной фотографии. Еще одно подтверждение данного явления было получено при индикации излучения полос, направленных снизу вверх, после дождя и при наличии снежного покрова. Поскольку участки земли, на которые попадает излучение, направленное сверху вниз, были покрыты водой, излучение соседней полосы, направленного снизу вверх, полностью отсутствовало. Из этого факта можно также сделать вывод, что над водной поверхностью излучение полос сети Хартмана, направленного снизу вверх, должно отсутствовать, что и было подтверждено экспериментом на пристани озера Севан. Результатами этого эксперимента можно также объяснить «разрыв» полосы, описанный в многочисленных источниках без объяснения причины явления (Дубров.1995). Это происходит в том случае, когда часть полосы, направленной сверху вниз, экранируется препятствием, находящимся на полосе, что и вызывает отсутствие излучения на соответствующем участке полосы, излучение которой направлено снизу вверх. В качестве такого препятствия может служить канава с водой, подземный или наземный водный поток, толстый металлический лист или труба и даже обычная лужа. Справедливости ради отметим, что в некоторых источниках утверждается, что над водной поверхностью излучение отсутствует вообще. Видимо, в этом случае фиксировалось только земное излучение, которое до настоящего времени считалось основным, с точки зрения вреда для здоровья человека, что в свете последних исследований (наличие рентгеновских стенок) достаточно спорно.

В заключение автор выражает благодарность сотруднику Центра эколого-ноосферных исследований НАН РА Л.А.Араратяну – автору оригинальной методики определения направления излучения полос сети Хартмана за его помощь в проведении контрольных измерений.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

- Агбалян Ю.Г. Методы исследования глобальной энергетической сети Хартмана (геофизическая аномалия). Ч.1. Фоторегистрация элементов сети Изв. НАН РА, Науки о Земле. 2008, № 3, с. 49-52.
- Агбалян Ю.Г. Патент РА N2082A2, класс G01V, "Устройство для регистрации высокочастотного электромагнитного излучения." Официальный бюллетень промышленной собственности. 2008, №1.
- Агбалян Ю.Г. О влиянии некоторых физических параметров на излучательную способность минералов и синтетических монокристаллов. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2006, LIX, № 2, с.52-56.

- Дубров А.П. Земное излучение и здоровье человека. М.: Изд. АиФ, 1992, 120с.
- Дубров. А.П. Экология жилища и здоровье человека. Уфа: Изд. "Слово", 1995, 155 с.
- Киконн А. Справочник физических величин, М.: Атомиздат, 1986, 550 с.
- Dobler P. Physical & Photographic Proof of Radiation from the Earth. Journal of Border Science. 1989, March-April, p. 5.-11.
- Bachler K. Erfahrungen einer Rutengangerin- Geobiologische Einflüsse auf den Menschen. Unz-Wien, Veritas Verlag. 1984, 250p
- Hartmann A. Krankheit als Standortproblem. Autloge Heidelberg, K F Haug, 1976, 240p.
- Mettler I. Netzgitter — Handbuch. Zurich. Moser, 1990. 210p.
- Schweizer P. Erfahrungsheilkunde. Bd. 35, n.11, 1986, p 801-822.

Рецензент Р.Т. Мириджанян

### ՀԱՐՏՄԱՆԻ ԳԼՈՔԱԼ ԷՆԵՐԳԵՏԻԿ ՑԱՆՑԻ ՀԵՏԱԶՈՏՄԱՆ ԵՂԱՆԱԿՆԵՐԸ (ԵՐԿՐԱՅԻՋԻԿԱԿԱՆ ԱՆՈՄԱԼԻԱ)

#### ՄԱՍ 2. ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ԱՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՆԵՐԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ԿԱՊԸ ՀԱՐՏՄԱՆԻ ՑԱՆՑԻ ԷԼԵՄԵՆՏՆԵՐԻ ՊԱՐԱՄԵՏՐԵՐԻ ՀԵՏ: ՋՐԱՅԻՆ ՀՈՍՔԻ ՃԱՌԱԳԱՅՅԹՈՒՄԸ

#### Յ.Գ.Աղբալյան

#### Ամփոփում

Հոդվածում դիտարկվում է երկրաբանական ստրուկտուրաների կապը Հարտմանի գլոբալ էներգետիկ ցանցի պարամետրերի հետ: Ցույց է տրված, որ բեկվածքները և կարտերը չեն հանդիսանում էլեկտրամագնիսական ճառագայթման աղբյուրներ, ինչպես դա նշված է ուսանագիտական գրականության մեջ: Դիտարկվում է ջրային հոսքի էլեկտրամագնիսական ճառագայթումը, որն առաջանում է հոսքի մեխանիկական էներգիայի վերափոխման արդյունքում և նրա դերը միլիմետրային տիրույթի ճառագայթման անոմալ գոտիների ստեղծման գործում: Փորձարարական ճանապարհով հաստատվում է կապը վերևից ներքև և ներքևից վերև ուղղված ճառագայթման գոտիների միջև:

### METHODS OF RESEARCH OF GLOBAL POWER HARTMAN'S NETWORK (GEOPHYSICAL ANOMALY)

#### P.2. GEOLOGICAL STRUCTURES AND THEIR CONNECTION WITH PARAMETERS OF STRIPS HARTMAN'S NETWORK. RADIATION OF A WATER STREAM

Yu. G. Aghbalyan

In article connection geological structures with parameters of strips of global power Hartman's network is considered. It is shown, that breaks and karsts do not accept participation in generation of electromagnetic radiation as it affirms in the special literature. The electromagnetic radiation of the water stream which its resulted transformation of mechanical energy of a stream and his role in creation of abnormal zones of radiation of a millimetric range is considered. Connection of radiation of strips which radiation is directed from top to down, with radiation of strips which radiation is directed from below upwards is found experimentally out.

### ՍԵՎԱՆԱ ԼԻՆ ԹԱՓՎՈՂ ԳԵՏԱՅԻՆ ՀՈՍՔԻ ԿԱՆԽԱՏԵՍՄԱՐ, ՄԵԹՈԴԻԿԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

© 2009թ. Լ.Վ.Ազիզյան

Հայաստանի հիդրոոդերևութաբանության և մոնիտորինգի պետական ծառայություն  
0002 Երևան, Լեռնի 54, ՀՀ  
E-mail: lhayk@yahoo.com  
Հանձնված է խմբագրություն 25.11.2008թ.

Հողվածում քննարկվում է Սևանա լիճ գետերի միջոցով ջրի գումարային ներհոսքի կանխատեսման հարյուր Ամսական ներհոսքի կանխատեսման համար ստացվել են բազմագործոն կոռելյացիոն կապեր հոսքի և այն պայմանավորող գործոնների (մթնոլորտային տեղումներ, օդի ջերմաստիճան) միջև: Ստացված կապերը բավարարում են կանխատեսման բողարկման համար անհրաժեշտ պայմանին, ընդ որում գարնանային վարարումների ընթացքում Սևանա լիճ ջրի ներհոսքի կանխատեսման կապը փորձարկվել է 2007թ. և արդարացման աստիճանը կազմել է 96%:

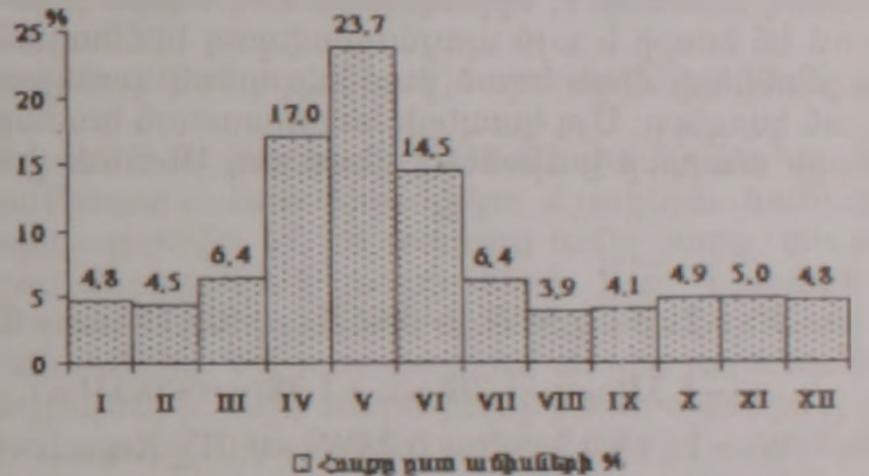
Վերջին տարիներին Սևանա լճի ջրի դարավոր պաշարների անհաշվենկատ օգտագործման հետ կապված խիստ արդիականացել է լճի ջրային ռեսուրսների հետագա ռացիոնալ օգտագործման և լճի մակադակի ուրոշակի օպտիմալ նիշի վրա պահպանման պրոբլեմը: Դրա հետ կապված Սևանա լիճ գետերի միջոցով ջրի ամսական ներհոսքի կանխատեսման մեթոդիկաների մշակումը ունի կարևոր կիրառական նշանակություն: Կանխատեսման տվյալները իրենց կիրառությունն են գտնում ջրօգտագործման պլանավորման, ցանքատարածությունների մակերեսների որոշման, մշակաբույսերի ընտրության, Սևանա լճից Հրազդան գետի միջոցով ջրի բաց թողնման (որի ջրերը օգտագործվում են Արարատյան դաշտի և հարակից տարածքների ոռոգման համար) և այլնի մեջ:

Սույն հոդվածի նպատակն է Սևանա լիճ գետերի միջոցով ջրի ամսական ներհոսքի կանխատեսման մեթոդիկայի մշակումը:

Սևանի ավազանը գտնվում է Փոքր Կովկասի և Հայկական հրաբխային բարձրավանդակի սահմանում՝ Արարատյան գոգավորությունից արևելք: Այն իրենից ներկայացնում է բարձր լեռներով շրջապատված եռանկյունաձև, երկրաբանական բարդ կառուցվածք ունեցող մի գոգավորություն, որի հատակային մասը զբաղեցնում է համանուն լիճը: Լճի ավազանի մի զգալի մասը համարվում է պլիոցենի և չորրորդականի հրաբխականության տիպիկ շրջան, որն իր կնիքն է դնում ստորերկրյա ջրերի քանակական տեղաբաշխման վրա: Ավազանը արևմտյան և հարավային մասերում բնութագրվում է խիստ ճեղքավորված ջրաթափանց անդեզիտա-բազալտներով, իսկ հարավ-արևելյան մասը թույլ ջրաթափանց ապարներով, որի պատճառով գետերի սնման մեջ գերակշռում է ստորերկրյա հոսքը:

Սևանա լճի ջրային հաշվեկշռի մուտքի գլխավոր բաղադրիչը գետերով մուտք գործած ջրի քանակն է: Սևանա լիճ են թափվում 30 գետ և գետակ, այդ թվում՝ երկու խոշոր աղբյուրներ: Համեմատաբար մեծ գետերը, որոնց ջրավաք ավազանի մակերեսը մոտ է 100կմ<sup>2</sup>-ից հետևյալն են՝ Մասրիկը (685կմ<sup>2</sup>), Կավառագետը (480կմ<sup>2</sup>), Արգիճին (384կմ<sup>2</sup>), Բախտակը (144կմ<sup>2</sup>), Կարճաղբյուրը (117կմ<sup>2</sup>), Վարդենիսը (116կմ<sup>2</sup>), Մարտունին (101կմ<sup>2</sup>) (Մնացականյան, 2007): Ըստ 1961-2006թթ. Հայպետհիդրոմետի տվյալների գետերի միջին տարեկան գումարային հոսքը կազմում է

777 մլն մ<sup>3</sup>: Այդ հոսքի մեծ մասը կազմում է գարնանային վարարումների հոսքը: Ըստ ամիսների Սևանա լիճ մուտք գործած գետային հոսքի բաշխման մասին պատկերացում է տալիս նկար 1-ը:



Նկ. 1. Սևանա լիճ մուտք գործող գետային հոսքը (%) ըստ ամիսների:

Նկար 1-ից երևում է, որ ներհոսքի առավելագույն արժեքը դիտվում է մայիսին (23.7%), իսկ նվազագույնը՝ օգոստոսին (3.9%):

Սևանա լիճ թափվող գետերից հոսքի բնական կարգավորվածությամբ աչքի են ընկնում Մասրիկ, Կարճաղբյուր, Ծակքար, Լիճք, Գավառագետ և այլ գետերը, որոնք տարվա ընթացքում ունեն գրեթե հավասարաչափ բաշխում:

Սևանա լիճ մուտք գործող տարեկան հոսքի կանխատեսման հարցով առաջին անգամ զբաղվել է Օ.Ա.Ազերնիկովան (Азербайджан, 1970): Նա տարեկան հոսքի կանխատեսման համար առաջարկել է  $Q = f(X_{12})$  և  $Q = f(X_{16})$  ֆունկցիոնալ կապեր, որտեղ  $X_{12}$ -ը՝ նախորդ տարվա 12 ամիսների տեղումների քանակն է, իսկ  $X_{16}$ -ը՝ 16 ամսվա տեղումների քանակն է (նախորդ տարվա հունվարից մինչև տվյալ տարվա ապրիլ ամիսը): Այնուհետև գարնանային հոսքի կանխատեսման հարցով զբաղվել է Մ.Վ.Շահինյանը (Шагинян, 1981): Վերջինիս կողմից գարնանային վարարումների ընթացքում Սևանա լիճ թափվող գետային հոսքի կանխատեսման համար առաջարկվել է հետևյալ կապերը՝  $W_{4.6} = f(X_{15})$ ՝ հոսքի կանխատեսում նախորդ տարվա և տվյալ տարվա հունվարից մարտ ամիսների տեղումների քանակի միջոցով,  $W_{4.8} = f(X_{18})$ ՝ հոսքի կանխատեսում նախորդ տարվա և տվյալ տարվա հունվարից հունիս

ամիսների տեղումների քանակի միջոցով,  $W_{1,6} = f(X_{12,6}, \sum t_{4,5})$  - հոսքի կանխատեսում, դեկտեմբերից հունիս ամիսների տեղումների քանակի և ապրիլ-մայիս ամիսների օդի ջերմաստիճանի գումարի միջոցով: Վերը նշված կապերի թերությունն այն է, որ դրանք գրաֆիկական կապեր են և ռուսալիության աստիճանը բավական ցածր է:

Աշխատանքը կատարելու համար օգտագործվել են Հայաստանի տարածքային տրամադրության տակ եղած տվյալները, որոնք ներառում են 1961-2006թթ. Սևանա լճի ամսական ջրային հաշվեկշիռները, ինչպես նաև Հրազդան, Սեմյոնովկա, Մասրիկ, Մարտունի, Գավառ, Սևան օդերևութաբանական կայանների մթնոլորտային տեղումների և օդի ջերմաստիճանի դիտարկումների տվյալները:

Հոսքի կանխատեսման գոյություն ունեցող մեթոդներից ամենից ճիշտը և հիմնավորվածը հանդիսանում է ջրային հաշվեկշիռի մեթոդը, սակայն ներկայումս նրա բաղադրիչների ճշգրիտ հաշվարկը տվյալների անբավարարության պատճառով անհնար է, որի պատճառով օգտագործվում են հոսքի և այն պայմանավորող հիմնական գործոնների միջև եղած բազմագործոն կոռելյացիոն կապերը: Այդ կապերի հաստատման համար բացի տարբեր ամիսների գետերով Սևանա լիճ

ջրի գումարային ներհոսքի վերաբերյալ տվյալներից անհրաժեշտ է ունենալ նաև ավազանում թափվող մթնոլորտային տեղումների և օդի ջերմաստիճանի վերաբերյալ տվյալներ:

Օգտագործելով լճի ջրհավաք ավազանի և նրա հարակից տարածքների համեմատաբար երկար տարիների դիտարկումների շարք ունեցող 6 օդերևութաբանական կայանների (Սեմյոնովկա, Մասրիկ, Մարտունի, Գավառ, Սևան, Հրազդան) մթնոլորտային տեղումների, օդի ջերմաստիճանի և Սևանա լիճ տալիքեր ամիսներին գետերով ջրի գումարային ներհոսքի բազմամյա տվյալները ռեգրեսիոն կապեր են հաստատվել այդ գործոնների և հոսքի միջև:

Այդ կապերը ընդհանուր տեսքով արտահայտվում են հետևյալ տեսքով.

$$Y = C_0 X_0 + C_1 X_1 + \dots + C_n X_n, \quad (1)$$

որտեղ  $Y$ -ը կանխատեսվող մեծությունն է,  $C_0, C_1, \dots, C_n$  -ն ռեգրեսիայի գործակիցներն են, որոնք որոշվում են ամենափոքր քառակուսային մեթոդի միջոցով,  $X_0 = 1$  ֆիկտիվ փոփոխականն է,  $X_1, \dots, X_n$  -ը անկախ փոփոխականներն են:

Որպես անկախ փոփոխականներ ընտրելով վերը նշված գործոնները, (1)-ին հավասարումը, Սևանա լիճ մտնող ամսական գետային հոսքի կանխատեսման համար ներկայացված են հետևյալ հավասարումների տեսքով

$$W_1 = 2.3 + 0.58W_{12} + 0.06X_{9,11} - 0.12X_{17,12} + 0.21X_{9,12} - 1.89K_{9,1} + 1.27t_{16,11} - 1.32t_{17,11} - 1.20t_{17,12} + 1.38t_{9,12} + 0.51t_{16,1}, \quad (2)$$

$$W_2 = 11.1 + 0.34W_{12} + 0.28W_1 + 0.01 \sum X_{17,11-1} - 1.04t_{9,1} + 0.75t_{17,1} + 1.28t_{16,2} - 1.22t_{16,2}, \quad (3)$$

$$W_3 = -2.53 + 0.34W_{12} + 0.77W_1 - 0.27W_2 + 2.76Q_2 + 0.09X_{17,9} + 0.08X_{9,3} - 1.52t_{16,1} - 0.83t_{16,3} + 1.63t_{9,3}, \quad (4)$$

$$W_4 = -121.3 + 3.54W_1 - 3.16W_2 - 8.78Q_3 + 0.29 \sum X_{16,9-3} + \sum X_{17,8-3} - 4.78t_{17,1} + 7.59t_{16,3} - 11.4t_{17,3} + 35.8t_{17,4} - 19.1t_{4,4}, \quad (5)$$

$$W_5 = 44.9 - 0.13 \sum W_{1-4} + 0.44 \sum X_{16,8-3} + 0.27 \sum X_{17,11-4} + 0.36 \sum X_{9,9-3} - 0.64X_{9,4} + 4.31t_{16,1} - 3.46t_{16,2} - 15.0t_{16,4}, \quad (6)$$

$$W_6 = 161 + 0.31W_5 + 0.44 \sum X_{16,12-5} - 0.34 \sum X_{17,11-5} + 0.25 \sum X_{9,11-5} + 19.2K_{9,6} + 2.71t_{17,3} - 7.41t_{16,4} + 19.1t_{16,5} - 33.0t_{17,5}, \quad (7)$$

$$W_7 = 8.97 + 0.30W_6 + 0.06 \sum X_{16,5-6} + 14.1K_{16,7} + 2.28t_{16,4} + 15.5t_{4,5} - 11.4t_{16,5} - 12.9t_{16,5} + 7.08t_{16,6}, \quad (8)$$

$$W_8 = 29.9 + 0.16W_7 + 0.82Q_7 - 0.05X_{16,7} + 2.59K_{17,8} + 4.10t_{17,6} - 2.69t_{16,6} + 3.15t_{4,7} - 4.29t_{16,7} - 5.56t_{16,8} + 5.10t_{17,8}, \quad (9)$$

$$W_9 = 44.5 - 0.14W_7 + 0.43W_8 + 1.77K_{16,9} + 1.42K_{9,9} + 0.04X_{4,8} - 0.88t_{16,7} + 3.23t_{17,8} - 3.76t_{16,8}, \quad (10)$$

$$W_{10} = 11.5 + 0.17W_8 + 0.59W_9 + 0.08X_{16,8} - 0.09X_{9,8} - 0.11X_{16,9} + 3.43K_{4,10} + 0.07 \sum X_{17,6-9} - 4.21t_{17,10} + 3.95t_{4,10}, \quad (11)$$

$$W_{11} = 15.5 + 0.34 \sum W_{9-10} + 0.09 \sum X_{17,9-10} - 0.06 \sum X_{16,7-10} - 0.05 \sum X_{9,9-10} + 0.12X_{16,10} - 1.91K_{16,11} + 5.93t_{9,9} - 5.39t_{17,9} + 0.44t_{17,11}, \quad (12)$$

$$W_{12} = 0.20 + 0.53 \sum W_{10-11} - 0.05 \sum X_{16,8-11} - 2.19K_{9,12} - 1.17t_{16,12} + 0.81t_{4,11} + 0.85t_{16,12}; \quad (13)$$

Նկատի ունենալով այն, որ ապրիլ-հունիս ամիսների ընթացքում Սևանա լիճ է թափվում միջին հաշվով տարեկան հոսքի 55%-ը, ուստի գարնանային վարարումների ընթացքում Սևանա

լիճ թափվող գետային հոսքի կանխատեսումը ունի կարևոր նշանակություն: Վերջինիս կանխատեսման համար մեր կողմից ստացվել է հետևյալ հավասարումը.

$$W_{4-6} = -122.2 - 17.8Q_3 + 0.28 \sum X_{տ_3-3} + 0.67 \sum X_{տ_8-3} + 0.46 \sum X_{տ_{11}-3} + 86.6K_{4-6} - 3.76t_{տ_1} + 18.8t_{տ_1} - 17.0t_{տ_1} + 2.35t_{տ_2} - 4.07t_{տ_2} + 18.4t_{տ_4} - 26.3t_{տ_4} : \quad (14)$$

(2)-(14) ռավասարումներում W-ն Սևանա լիճ թափվող գետային գումարային հոսքն է, X-ը տեղումների քանակն է, K-ն տեղումների քանակի մոդուլային գործակիցն է (տվյալ ամսվա տեղումների քանակի հարաբերությունը նորմային), t-ն օդի ջերմաստիճանն է, Q-ն Արգիճի գետի միջին ամսական ծախսն է Վերին Գետաշեն ջրաչափական դիտակետում: Ինդեքսներում գրված տառերը կայանների անուններն են (Սմ.-Սեմյոնովկա, Մր.-Մարտունի, Մս.-Մաարիկ, Գ.-Գավառ, Սև.-Սևան), իսկ թվերը՝ ամիսները: Կանխատեսման կապերի մեջ Արգիճի գետի ընտրությունը պայմանավորված է նրանով, որ այն Սևանա լիճ թափվող ամենաջրառատ գետն է:

Աղյուսակ 1-ում տրված են (2)-(14) հավասարումների վիճակագրական բնութագրիչները:

Աղյուսակ 1  
Սևանա լիճ մտնող ամսական և գարնանային վարարումների հոսքի կանխատեսման կապերի բնութագրերը

Հավասարման համարը	Կոռելյացիայի գործակիցը R	$\bar{S}/\sigma$	Կանխատեսման սխալի ապահովվածությունը, %
(2)	0.84	0.54	82
(3)	0.83	0.56	76
(4)	0.82	0.58	72
(5)	0.89	0.46	85
(6)	0.88	0.48	87
(7)	0.90	0.44	91
(8)	0.85	0.53	89
(9)	0.86	0.50	89
(10)	0.83	0.56	80
(11)	0.84	0.55	83
(12)	0.85	0.53	78
(13)	0.86	0.52	85
(14)	0.87	0.49	84

Աղյուսակում  $\bar{S}$ -ը ստուգիչ կանխատեսումների միջին քառակուսային սխալն է,  $\sigma$ -ն՝ կանխատեսվող տարրի արժեքների միջին քառակուսային շեղումն է: R-ը կոռելյացիայի գործակիցն

է: Որքան փոքր է  $\bar{S}/\sigma$  հարաբերությունը, այնքան բարձր է հաշվարկման ճշտությունը: Համաձայն կանխատեսումների մեթոդական ցուցումների (Наставление..., 1962), կանխատեսման մեթոդիկան օպերատիվ կանխատեսումներ կատարելու համար համարվում է ընդունելի  $\bar{S}/\sigma$  հարաբերության հետևյալ արժեքների դեպքում.

1. երբ  $n \leq 15$ , ապա  $\bar{S}/\sigma \leq 0,70$ ,
2. երբ  $15 < n \leq 25$ , ապա  $\bar{S}/\sigma \leq 0,75$ ,
3. երբ  $n > 25$ , ապա  $\bar{S}/\sigma \leq 0,80$ ,

որտեղ n-ը ստուգիչ կանխատեսումների թիվն է:

Քանի որ մեր կողմից Սևանա լիճ մտնող հոսքի կանխատեսման մեթոդիկա մշակելու համար օգտագործվել են 25 տարուց ավել շարք, ապա ըստ մեթոդական ցուցումների  $\bar{S}/\sigma$  հարաբերության արժեքը պետք է փոքր կամ հավասար լինի 0.80-ից: Ինչպես ցույց են տալիս աղյուսակի տվյալները, այդ հարաբերության արժեքները բավարարում են նշված պահանջներին, այսինքն առաջարկվող հավասարումները կարելի է օգտագործել օպերատիվ կանխատեսումներ կազմելու համար:

Պետք է նշել, որ (14) հավասարումը օգտագործվել է 2007թ. գարնանային վարարումների ընթացքում Սևանա լիճ գետերի միջոցով ջրի գումարային ներհոսքի կանխատեսման համար և թողարկված կանխատեսման արդարացվածության աստիճանը կազմել է 96%:

### ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

Մնացականյան Բ. Պ. Սևանի ավազան(Բնությունը, կլիման և ջրերը). Երևան «Ասողիկ» հրատարակչություն, 2007թ., 190 էջ:

Азерникова О.А. Метод прогноза годового притока вод в оз. Севан. Труды ЗаКНИГМИ, 1970, вып.37(43), с.134-140.

Наставление по службе прогнозов. Раздел 3, часть 1. Л.: Гидрометеиздат, 1962, 193с.

Шагинян М.В. Основные закономерности формирования элементов стока рек Армянской ССР и методика их прогнозирования. Л.: Гидрометеиздат, 1981, 176с.

Գրախոս՝ Լ.Ա. Չիլինգարյան

## О МЕТОДИКЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПОВЕРХНОСТНОГО СТОКА, ВПАДАЮЩЕГО В ОЗЕРО СЕВАН

Л. В. Азизян

Резюме

Цель статьи состоит в разработке методик прогнозирования месячных притоков вод с рек в озеро Севан, что имеет важное практическое значение в планировании использования вод, в определении посевной площади, в выборе культур растений и т.д. Для прогнозирования месячных притоков вод получены многофакторные корреляционные связи между притоком и факторами, обуславливающими приток (атмосферные осадки, температура воздуха и др.).

Так как в течение апреля-июня в озеро Севан впадает в среднем 55% годового притска, то и разработка методики притока вод в озеро Севан во время весенних половодий особенно важна.

Все полученные связи удовлетворяют те условия, которые необходимы для выпуска прогноза ( $S/\bar{\sigma} < 0.80$ ;  $R > 0.64$ ), причем во время весенних половодий прогноз связи притска воды в озеро Севан испытывался в 2007г., и степень оправдываемости составил 96%.

## THE METHODS OF PREDICTION OF THE SURFACE WATER INFLOW TO THE LAKE SEVAN

L. V. Azizyan

Abstract

The development of the prediction methods of monthly inflow from the rivers to the lake Sevan is of great importance. This information has practical application in the water use planning, in the determining of the sowing areas, in the selection of the plants for cultivation etc.

The main aim of the study is the development of prediction methods of monthly inflow from the rivers to the lake Sevan. For this purpose the multi-factor correlations between the flow and the factors defining the flow (precipitation, air temperature) have been established.

During the period from April to June 55% of the annual total precipitation is being recorded, thus it is very important to focus the study on the period of spring flooding.

All the correlations obtained satisfy the conditions required for the issue of prediction. The method has been tested during the spring flooding of 2007 and the skill was quite high – about 96%.

## СЕЛЕВАЯ ОПАСНОСТЬ В ПРИЕРЕВАНСКОМ РАЙОНЕ

© 2009г. Р.О. Тер-Минасян<sup>\*</sup>, А.О. Карамян<sup>\*\*</sup>, Г.Г. Казарян<sup>\*</sup>

<sup>\*</sup> ЗАО Водных проблем и гидротехники им академика И В. Егиазарова,  
Ереван-47, ул. Арменакяна, 125, Республика Армения

<sup>\*\*</sup> Ереванский государственный педагогический университет им Х. Абовяна,  
Ереван, ул. Мовсеса Хоренаци, 17, Республика Армения

Поступила в редакцию 13 02 2009г.

Река Гетар и ее притоки Джрвеж и Вохчаберд селеносные и часто наносили большие убытки г. Еревану. Борьбу против селей проводили гидротехническими и лесомелиоративными методами. В результате осуществленных противоселевых мероприятий снизилась вероятность селевого риска со стороны рек Гетар и Джрвеж.

Наиболее селеопасной остается р. Вохчаберд, где фитомелиоративные мероприятия в условиях аридного климата и глинистых склонов, при отсутствии орошения, не были ощутимы. Селеопасной остается также часть территории Эребунинской общины, находящаяся на конусах выноса трех логов, спускающихся со стороны высот с Джрашен.

Река Гетар и ее притоки Джрвеж и Вохчаберд, пересекающие с северо-востока и востока территорию г. Еревана, селеносные и часто наносили большие убытки экономике г. Еревана.

Характерной особенностью гидрологического режима р. Гетар и её притоков являлось образование кратковременных дождевых павод-

ков, которые часто переходили в разрушительные водокаменные селевые потоки.

Сведения о наиболее разрушительных селях, прошедших по руслам реки Гетар и её притоков, приводятся в таблице по данным каталога селей (Каталог селеопасных рек..., 1969).

Таблица

Сведения о прошедших селевых потоках

Название водотока	Куда впадает	Длина водотока, км	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Абсолютная высота, м		Наибольший расход (м <sup>3</sup> /с) и дата образования	Годы с прохождением селевых потоков	Повторяемость одного селя, годы
				истока	устья			
Гетар	р. Раздан	24.0	158	1570	900	205; 25.05.1946	1873, 1923, 1924, 1925, 1928, 1946, 1950	5
Джрвеж	р. Гетар	24.0	83	2000	950	165; 25.05.1946	1924, 1946, 1953, 1955	8
Вохчаберд	р. Джрвеж	13.0	40.8	1800	970	60; 05.06.1955	1946, 1952, 1953, 1954, 1955, 1956, 1958, 1962	2

Из указанных селей своими катастрофическими последствиями выделяются сели, прошедшие по реке Гетар 27-го августа 1873г. и 25 мая 1946г..

Известно, что сель 1873г. затопил часть г. Еревана. Погибло 2 человека.

Более подробно исследован сель 1946г. Эти исследования, проведенные под руководством академика И.В. Егиазарова, сочетали экспедиционное изучение природных условий с моделированием в лаборатории и не утратили своего научного и практического значения (Егиазаров, 1969).

Причиной катастрофического паводка в городе Ереване явился дождь, выпавший в цент-

ральной части бассейна р. Гетар, имеющий 40 миллиметровый слой (Киришян, 1962). Общий объём твёрдого стока составил 415 тыс. м<sup>3</sup>.

Селевой поток перемещал камни диаметром до 3м. На улицах и в подвалах домов сель отложил около 200 тыс. м<sup>3</sup> песка, ила и гравия. Сель затопил подвалы и первые этажи домов по улицам Алавердяна, Налбандяна, Абовяна и Теряна. Погибло 200 человек. Ущерб, нанесенный селом в 1946г., составил 53 млн. рублей.

После анализа природных условий формирования Гетарского селя был сделан вывод, что борьбу против селей необходимо проводить комплексно – гидротехническим и лесомелиоративными методами.

В 1953г. был построен Аринджский ливнерегулятор, объёмом 1.0 млн. м<sup>3</sup>, с пропускной способностью водовыпуска 23 м<sup>3</sup>/с.

Начатые с 1938 года работы по озеленению г. Еревана зазершились только в 1960г. В бассейне р. Джрвеж был посажен лес площадью 2000га, а в бассейне р. Гетар—4000 га. На ранее каменистых, полупустынных склонах рек Гетар, Джрвеж, Вохчаберд был сформирован лесопокрытый зелёный пояс шириной в 5-6км. Выше пояса на неосвоенных территориях дороги Аван-Вохчаберд, Гарни-Гегард, в окрестностях Дзорахпюра, Джрвежа на высоте 1400-1500м были посажены плодородные сады и созданы водоудерживающие траншеи.

Вышеуказанные фитомелиоративные и гидротехнические мероприятия значительно снизили вероятность селевого риска со стороны рек Гетар и Джрвеж, т.е. происходит затухание селевой деятельности. О снижении риска свидетельствует тот факт, что выпадавшие впоследствии дожди с большей интенсивностью и более высокими слоями (50мм в Ереване, 87мм в Гарни, 70мм в Маяковском) не вызывали ни одного значительного селя, а из таблицы видно, что повторяемость селей р. Гетар была один раз в 5 лет, а р. Джрвеж—8 лет. Таким образом, принятые меры свели на нет селевой риск.

В Приереванском районе наиболее селеопасной остаётся р. Вохчаберд, где фитомелиоративные мероприятия в условиях аридного климата и глинистых склонов, при отсутствии орошения, не ощутимы. При выпадении интенсивных ливневых дождей р. Вохчаберд периодически на-

носит ущерб г. Еревану, району Вардашена и с. Мушаван.

Развитие г. Еревана в сторону Аванского ущелья и в юго-восточном и северо-западном направлениях требует от проектировщиков защитных мероприятий на вновь освоенных территориях.

Например, в новых застройках Давидашенской общины г. Еревана в ранее еле заметном овраге сель 31.08.1998г. затопил подвалы и первые этажи 48 жилых домов, причинив ущерб около 50 млн. драмов.

Селеопасной остаётся также часть территории Эребунинской общины, находящейся на конусах выноса трёх логов, спускающихся со стороны высот с. Джрашен.

Анализ изучения природных условий селевых явлений р. Вохчаберд и других мелких логов на вновь освоенных территориях показывает, что опасность селей в Приереванском районе остаётся высокой.

## ЛИТЕРАТУРА

- Каталог селеопасных рек на территориях Северного Кавказа и Закавказья. Тбилиси: Закавказский инст. Гидрометеорологии. 1969, с. 239-321.
- Егизаров И.В. Водокаменный селевой поток 25 мая 1946г. на реках Гетар и Джрвеж. Сб.: Селевые потоки и меры борьбы с ними. М.: Изд. АН СССР, 1957, с. 99-131.
- Киришян Г.О. Метод построения карты ливня при отсутствии гидрометеорологических данных наблюдений. Материалы пятого Всес. совещ. по изучению селевых потоков и мер борьбы с ними. Баку: Изд. АН Азерб. ССР, 1962, с. 163-167.

Рецензент А.Р. Багдасарян

## ՄԵՐԺԵՐԵՎԱՆՅԱՆ ՇՐՋԱՆԻ ՍԵԼԱՎԱՎՏԱՆԳԱՎՈՐՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ռ.Հ. Տեր-Մինասյան, Ա.Հ. Քարամյան, Հ.Գ. Ղազարյան

### Ամփոփում

Գետաորը և իր վտակները, Ջրվեժն ու Ողջաբերդը սելավաբեր են և հաճախ մեծ վնասներ են պատճառել Երևան քաղաքին:

1946թ. մայիսի 25-ին Գետառով անցած սելավի պատճառած նյութական վնասները կազմեցին 53 մլն. ռուբլի, ջրախեղդ եղավ 200 մարդ:

Գետառի սելավի ձևավորման բնական պայմանների վերլուծությունից հետո պայքարը սելավի դեմ կատարվեց հիդրոտեխնիկական և անտառա-մելիորատիվ եղանակներով: Կատարված հակասելավային միջոցառումների շնորհիվ փոքրացել է սելավային ռիսկի հավանականությունը՝ տեղի է ունենում սելավային երևույթների մարում:

Մերձերևանյան շրջանում առավել սելավավտանգավոր է մնում Ողջաբերդ գետը, որտեղ արևադարձային կլիմայի և կավային հողածածկույթի պայմաններում անտառա-մելիորատիվ միջոցառումներն առանց ոռոգման զգալի արդյունքներ չտվեցին:

Սելավավտանգավոր է մնում նաև Էրեբունի համայնքի տարածքի այն մասը, որը գտնվում է Ջրաշեն գյուղի բարձունքից իջնող երեք ձորակների արտաբերման կոնքերի հատվածում:

Ողջաբերդ գետի, ինչպես նաև կառուցապատված Երևանի հարավ-արևմտյան տարածքներում փոքր ձորակների, բնական պայմանների վերլուծությունը ցույց է տալիս, որ սելավային վտանգը մերձերևանյան շրջանում դեռևս մնում է բարձր:

## MUD-FLOW DANGER IN THE REGIONS OF YEREVAN

R.H. Ter-Minasyan, A.H. Karamyan, H.G. Kazaryan

### Abstract

The river Getar and its confluents Jrvezh and Vokhchaberd are saliferous and often caused damage to Yerevan.

During the catastrophic mud-flow along the river Getar on May 25, 1946 two hundred people were killed. The material damage made up 53 million roubles.

After the analysis of nature conditions of forming Getar mud-flow the struggle against mud-flows was carried on by hydro-technical and forest-reclamation methods.

As a result of the carried out antimud-flow measures the probability of mud-flow risk decreased from the part of the rivers Getar and Jrvezh, that's disappearance of mud-flows happens.

In the regions of Yerevan the river Vokhchaberd is still the most mud-flow dangerous where the phytomeliorative measures under the conditions of arid climate and clay slopes in the absence of irrigation weren't observed.

The part of the territory of Erebuni community that is situated on the cones of three balkas going down from the part of the heights of village of Jrashen runs the danger of mud-flows.

The analysis of study of nature conditions of mud-flows of the river Vokhchaberd and other small balkas on the developing territories shows that danger of mud-flows in the regions of Yerevan remains high.

### ԳՐԱԽՈՍԱԿԱՆ

#### Լ.Հ. Վալեսյանի «Աշխարհագրական կանխատեսում: Մեթոդաբանական հիմունքները կիրառական և կառուցողական նշանակությունը» (Երևան, ԵՊՀ հրատարակչություն 2008թ., 262 էջ) մենագրության վերաբերյալ

Լ. Վալեսյանի հեղինակությամբ լույս ընծայված գրախոսվող աշխատանքը աշխարհագրական կանխատեսումներին նվիրված հիմնարար մենագրություն է: Հեղինակը աշխարհագրական գիտությունների դոկտոր, պրոֆեսոր, ՌԴ մանկավարժական ակադեմիայի ակադեմիկոս, ԵՊՀ սոցիալ-տնտեսական աշխարհագրության ամբիոնի պատվավոր վարիչն է:

Տարբեր գիտական ուղղությունների փոխշփման և փոխլրացման արդյունքում ձևավորված գիտության այս նորագույն ուղղությանը նվիրված սույն աշխատանքում հեղինակը հանգամանորեն անդրադարձնում է աշխարհագրական կանխատեսմանը վերաբերվող իմացաբանական, գիտատեսական և կիրառական հիմնական հարցերին:

Աշխատանքում մանրակրկիտ քննարկվում են աշխարհագրական կանխատեսման էությունը, կառուցվածքը, մակարդակները և հատկանիշները:

Հեղինակը, առանձնացնելով աշխարհագրական կանխատեսման երկու զուգահեռ զարգացող ուղղությունները՝ համաաշխարհագրական և ճյուղային աշխարհագրական, միաժամանակ անդրադարձ է կատարում աշխարհագրական կանխատեսման 11 տարատեսակներին՝ մեկնաբանելով յուրաքանչյուրի նշանակությունը:

Մենագրության մեջ բազմակողմանիորեն հիմնավորվում է այն դրույթը, որ աշխարհագրական կանխատեսումը ռեգիոնալ քաղաքականության և տարածքային կառավարման համար ծառայում է որպես գիտատեսական հիմք: Միաժամանակ այդ դրույթը քննության է ենթարկվում միջազգային հեղինակավոր կազմակերպությունների կողմից լայնորեն շրջանառվող աշխարհաքաղաքական ու աշխարհաստեսական, իհարկե նաև միջպետական ու ներպետական կարևորություն ունեցող կայուն զարգացման հայեցակարգի համատեքստում:

Ռեգիոնալ քաղաքականության և տարածքային կառավարման արդյունավետության հետ աշխարհագրական կանխատեսման սերտ կապի անհրաժեշտությունը տեսականորեն հիմնավորվում է հետևյալ մեթոդաբանական մոտեցումով: Աշխարհագրական կանխատեսման օբյեկտները, անկախ դրանց ծագումից, բովանդակությունից ու ենթակարգային մակարդակից, գոյատևում և զարգանում են ներքին սեփական օրենքներով ու օրինաչափություններով: Հաճախ աշխարհագրական օբյեկտների ու երևույթների ընթացիկ զարգացումը, առավել ևս ապագան դառնում են անկանխատեսելի, հետևապես և անկառավարելի: Եվ այսօր մարդկությունը ականատես է համամոլորակային, տարածաշրջանային ու տեղական մասշտաբով ռեգիոնալ քաղաքականության ձախողումների և կառավարման ցածր արդյունավետության բազմաթիվ օրինակների:

Միանգամայն տեղին է վարվել հեղինակը իր գրքի բնաբան ընտրելով գիտական աշխարհում լայն տարածում ունեցող հետևյալ միտքը. «Ըմբռնել, որպեսզի կանխատեսել, կանխատեսել, որպեսզի տիրանալ, ահա կանխատեսագիտության (պրոգնոստիկայի) հիմնական կրեդոն»: Հեղինակն իրավացի է, երբ սրում է այն հարցը, որ մեզանում լայն տարածում ստացած տեղական և արտաքին աղբյուրներից ֆինանսավորվող տարբեր տեսակի զարգացման, այդ թվում և ռեգիոնալ զարգացման ծրագրերն ու պլաններն աչքի չեն ընկնում ներդրման բարձր արդյունավետությամբ, և դրա պատճառներից մեկը նա համարում է աշխարհագրական կանխատեսման ցածր մակարդակը կամ ընդհանրապես բացակայությունը:

Քննարկման առանձին նյութ են դարձել աշխարհագրական կանխատեսման գիտական հասկացությունները, որոնցից հեղինակն ուրույն շեշտադրում է կատարում աշխարհագրական օբյեկտ, հասարակության տարածքային կազմակերպում և ռեգիոնալ պլանավորում,

աշխարհագրական տարածություն հասկացությունների բովանդակային կողմի վրա, կատարում համեմատություններ, բերում օրինակներ դրանց կիրառման ոլորտներից:

Գրքի վերջին բաժինը նվիրված է աշխարհագրական կանխատեսման ամենակարևոր, իր բովանդակությամբ առավել բարդ և միաժամանակ հասարակական մեծ կարևորություն ունեցող ուղղություններից մեկին՝ սոցիալ-տնտեսաաշխարհագրական (կամ հասարակական-աշխարհագրական) կանխատեսմանը, որի էությունը տարածքային հասարակական և բնաօրինակական համակարգերի զարգացման գործոնների, ապագա վիճակի որոշումն ու գնահատումն է:

Ընդհանուր առմամբ պրոֆ. Լ. Վալեսյանի սույն աշխատությունը հայ ընթերցողին ներկայացնում է ամբողջական մեթոդաբանական ու տեսական մոտեցումներ, որոնք նոր տեսանկյունից են բացահայտում աշխարհագրական կանխատեսման և ընդհանրապես տեսականորեն վերագինված աշխարհագրական գիտությունների համակարգի գիտաճանաչողական և կառուցողական ներուժը:

Այս ամենը գալիս են հավաստելու, որ պրոֆեսոր Վալեսյանի այս մենագրությունը հրապարակ է իջել ճիշտ ժամանակին և լավագույն օգնություն է ոչ միայն աշխարհագրության և ուրա հարակից գիտությունների ներկայացուցիչներին և ուսանողությանը, այլև տարածքային կառավարման ու տեղական ինքնակառավարման ոլորտներում զբաղված, ռեգիոնալ բաղաբանության և տարածքի կազմակերպման բնագավառին առնչվող պրակտիկ աշխատողներին:

աշխ.գ.դոկտոր Ռ. Հ. Ռևազյան

աշխ.գ.թեկնածու Կ. Բ. Ալեքսանյան

## ВЫДАЮЩИЙСЯ УЧЕНЫЙ И ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ДЕЯТЕЛЬ (к 90-летию со дня рождения академика А. Т. Асланяна)

7 февраля исполнилось 90 лет со дня рождения А. Т. Асланяна – академика, заслуженного деятеля науки Армении, заслуженного геолога Армении, доктора геолого-минералогических наук, профессора

Имя А. Т. Асланяна занимает достойное место в ряду выдающихся деятелей отечественной науки. Он внес огромный вклад в геологическую науку и производство, в укрепление и развитие научно-промышленного потенциала и высшей школы Армении. А. Т. Асланян был ученым поразительно широких научных интересов, включающих вопросы стратиграфии и палеонтологии, региональной геологии и тектоники, геофизики и планетологии, магматизма и новейшего вулканизма, четвертичной геологии и инженерной геологии, металлогении и геологии рудных месторождений.

В 1941 г. А. Т. Асланян, окончив геологический факультет Ереванского государственного университета, призывается в действующую армию и участвует в Великой Отечественной войне. После тяжелого ранения (1943) и демобилизации, он с 1945 г. начинает работать в Институте геологических наук АН Армянской ССР сначала аспирантом, научным сотрудником, а с 1947 г. – зав. сектором региональной геологии, организованном по его инициативе. Уже кандидатская диссертация (1947 г.) А. Т. Асланяна, посвященная стратиграфии и тектонике Северной Армении, свидетельствовала о нем, как о многообещающем и неординарном исследователе. Результаты последующих работ А. Т. Асланяна, которые охватили территорию всей Армении, были подытожены в его докторской диссертации "Региональная геология Армении", блестяще защищенной (1957 г.) в Москве, в Геологическом институте АН СССР. Эта фундаментальная работа, изданная в 1958 г., явилась существенным вкладом в познание геолого-тектонического строения Малого Кавказа и северо-восточной части Армянского нагорья. Следует отметить, в частности, палеонтологическое обоснование и выделение им в разрезах мезозоя Армении келловейских, оксфордских, кимериджских отложений, киммерийского этапа гранитоидного магматизма, стратиграфическое расчленение лагунно-молассовых отложений, обоснование нижне-среднеплиоценового возраста рельефа Армении, выделение главнейших этапов оротектонических перестроек и соответствующих структурных этажей, первую формационную типизацию рудных месторождений Армении. Прошло более 50 лет после ее опубликования, но она не потеряла своего значения до настоящего времени.

В ряду научных интересов А. Т. Асланяна особое место занимали теоретические исследования, находящиеся на стыке тектоники, геофизики и планетологии. В цикле этих работ, опубликованных в 1975-1989 гг, дана количественная оценка физико-механических характеристик литосферы и астеносферы, массы, плотности и температуры ядра Земли, установлено равенство магнитного вращательного момента и вращательного момента квазисуточной нутации планеты, доказана эквивалентность приливного фактора Лява и фактора Пуассона для литосферы и др. В отличие от широко распространенных представлений о примате расширения Земли во времени, А. Т. Асланян последовательно отстаивал мнение об уменьшении объема Земли и количественно оценил скорость векового уменьшения радиуса Земли – 6,37 см за 100 лет. Вице-президент АН СССР, академик А. Л. Яншин в письме к А. Т. Асланяну отмечал: "Вы в этой своей статье и в предшествующих подняли ряд очень важных для каждого геолога вопросов, лежащих на стыке тектоники, геофизики и небесной механики. Два из выдвинутых вами положений я считаю решающими. Во-первых, вы уверенно доказываете эволюцию формы, объема и среднего удельного веса вещества Земли за 4,5 млрд лет ее существования, причем приведенным Вами расчетам трудно что-либо противопоставить. Во-вторых, что особенно важно, Вы реабилитируете контракцию... Ваше его решение и все Ваши расчеты безукоризненны. Я показывал Вашу статью академику В. А. Магницкому, который гораздо лучше меня знает физику и математику, и он не нашел возможным к чему-нибудь придаться в Ваших аргументах".

В ряду общетеоретических исследований А. Т. Асланяна важное место занимает его работа "К аксиоматике геологической науки" (1980), в которой он заострил внимание ученых-теоретиков на необходимости выработки ограничительных критериев в геологии, на необходимости применения классических принципов геологии лишь с учетом вероятностно-статистических и релятивистских

представлений, подчеркнув и обосновав необходимость применения в геологии некоторых частных принципов термодинамики и механики.

Результаты геологических съемок и многолетних геологических исследований, выполненных А.Т. Асланяном, нашли свое отражение на разномасштабных геологических и специализированных картах, составленных непосредственно им или под его руководством. В 1957г им была составлена "Геологическая карта Армянской ССР" М 1:500000 (издана в 1958 г.), в 1961 г. "Геологическая карта Армянской ССР" М 1:600000 и "Тектоническая схема Армянской ССР" М 1:600000 под ред. А.Т. Асланяна и А.Т. Вегуни (изданы в 1970г), в 1974г. "Геологическая карта Армянской ССР" М 1:200000, а затем М 1:100000 под ред. А.Т. Асланяна и А.Т. Вегуни, которые явились основой для соответствующих прогнозно-металлогенических карт, составленных под руководством и редакцией академика И. Г. Магакьяна.

А.Т. Асланян непосредственно участвовал в решении целого ряда актуальных практических задач. Им дано более 200 заключений по геологическим условиям строительства различных инженерных сооружений – плотин, водохранилищ, магистральных газопроводов, трасс линий высоковольтных передач, заводов, подземных газохранилищ, жилых кварталов и т.д.

С 1975г. по 1987г. А.Т. Асланян являлся директором Института геологических наук АН Армянской ССР. Эти годы характеризовались расширением фундаментальных исследований в институте, организацией новых отделов и лабораторий (тектоники, металлогении, инженерной геологии и гидрогеологии, информатики, изотопных исследований и др.), расширением творческих связей с родственными институтами АН СССР, укреплением связей с производственными организациями, в первую очередь с Управлением геологии АрмССР и Производственным геологоразведочным трестом Управления цветной металлургии. В практику научно-исследовательских работ были внедрены достижения точных наук, широкое развитие получило использование в геологических исследованиях результатов дистанционного зондирования Земли.

Годы работы в Институте были весьма плодотворными и лично для А.Т. Асланяна. Из более чем 200 его научных статей и 9 монографий большая часть написаны именно в этот период.

Важный этап жизни и деятельности А.Т. Асланяна связан с его работой, в течение более чем 20 лет (1954-1975гг.), в государственных структурах. Именно здесь наиболее ярко проявились масштабы его организаторских способностей. В этой связи необходимо прежде всего отметить его работу в течение 11 лет в Управлении геологии вначале в качестве главного инженера, затем – начальника Управления. Под его руководством существенно укрепляется и совершенствуется геологическая служба республики, успешно разведывается ряд месторождений цветных, редких и благородных металлов, нерудного сырья, подземных пресных и минеральных вод, значительно расширяется минерально-сырьевая база страны. Именно в эти годы было завершено детальное изучение Сэтского золоторудного, Агаракского медно-молибденового, Разданского железорудного месторождений, минеральных вод Джермука, Арзни, Анкавана. По личной инициативе А.Т. Асланяна были начаты разведочные работы на уникальных месторождениях бентонитов и перлитов, на базе которых затем были построены Иджеванский и Арагацкий комбинаты. В годы его работы в Управлении геологии существенно повышается качество геолого-съёмочных работ, значительно расширяются тематические исследования, разрабатываются программы по созданию газохранилищ в естественных коллекторах, по использованию глубинного тепла, освоению забалансовых руд и т.д.

Под руководством и редакцией А.Т. Асланяна в этот же период подготовлены и изданы две книги XLIII тома – Армянская ССР ("Геологическое описание", 1970 г. и "Полезные ископаемые", 1974 г.) многотомника "Геология СССР", где он являлся также автором ряда разделов.

Другая сфера многогранной деятельности А.Т. Асланяна связана с высшей школой. В 1965г. он был назначен ректором Ереванского Политехнического института. С целью обеспечения развивающегося горно-металлургического комплекса республики кадрами соответствующих специалистов, по его инициативе был организован горно-металлургический факультет. Он организовал и стал первым научным руководителем проблемной лаборатории по сейсмостектонике, одновременно заведая кафедрой "Общей и региональной геологии".

Уже через год А.Т. Асланян был назначен министром и почти 10 лет (1966 – 1975гг.) возглавлял Министерство высшего и среднего специального образования. Он внес значительный вклад в развитие высшей школы, в укрепление ее материально-технической базы, расширение научно-исследовательских и конструкторских разработок в ВУЗ-ах республики. При нем, с учетом

перспектив развития научно-промышленного комплекса республики, был открыт ряд новых факультетов, организованы новые кафедры и лаборатории в ряде ВУЗ-ов республики. Сам А.Т. Асланян почти 40 лет вел преподавательскую работу, являясь профессором Ереванского Государственного университета, а затем Ереванского Политехнического института. Он подготовил 12 кандидатов и докторов наук.

А.Т. Асланян был убежденным сторонником необходимости широкой интеграции геологической науки Армении в сферу международного геологического сотрудничества и сам принимал активное участие в работах международных геологических конгрессов, конференций, симпозиумов, достойно представляя нашу науку за рубежом (Франция, ГДР, Чехословакия, Болгария, Бельгия, Дания, Италия и др.). Он пользовался большим авторитетом среди широкого круга ученых и производственников.

А.Т. Асланян являлся членом Нью-Йоркской академии, в течение двух сроков был вице-президентом Международной Ассоциации планетологов, Председателем комиссии АН СССР по изучению четвертичного периода Закавказья, организатором и первым Президентом Армянского геологического общества, Председателем специализированного совета по присвоению ученых степеней при ИГиН, ответственным редактором журнала "Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле". Он был награжден медалью Абраама Вернера Геологического общества Германии, медалью Семенова Тяньшанского Географического общества СССР.

Ратные и трудовые достижения А.Т. Асланяна были отмечены орденами Отечественной войны I и II степени, тремя орденами Трудового Красного Знамени, орденом Дружбы Народов и многочисленными медалями.

А.Т. Асланян до последних лет своей жизни не мыслил себя без полевых работ, всегда охотно выезжал в поле, делился своими знаниями с более молодыми коллегами, помогал им советами. Все, кто общались с ним, независимо от профессии, поражались его обширным познаниям, широкой эрудиции и феноменальной памяти. Он был интересным собеседником, прекрасно знал историю, археологию, литературу Армении.

Многие обращались к А.Т. Асланяну за помощью по самым различным вопросам, и всем он старался оказывать посильную помощь.

Отмечая 90-летие со дня рождения А.Т. Асланяна, мы отдаем дань глубокого уважения памяти выдающегося ученого, государственного деятеля и гражданина. Можно с уверенностью сказать, что имя А.Т. Асланяна навсегда сохранится в памяти геологической общественности, всех, кто знал его и работал вместе с ним, а его богатое научное наследие еще долгие годы будет служить нынешнему и последующим поколениям геологов.

**Президиум Национальной Академии Наук Армении  
Отделение химии и наук о Земле НАН Армении  
Институт геологических наук НАН Армении  
Редколлегия Известий НАН Армении, Науки о Земле**

**ՍՈՒՍԱՆՆԱ ՄՈՒՇԵՂԻ ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ**  
( Ծննդյան 80-ամյակին)

Լրացավ վաստակաշատ գիտնական, պալեոգենի կենսաշերտագրության և հնէաբանության ասպարեզում ճանաչված մասնագետ, ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի հնէաբանության և շերտագրության գիտահետազոտական լաբորատորիայի վարիչ, երկրաբանա-հանքաբանական գիտությունների դոկտոր Սուսաննա Մուշեղի Գրիգորյանի 80-ամյակը (1928-1998):

Ս.Մ. Գրիգորյանը ծնվել է 03.09.1928թ-ին Մեղրիում: 1939թ-ին ընտանիքի հետ տեղափոխվում է Երևան: 1946-1951 թթ-ին սովորում և ավարտում է Երևանի պետական համալսարանի կենսաբանական ֆակուլտետը և ստանում կենսաբան-ֆիզիոլոգի որակավորում: Հանգամանքների բերումով, նրան վիճակված չէր շարունակելու իր գործունեությունը ֆիզիոլոգիայի ասպարեզում: Հետագայում նա իրեն ամբողջովին նվիրում է կենսաբանա-երկրաբանական ուղղվածության մեկ այլ գիտության՝ սնողնաշարավորների հնէաբանությանը՝ խիստ արդիական և Հայաստանի տարածքում համեմատաբար քիչ ուսումնասիրված ֆորամինիֆերների ենթադասի բրածո օրգանիզմների՝ նումուլիտների և օրբիտոիդների կենսաշերտագրությանը, ինչպես նաև նրանց կարգսրբանության և ֆիլոգենեզի խրթին հարցերին:

1952թ-ից մինչև իր կյանքի վերջը, շուրջ 46 տարի անընդմեջ, Ս.Մ. Գրիգորյանը աշխատել է ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտում՝ զբաղեցնելով տարբեր պաշտոններ՝ լաբորանտիչ և ասպիրանտից սկսած մինչև ավագ գիտաշխատող, հնէաբանության և շերտագրության լաբորատորիայի վարիչ և թեմայի ղեկավար: Ասպիրանտուրայում ուսանելու տարիներին (1956-1959թթ.) ՀՀ ԳԱԱ սկադեմիկոս, պրոֆեսոր Ա.Ա. Գաբրիելյանի ղեկավարությամբ, Ս. Գրիգորյանը գիտահետազոտական աշխատանքներ է կատարում Մերձերևանյան և Վայքի շրջաններում, հայտնաբերում և ուսումնասիրում է բրածո նումուլիտների մի քանի տասնյակ ձևեր: Արդյունքները ամփոփվում են «ՀԽՍՀ հարավ-արևմտյան մասի վերին Էոցենի և օլիգոցենի նստվածքների շերտագրությունը և նումուլիտների ֆաունան» ատենախոսությունում, որն էլ 1963թ-ին փայլուն կերպով պաշտպանում է Երևանի Պետական համալսարանում՝ ստանալով երկրաբանա-հանքաբանական գիտությունների թեկնածուի գիտական աստիճան:

Իր հետագա գիտական գործունեության ընթացքում Ս. Գրիգորյանը լայնածավալ հնէաբանական ուսումնասիրություններ է իրականացնում Հայաստանի տարածքում՝ հետազոտում վերին կավճի (կամպան, մասստրիխտ) և պալեոգենի (պալեոցեն, էոցեն, ստորին և միջին օլիգոցեն(ո)) հասակների նումուլիտների և օրբիտոիդների ֆաունայով հարուստ մի քանի տասնյակ նոր ստուգանմուշային և շերտատիպային կտրվածքներ, այդ թվում Վայքի մարզի Ուրցածոր և Ազատեկ գյուղերի շրջակայքի խոշոր նումուլիտներ Nummulites millicaput (120-160 մմ տրամագծով) պարունակող վերին էոցենի և միջին և վերին էոցենը սահմանազատող ստուգանմուշային կտրվածքները:

Կարևոր է նշել, որ Ս.Մ. Գրիգորյանին հաջողվել է հնէաբանական ուսումնասիրություններ կատարել նաև Նախիջևանի շրջանում, որտեղ, ի տարբերություն գոյություն ունեցող պատկերացումների, նրան հաջողվել է առաջին անգամ ճշգրիտ հիմնավորել այսպես կոչված «Փարադաշի» շերտախմբի վերին մասի միջին էոցենյան հասակը: Բացի այդ, միջազգային համագործակցության շրջանակներում համեմատական ուսումնասիրություններ է իրագործել Հունգարիայում:

Ս.Մ. Գրիգորյանը հեղինակ և համահեղինակ է 5 մենագրությունների, 28 գիտական հոդվածների և 10 ձեռագիր հաշվետվությունների: Հոդվածների մի մասը թարգմանվել է անգլերեն և ֆրանսերեն լեզուներով և տպագրվել արտասահմանյան գիտական պարբերականներում: Արժանի է հիշատակման նրա ռուսերեն լեզվով գրված «Հայկական ՍՍՀ նումուլիտները և օրբիտոիդները» ծավալուն մենագրությունը (Երևան, 1986), որը հանդիսանում է հեղինակի բազմամյա գիտական հետազոտությունների հանրագումարը: Այս աշխատությունը 1988թ-ին Մոսկվայի Ս. Օրջոնիկիձեի անվան երկրաբանա-հետախուզական ինստիտուտում մեծ հաջողությամբ պաշտպանվել է որպես դոկտորական ատենախոսություն: Աշխատության մեջ նկարագրվել են վերին կավճի և պալեոգենի հասակի նումուլիտների և օրբիտոիդների ավելի քան 100 տեսակներ և ենթատեսակներ, այդ թվում՝ միայն էոցենի նստվածքային ապարներից գիտության համար նոր 4 տեսակ և 5 ենթատեսակ:

Հայտնաբերված դիսկոցիկլինների մի նոր ձև Ս.Մ. Գրիգորյանը անվանել է ի պատիվ իր ուսուցիչ ակադեմիկոս Ա. Գաբրիելյանի:

1980-ական թվականներին Ս.Մ. Գրիգորյանը հանդիսացել է „Էոցենի և օլիգոցենի սահմանագծի երկրաբանական իրադարձությունները” №174 միջազգային ծրագրի համադեկավարներից մեկը: Այդ ուսումնասիրությունների հիմնական արդյունքները նա հրատարակել է 1986թ-ին Մոսկվայում լույս տեսած “ԽՍՀՄ տարածքի ուշ էոցենի-վաղ օլիգոցենի երկրաբանական և կենսաբանական իրադարձությունները” սենագրության համապատասխան բաժնում: Կյանքի վերջին տարիներին Ս.Մ. Գրիգորյանը ղեկավարում էր № 96-107 «Հայաստանի ֆաներոզոյի հնէաբանա-շերտագրական հուշարձանների ատլասը» գիտական թեման:

1960-1970-ական թվականներին Ս.Մ. Գրիգորյանը դասավանդել է նաև Երևանի պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետում: Երկար տարիներ նա հանդիսացել է ԽՍՀՄ և Կովկասի պալեոգենի միջգերատեսչական շերտագրական հանձնաժողովի անդամ, ԽՍՀՄ հնէաբանական ընկերության անդամ: Բազմալաստակ գիտնականը բազմիցս ակտիվ մասնակցություն է ունեցել պալեոգենի շերտագրությանն ու հնէաբանությանը նվիրված ինչպես Հանրապետական, այնպես էլ Միութենական և Միջազգային գիտաժողովներին:

Ս.Մ. Գրիգորյանը վայելում էր մեծ հեղինակություն ինչպես նախկին ԽՍՀՄ առաջատար գիտնականների՝ Վ.Ա. Կրաշենիննիկովի, Ե.Կ. Շուցկայի, Գ.Ի. Նեմկովի, Ե.Լ. Պորտնայովի, Մ.Ա. Ախմետևի, Ի.Վ. Կաչարավայի, Ե.Լ. Կուրգալինովայի, այնպես էլ եվրոպական գիտնականների մոտ: Հատկանշական է, որ Ս. Գրիգորյանի ուսումնասիրությունների արդյունքներն իրենց արժանի տեղն են գտել իսլանացի խոշոր գիտնական Ջոզեֆ Սերրա-Կիելիի 1998թ-ին Ֆրանսիայում տպագրված հիմնարար աշխատության մեջ՝ նվիրված Թեթիսի պալեոգենի խոշոր ֆորամինիֆերների զոնալ կենսաշերտագրական սանդղակի (SBZ) , ճշգրտմանը:

Բազմալաստակ գիտնականի, գիտության անխոնջ մշակի և մարդկային բարձր հստկանիչներով օժտված անձնավորության հիշատակը մինչ հիմա վառ է մնում նրա գործընկերների, աշակերտների և բոլոր նրան ճանաչողների սրտերում:

ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտ  
ՀՀ ԳԱԱ Գիտություններ Երկրի մասին տեղեկագրի խմբագրություն