

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  
**Ս.Վ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ, Ա.Ս. ՖԱՐԱՄԱԶՅԱՆ**

Պատասխանատու քարտուղար  
**Է.Ս. ՌՈՍՏՈՄՈՎԱ**

Խմբագրական կոլեգիա

**Պ.Գ. ԱԼՈՅԱՆ, Ա.Լ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Է.Ե. ԽԱՉԻՅԱՆ, Ա.Ս. ԿԱՐԱԽԱՆՅԱՆ,  
Ս.Ս. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Ռ.Լ. ՄԵԼԹՈՆՅԱՆ, Ռ.Տ. ՄԻՐԻՋԱՆՅԱՆ,  
Ս.Ն. ՆԱԶԱՐԵԹՅԱՆ, Մ.Ա. ՍԱԹՅԱՆ, Հ.Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ**

*Ответственный редактор*  
**Р.Т. ДЖРБАШЯН**

*Заместители ответственного редактора*  
**С.В. ГРИГОРЯН, А.С. ФАРАМАЗЯН**

*Ответственный секретарь*  
**Э.С. РОСТОМОВА**

*Редакционная коллегия*

**П.Г. АЛОЯН, А.Л. АНАНЯН, А.С. КАРАХАНИЯН, Р.Л. МЕЛКОНЯН,  
Р.Т. МИРИДЖАНИЯН, С.Н. НАЗАРЕТЯН, С.М. ОГАНЕСЯН, О.А. САРКИСЯН,  
М.А. САТИАН, Э.Е. ХАЧИЯН**

Editor:

**R.T. JRBASHYAN**

Deputy Editors:

**S.V. GRIGORYAN, A.S. FARAMAZYAN**

Executive Secretary

**E.S. ROSTOMOVA**

Editorial Board

**P.G. ALOYAN, A.L. ANANYAN, E.Y. KHACHIAN, A.S. KARAKHANIAN,  
R.L. MELKONYAN, R.T. MIRIJANYAN, S.N. NAZARETYAN,  
S.M. HOVHANNISIAN, H.H. SARGSYAN, M.A. SATIAN,**

Խմբագրության հասցեն՝ 375019, Երևան-19, Մարշալ Բաղրամյանի պող. 24ա  
Адрес редакции: 375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а

© Издательство "Гитутюн" НАН РА  
Известия НАН РА, Науки о Земле, 2005

ՀՁԿ-409

ՀՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ  
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ԱՎԱԻՆ

ԲՈՎ ԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

**Ռ.Տ.Ջրբաշյան, Կ.Գ.Շիրինյան, Ս.Գ.Կարապետյան.** Գիպսը և գիպսաբեր մոխիրները Ավան և Կարմրատար հրաբխային կոնների վրա (Հայաստան) ..... 3

**Ռ.Ա.Մանդալյան, Հ.Ա.Թումանյան.** Սյունիքի տրավերտինային դաշտի կառուցվածքը, ձևավորումը և գործնական նշանակությունը ..... 7

**Լ.Հ.Սահակյան.** Վեդու օֆիոլիթային գոտու մեզոզոյի ալկալալամպրոֆիրային դիատրեմաների տուֆերի երկրորդային փոխակերպումները (Հայաստան) ..... 13

**Ռ.Ն.Տայան, Մ.Ա.Հարությունյան, Ա.Ե.Հովհաննիսյան.** Հարավային Ջանգեզուրի պղինձ-մոլիբդենային և ոսկի-բազմամետաղային հանքային ֆորմացիաների տեղակայման հարցի մասին և հանքաբերակումների նույնացման հնարավորությունները ըստ պիրիտներում տարր-խառնուրդների ..... 17

**Ռ.Ա.Փաշայան, Հ.Ա.Թումանյան, Ռ.Տ.Միրիջանյան, Ա.Լ.Անանյան.** Երկրադինամիկայի ընթացքի ջրաերկրաքիմիական մոնիտորինգ Գառնիի փորձադաշտում ..... 25

**Հ.Ա.Ղազարյան.** Հայոց լեռնաշխարհի հյուսիս-արևելյան մասի ընթացքի հրաբխականությունը ..... 29

**Է.Ե.Խաչիյան, Ա.Զ.Սարգսյան.** Ուժեղ երկրաշարժի նախապատրաստման փուլում միջավայրի ղեֆորմացիոն դաշտի պոտենցիալ էներգիայի մասին ..... 37

**Ս.Մ.Հովհաննիսյան, Հ.Հ.Հովհաննիսյան, Հ.Ս.Գասպարյան, Ֆ.Մ.Ֆիդանյան.** Հայաստանի տարածքի երկրակեղևի կառուցվածք-դինամիկ բնութագիրն ըստ համալիր երկրաֆիզիկական տվյալների ..... 46

**Ա.Ա.Կյուրեղյան, Վ.Լ.Անանյան.** Էջմիածնի և նրա արվարձանների հողերի ռադիոէկոլոգիական հետազոտությունը ..... 54

**Ս.Ռ.Մեսչյան, Կ.Ա.Թասլազյան.** Կավային գետնահողերը մնացորդային ամրության վարքը կրկնակի վիբրացիայի ազդեցության դեպքում ..... 58

**Ռ.Ա.Մանդալյան.** Հայկական բարձրավանդակի անխոնջ ուսումնասիրողը (Հերման Աբիխի 200-ամյակին) ..... 62

СОДЕРЖАНИЕ

**Ր.Տ.Ջրբաշյան, Կ.Գ.Շիրինյան, Ս.Գ.Կարապետյան.** Гипс и гипсоносные пеплы на четвертичных шлаковых конусах Аван и Кармратар (Армения) ..... 3

**Ռ.Ա.Մանդալյան, Գ.Ա.Տումանյան.** Сюникское травертиновое поле – строение, формирование и практическое значение ..... 7

**Լ.Գ.Տաակյան.** О вторичных преобразованиях щелочно-лампрофировых туфов диатрем мезозоя Ведийской офиолитовой зоны (Армения) ..... 13

**Ր.Ն.Տայան, Մ.Ա.Արությունյան, Ա.Ե.Օգանեսյան.** К вопросу размещения медно-молибденовой и золото-полиметаллической рудных формаций Южного Зангезура и возможности идентификации рудопроявлений по элементам-примесям в пиритах ..... 17

**Ր.Ա.Փաշայան, Գ.Ա.Տումանյան, Ր.Տ.Միրիջանյան, Ա.Լ.Անանյան.** Гидрогеохимический мониторинг геодинамических процессов в Гарнийском полигоне ..... 25

**Գ.Ա.Կազարյան.** Рифтогенный вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья ..... 29

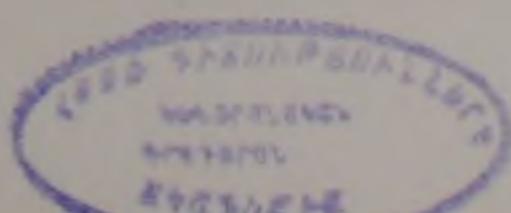
**Յ.Ե.Պաշայան, Ա.Յ.Տարգսյան.** О потенциальной энергии деформации среды в период подготовки сильного землетрясения ..... 37

**Ս.Մ.Օգանեսյան, Ա.Օ.Օգանեսյան, Գ.Տ.Գասպարյան, Փ.Մ.Ֆիդանյան.** Структурно-динамическая характеристика земной коры территории Армении по комплексу геофизических данных ..... 46

**Ա.Ա.Կյուրեղյան, Վ.Լ.Անանյան.** Радиоэкологическое исследование почв города Эчмиадзина и его окрестностей ..... 54

**Ս.Ր.Մեսչյան, Կ.Ա.Տասլազյան.** Поведение остаточной прочности глинистых грунтов при повторном вибрационном воздействии ..... 58

**Ր.Ա.Մանդալյան.** Неутомимый исследователь Армянского нагорья (к 200-летию Германа Абиха) ..... 62



## TABLE OF CONTENT

<b>R.T.Jrbashyan, K.G.Shirinyan, S.G.Karapetyan.</b> Gypsum and gypsum-bearing ashes on Avan and Karmratar quaternary slag cones (Armenia) .....	3
<b>R.A.Mandalyan, G.A.Toumanyanyan.</b> The Syunik travertine field – composition, formation and practical value .....	7
<b>L.H.Sahakyan.</b> About secondary alterations of tuffs of Mesozoic alkaline-lamprophyric diatremes in the Vedi ophiolite zone (Armenia) .....	13
<b>R.N.Tayan, M.A.Harutyunyan, A.E.Oganesyan.</b> To the problem of dislocation of copper-molybdenum and gold-polymetallic formations in south Zangezour and opportunities for small ore deposit identification through elements-admixtures in pyrites .....	17
<b>R.A.Pashayan, G.A.Toumanyanyan, R.T.Mirijanyan, A.L.Ananyan.</b> Hydro-geochemical monitoring of geo-dynamic processes on the Garni testing site .....	25
<b>H.A.Ghazaryan.</b> Riftogenic volcanism in northeastern portion of the Armenian upland .....	29
<b>E.Y.Khachian, A.Z.Sargsyan.</b> About a potential energy of environment deformation during the preparation of strong earthquake .....	37
<b>S.M.Hovhannisian, H.H.Hovhannisian, H.S.Gasparian, F.M.Fidanyan.</b> The structural-dynamic characteristics of the earth's crust of the territory of Armenia according to the geophysical complex datas .....	46
<b>A.A.Kyureghyan, V.L.Ananyan.</b> Radioecological study of Echmiadzin's soils .....	54
<b>S.R.Meschyan, K.A.Taslavyan.</b> The behaviour of residual integrity of clay soils repeatedly exposed to vibration impact .....	58
<b>R.A.Mandalyan.</b> Enthusiastic explorer of the Armenian upland (to the 200 <sup>th</sup> anniversary of Herman Abich) .....	62

## ГИПС И ГИПСОНОСНЫЕ ПЕПЛЫ НА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ШЛАКОВЫХ КОНУСАХ АВАН И КАРМРАТАР (АРМЕНИЯ)

© 2005 г. Р. Т. Джрбашян, К. Г. Ширинян, С. Г. Карапетян

Институт геологических наук НАН РА  
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
e-mail: hrshah@sci.am

Поступила в редакцию 23.03.2005 г.

В работе приводится описание модификаций минералов группы гипса, их химических, минералогических, оптических и рентгенографических особенностей, впервые обнаруженных в строении вулканических конусов Аван и Кармратар. Рассматриваются особенности строения указанных шлаковых конусов, эволюция состава пород и условия их залегания, а также роль фумарольных и метасоматических процессов в образовании гипса и его переносе из возможного источника.

Гипс – один из наиболее распространенных сульфатных минералов. Обычно его огромные залежи встречаются в осадочных толщах. В виде химических осадков, слоев и пластов они распространены в бывших соленосных бассейнах. Редко гипс наблюдается в некоторых жильных, гидротермальных, контактово-метасоматических месторождениях. Примеры связи гипса с вулканической деятельностью весьма редки. Описан бассанит из пустот бомб лейцитовых тефритов вулкана Везувий (Бетехтин, 1950), а также вынесенный фумаролами этого вулкана вместе с гиббситом (Spenser, 1913). Не исключено, что появление минералов группы гипса связано с позицией очага вулкана Везувий, расположенного в доломитах и глинистых известняках (Silvestri, 1961), послуживших источником CaO, H<sub>2</sub>O, SO<sub>3</sub> в выбрасываемых вулканических газах.

На вулканических конусах Аван и Кармратар, как будет показано ниже, гипс связан с поствулканическими эксгаляциями.

Вулканический шлаковый конус Аван, на котором впервые обнаружен гипс, расположен в Аванском районе г. Еревана, в непосредственной близости от одноименного солерудника. Слагающие конус породы, представленные шлаками, лапилли, песками и пеплами, в настоящее время почти полностью разработаны. До разработки вулканический конус представлял небольшую возвышенность с относительной высотой 60 м и с периметром основания около 600 м; абсолютная высота конуса равнялась 1335 м. Сохранился лавовый поток длиной около 1 км, который вытек из его основания в южном направлении.

Вулканический конус впервые был описан К. И. Карапетяном (Каталог верхнеплиоцен-четвертичных вулканов Армянской ССР, 1978, рукопись, библиотека ИГН НАН Армении). Нами изучен химический и рассчитан нормативный составы этих пород.

Приведенные в табл. 1 данные химических составов лавы (1) и шлака (2) вулкана Аван, согласно классификации TAS МСГН (коллектив авторов, 1978), соответствуют известково-щелочному базальту, а по классификации Г. С. Йодера и К. Э. Тилли (1965), основанной на нормативных составах, приближаются к пересыщенным толеитам.

Гипс на Аванском вулкане встречается в виде кристаллических и полупрозрачных агрегатов водного сернокислого кальция (рис. 1), заполнивших поры и поверхности шлаков.

Таблица 1  
Химический и нормативно-минеральный составы лав (1) и шлаков (2) вулкана Аван

	Химический состав			Нормативный состав	
	1	2		1	2
SiO <sub>2</sub>	50.00	50.10	il	1.06	1.06
TiO <sub>2</sub>	1.74	1.59	ru	1.20	1.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.10	16.75	hm	10.86	10.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.94	10.37	or	5.57	5.57
FeO	0.28	0.31	ab	28.84	30.41
MnO	0.22	0.24	an	31.43	26.98
MgO	4.00	5.80	ap <sub>1</sub> di	0.67	0.67
CaO	9.20	10.29	wo	4.88	9.28
Na <sub>2</sub> O	3.40	3.60	en	4.82	8.03
K <sub>2</sub> O	0.90	0.85	en, hi	5.72	6.42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.34	q	4.57	0.48
H <sub>2</sub> O	0.11	0.02	Σ	99.62	100.29
п.п.п.	1.20	0.31			
Σ	100.43	100.77			

Примечание. Анализ выполнен в химической лаборатории ИГН НАН РА, аналитиком З. Гаспарян

По данным химического анализа кристаллов гипса, он содержит CaO – 32.48%, SO<sub>3</sub> – 46.89%, H<sub>2</sub>O – 20.40%. Кристаллы гипса чистые, не содержат механических или других примесей и по составу весьма близки к теоретическому (Бетехтин, 1950) и к некоторым анализам гипса других регионов (Дир, Хауи и др., 1966).

О чистоте аванского гипса свидетельствуют данные дифрактограммы кристаллов (рис. 2), что подтверждено наличием в них интенсивных линий с d/n – 7.5, 4.27, 3.19, 3.058 (Set-6, of the powder defraction file, 1977, N046).

Данные по вулканам Камчатки – Авача, Шевелуч и др. (Набоко, 1959) дают основание считать, что чистые кристаллы гипса образуются в заключительную стадию сольфатарной фумарольной активности.





Рис 3 Вид карьера гипсоносных пеплов на западном склоне вулкана Кармратар. Гипсоносные пеплы выражены белыми прослоями

Все изложенное свидетельствует о метасоматических процессах, которые протекали в условиях химического воздействия фумарольных эманаций, богатых гипсовыми компонентами, с за-

Таблица 2

Химический состав гипсоносных пеплов шлакового конуса Кармратар

NN п/п и образцов	1 5-АТ	2 100-АТ	3 56	4 1087
SiO <sub>2</sub>	13.64	22.09	19.80	57.45
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.29	0.23	0.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.42	4.43	2.49	18.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.09	2.38	3.47	6.33
FeO	0.28	0.57	0.86	0.57
MnO	0.01	0.04	0.02	0.09
CaO	27.15	23.46	23.95	6.76
MgO	1.58	1.79	1.41	3.20
Na <sub>2</sub> O	1.40	1.40	1.30	3.30
K <sub>2</sub> O	0.60	0.90	0.80	2.10
CO <sub>2</sub>	4.75	5.28	4.40	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.23	0.46	0.55
H <sub>2</sub> O*	14.22	11.28	12.49	0.05
п.п.п.	1.25	1.30	2.02	1.25
SO <sub>2</sub>	31.07	25.29	27.04	—
Σ	100.75	100.65	100.74	100.70

1 Гипсоносные пеплы белого цвета. 2 Гипсоносные пеплы светло-серого цвета. 3 Гипсоносные пеплы светло-красного цвета. 4 Пемзовые пеплы не измененные.

мещением минералов вулканического пепла и стекла

Для данных образований может быть принята точка зрения Д.С. Коржинского и др. о том, что изменение химического состава старых и образование новых минералов происходили в твердом состоянии почти одновременно, согласно закону Линдгрена о сохранении первичного объема (Коржинский, 1936, 1969).

Следует допустить, что CaSO<sub>4</sub> (ангидрит) в условиях наличия воды мог бы переходить в относительно устойчивое минеральное соединение в виде гипса или полугидрата кальция — CaSO<sub>4</sub> · 0.5H<sub>2</sub>O.

В природных условиях обычным явлением считаются переход значительных объемов ангидрита в гипс и обратные процессы под влиянием поверхностных вод при смене климатических условий.

Мы полагаем, что первичным источником гипса в районе вулкана Кармратар могли быть гипсоносно-соленосные отложения миоценового возраста, вскрытые буровыми скважинами в южной части Шамирамского плато.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Пятигорск, 1899, 33 с.
- Амарян В.М. О генезисе туфов и туфолав Армении. В кн.: Вулканизм и вулкано-плутонические формации. М.: "Наука", 1966, с.134-139.
- Амроян А.Е. Ереванский соленосный бассейн. Тр. Арм.геол.управл., 1957, №1. Изд. Ергосунта, с.67-74.
- Асланян А.Т. О центрах извержений новейших туфов Армянского нагорья. В сб. научн. трудов Ереванского Политехнич. ин-та, 1956, №13, вып.3, с.3-10.
- Бетехтин А.Г. Минералогия. М.: Гос.издат геолог.литер., 1950, с.548-556.
- Дир Х.А., Хауи Р.А. и др. Породообразующие минералы. М.: "Мир", 1966, с.223-242.
- Заварицкий А.Н. Игнимбреты Армении. Изв. АН СССР, сер.геологич., 1947, №3, с.3-18.
- Йодер Г.О., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: "Мир", 1965, 248с.
- Карпетян К.И. Остывшие единицы Арагацкого типа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, т.XLI, №4, с.43-49.
- Карпетян С.Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1972, 196 с.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: "Недра", 1997, 248с.
- Коржинский Д.С. Подвижность и инертность компонентов при метаморфизме. Изв. АН ОМН, сер. геологич., 1936, №1, с.35-60.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: "Наука", 1969, 111 с.
- Набоко С.И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакции. М.: Изд. АН СССР, 1959, 303 с.
- Трубников Б.А., Сторчеус А.В. О механизме движения пирокластического потока. Журнал "Вулканология и сейсмология". М.: "Наука", 1985, №3, с.25-31.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г. Четвертичная хронология Арагацкого вулканического центра (Армения) по

данным К/Аг датирования. Доклады АН России, 2002, т.348, N1, с.95-102.

Ширинян К.Г. Новые данные о центрах извержений туфов и туфолов Армении. Доклады АН АрмССР, 1957, т. XXIV, N2, с.85-90.

Ширинян К.Г., Карапетян С.Г. О шлаково-туфовых вулканических конусах Арагацкой вулканической

области. В кн.: Третья Туапсинская Международная конференция. Вулканизм и биосфера (Тезисы докладов). Туапсе, 2003, с.47-48.

Silvestri S.C. Guide for the excursion to Vesuvius. 1961, p.22.

Spenser L.J. Sixth list of new mineral names. Basanite. Mineral Mag., 1913, 16, p.354.

## ԳԻՊՍԸ ԵՎ ԳԻՊՍԱԲԵՐ ՄՈՒԻՐՆԵՐԸ ԱՎԱՆ ԵՎ ԿԱՐՄՐԱՏԱՐ ՀՐԱԲԻԱՅԻՆ ԿՈՆԵՐԻ ՎՐԱ (ՀԱՅԱՍՏԱՆ)

Ռ. Տ. Ջրբաշյան, Կ. Գ. Շիրինյան, Ս. Գ. Կարապետյան

### Ա մ փ ո փ ու մ

Աշխատանքում բերվում է գիպսի խմբի միներալների մոդիֆիկացիաների նկարագրությունը, նրանց քիմիական, միներալոգիական, օպտիկական և ռենտգենոգրաֆիական առանձնահատկությունները, որոնք հայտնաբերվում են առաջին անգամ Ավանի և Կարմրատար հրաբխային կոնների կառուցվածքներում: Դիտվում են նշված հրաբխային կոնների կառուցվածքների առանձնահատկությունները, ապարների կազմի էվոլյուցիան և նրանց տեղադրման պայմանները, ինչպես նաև ֆումարոլային և մետասոմատիկ պրոցեսների դերը գիպսի առաջացման և նրա տեղափոխման գործում հնարավոր սկզբնաղբյուրից:

## GYPSUM AND GYPSUM-BEARING ASHES ON AVAN AND KARMRATAR QUATERNARY SLAG CONES (ARMENIA)

R.T.Jrbashyan, K.G.Shirinyan, S.G.Karapetyan

### Abstract

The article contains the description of modification of gypsum group minerals, their chemical, mineralogical, optic, roentgenographic peculiarities for the first time discovered in the structure of Avan and Karmratar volcanic cones. Considered are the peculiarities of the structure of the noted slag cones, evolution of composition of rocks and their deposition conditions as well as the role of fumarolic and meta-somatic processes in formation of gypsum and its transfer from a plausible source.

## СЮНИКСКОЕ ТРАВЕРТИНОВОЕ ПОЛЕ – СТРОЕНИЕ, ФОРМИРОВАНИЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

© 2005 г. Р. А. Мандалян, Г. А. Туманян

Институт геологических наук НАН РА  
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
E-mail: hrshah@sci.am

Поступила в редакцию 28.07.2005 г.

Образование сюникских травертинов имело место в результате благоприятного сочетания литологических, тектонических, гидрогеологических и геоморфологических условий региона, а также проявлений новейшего вулканизма. При этом определяющим фактором является наличие в регионе погребенных карбонатных толщ в качестве первоисточника кальция. Изучение этого явления выявляет новые детали геологического строения Сюникского региона и пробуждает интерес к травертиновым залежам, как неметаллическому сырью.

Сюникское травертиновое поле, расположенное в юго-восточной части Армении, складывается двумя месторождениями (Горисское, Воротанское) и серией проявлений. Травертины значительно развиты в пределах Горисского синклинали, а с особой интенсивностью – в полосе его тектонического сочленения с Капанским антиклинорием. Далее к югу по северо-восточному крылу последнего и в его ядре они отсутствуют, либо представлены редкими маломощными залежами.

**Горисское месторождение** расположено на северной окраине города, по правому борту ущелья реки Горис-джур – левого притока р. Воротан, непосредственно у городского стадиона. Имея горизонтальное залегание, травертины покрывают аллювиальные отложения и вулканиты горисской свиты (верхний плиоцен-антропоген) в следующей последовательности:

1. Серые, сильно пористые и кавернозные травертины, преимущественно массивные и комковатые. Мощность – 9,5 м.

2. Светло-серые слоистые травертины, преимущественно плотные или слабопористые. Участками переходят в комковатые разности – 5 м.

3. Комковатые и пористые травертины с включениями стеблей и корней растений, инкрустированных кальцитом. В пачке развиты небольшие буро-красные (от ожелезнения) участки – 6,5 м.

4. Слоистые и массивные серые травертины.



Рис. 1. Толстослоистые и массивные травертины верхней части разреза Горисского месторождения.

преимущественно плотные и слабопористые – 7 м.

Составленный разрез представляет правый борт ущелья Горис-джур в пространстве от уреза воды до городского стадиона и вверх по склону в направлении к заводу малогабаритных моторов (рис. 1). Истинная же мощность травертиновой залежи здесь выше определенной, как минимум, на 5-6 метров, в чем нас убеждает наличие травертинов в нескольких котлованах, вырытых под фундамент на площади административной части Го-

Таблица 1

Химические анализы травертинов Горисского месторождения

N	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	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	п.п.п.	CO <sub>2</sub>	Местоположение
1.	0,56	сл.	0,67	0,75	0,56	53,68	1,00	0,03	0,32	0,08	0,06	н.обн.	0,14	42,15	Пачка 1
2.	25,36	0,21	3,17	1,74	0,56	37,73	0,24	0,03	0,10	0,20	0,11	н.обн.	1,08	29,47	Пачка 1
3.	25,14	0,39	4,15	1,15	0,46	37,30	0,59	0,05	0,10	0,15	0,11	н.обн.	1,10	29,31	Пачка 1
4.	0,64	0,03	1,12	0,49	0,26	54,21	0,88	0,06	0,16	0,05	0,12	н.обн.	0,25	42,73	Пачка 2
5.	6,25	0,04	1,40	0,58	0,25	49,81	0,75	0,03	0,14	0,05	0,10	н.обн.	0,37	40,23	Пачка 2
6.	0,26	сл.	0,23	0,10	н.обн.	53,02	0,10	сл.	0,30	0,10	0,14	н.обн.	3,60	42,26	Пачка 2
7.	2,75	н.обн.	0,61	0,84	0,25	52,55	0,26	0,01	0,18	0,10	0,23	н.обн.	1,82	40,65	Пачка 4
8.	4,09	0,03	1,39	0,94	0,54	50,33	1,08	0,04	0,18	0,30	0,23	н.обн.	0,42	39,90	Пачка 3
9.	1,11	0,12	8,03	0,89	0,28	44,81	1,12	0,05	0,40	0,04	0,07	н.обн.	8,06	35,02	Пачка 4
10.	27,15	0,24	3,29	1,59	0,56	36,54	0,86	0,05	0,10	0,15	0,11	н.обн.	0,16	29,16	Пачка 3

Примечание: все анализы приведены к 100%.

Химлаборатория ИГН НАН Армении. Аналитики А. Назарян, Б. Талнашвили.

риса. С учетом этого максимальная мощность Горисского месторождения может составить 32-35 метров. При средней мощности 25-26 м травертины прослеживаются в близширотном направлении на 280-300 м и далее присутствуют в форме маломощных залежей.

Изучение в шлифах показывает чисто кальцитовый характер травертинов с присущими им пизолитовой, оолитовой, почковидно-глобулярной и реже микрозернистой структурами. Характерно присутствие темных сгустков водорослевого происхождения, а участками – растительного детрита. Химические анализы (табл.1) показывают значительные колебания по составу карбонатной составляющей, что обусловлено наличием вулканомиктовой примеси андезито-базальтового состава, лимонитизацией и присутствием переотложенных раковин диатомей. В таких слоях содержание  $\text{SiO}_2$  достигает 25-27%, т.е. максимальной величины, определенной в травертинах Армении (Мандалян, 2002). Содержание  $\text{CaO}$  колеблется в пределах 36,54-54,21%, причем относительно чистые разновидности (анализы 4, 6, 7) чаще развиты в пачках 2 и 4. По данным 30 спектральных полуколичественных анализов, травертинам присущи вышекларковые (для известняков) содержания Fe, Ti, Mn, Ba, а в 4 точках зафиксированы содержания As в пределах 0,1-0,3%.

Общее содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  в травертинах небольшое и колеблется в пределах 0,10-0,15, причем особо низким (следы) является содержание гуминового вещества.

**Условия формирования.** В структурном плане месторождение приурочено к субширотному Горисскому синклинию, сложенному вулканитами и карбонатными накоплениями верхней юры, известняками неокома и верхнего мела, а в ядре – также породами эоцена, которые перекрываются вулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями верхний плиоцен-четвертичного времени. На крыльях синклиория фиксируются миоплиоценовые разломы, вдоль которых расположены выходы минеральных вод и, в частности, источники Горис-1 и Горис-2, приуроченные к туфобрекчиям верхнего плиоцена. Это преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниевонариевые воды, а также близкие к ним разновидности с большим содержанием сульфатов. Общая нынешняя минерализация находится в пределах 0,9-3,4 г/л (Геология АрмССР, т.9; Минеральные воды, 1969). Формирование травертинов имело место в результате интенсивной разгрузки минеральных вод в обстановке горного ущелья, возникшего в полосе разрывных деформаций преимущественно сбросового характера, причем максимальные мощности формировались в обстановке речных запруд у правого борта Горисджура.

При этом травертины частично сглаживают неровности рельефа и участками по нему создают выровненные площадки.

**Практическое значение.** Как следует из аналитических данных (табл.1), подкрепленных изучением в шлифах, травертины Горисского месторождения не являются высококачественными и, согласно предварительным данным, возможности

их практического использования ограничены. Основным недостатком является высокое содержание кремнезема и отчасти глинозема. Лучшие же разновидности травертинов (анализы 1,4,6) пригодны для получения строительной (класс "Б" и "В") и хлорной извести.

**Воротанское месторождение** расположено в 3-3,3 км к север-северо-востоку от с.Татев, главным образом по правобережью р.Воротан. Здесь травертины обнажены у дороги Горис-Татев и нацело слагают мост Сатани-Камурдж (Чертов мост), являющийся природной перемычкой между бортами ущелья Воротан. Вверх по течению они присутствуют в виде маломощных (1-4 м), разобщенных выходов, оставшихся на дне Татевского водохранилища. От Чертова моста вниз по течению травертины представлены небольшими светло-серыми и буровато-желтыми залежами. Их формирование продолжается в настоящее время и сопровождается периодическим парообразованием, сопровождающим разгрузку термальных вод в русле Воротана.

У упомянутого моста наблюдается следующая последовательность наложения:

1. Непосредственно в русле реки обнажены толстослоистые и массивные травертины, неравномерно-пористые и участками кавернозные. Мощность ...6,5 м.

2. Массивные и слабо-пористые, крепкие серые травертины, небольшими участками пятнистые от неравномерной лимонитизации. Мощность ...5 м.

3. Серые тонкослоистые травертины, небольшими участками буроватые от слабого ожелезнения пластов по трещинам. Мощность ... 5 м.

4. Светло-серые и белые слоистые травертины с комковатыми натечными включениями. Мощность ... 5 м.

5. Чередование толстослоистых и массивных травертинов, хорошо обнаженных у входа в ущелье по туристической тропе. Содержат тонкие ожелезненные полосы и карманы охристого вещества. Мощность ... 6 м.

Микроскопические характеристики близки к травертинам Горисского месторождения – это преобладание пизолитово-оолитовых и глобулярных форм при меньшем содержании вулканомиктовой примеси и наличии стеблей и листьев, инкрустированных кальцитом.

Химические анализы проб (табл.2), отобранных по приведенному разрезу, показывают устойчиво высокие содержания  $\text{CaO}$  в пределах 50,4-55,2%, причем более половины их фиксируют содержания  $\geq 53,0\%$ . Большинство травертинов присущи умеренные содержания кремнезема и глинозема. Что касается высоких содержаний  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (3,50-5,62) в пробах 1,9,10, то они характеризуют несколько буро-красных и лиловых прослоев (0,15-0,35 м), в которых развиты небольшие полости, выполненные лимонитом, охрой и гидрогетитом. Именно в этих интервалах спектральными анализами определены высокие содержания мышьяка (0,1-0,3 до 1%), которые не фиксируются в главной массе воротанских травертинов, как и в большинстве травертиновых полей Армении (Мандалян, 2002). По этому признаку

они сближаются с некоторыми травертинами Джермука и в частности с дарьинскими, в которых содержание мышьяка достигает 0,3-1% (Ананян, 1963).

По результатам битуминологических анализов, содержание  $C_{\text{бит}}$  в травертинах находится в пределах 0,12-0,17% и подобно горисским залежам особо низким является содержание гуминового вещества.

**Условия формирования.** В структурном плане Воротанское месторождение приурочено к разломной полосе, созданной главным образом сбросами северо-восточного простирания, которые отчетливо проявлены в рельефе в направлении к селу Татев и сопредельной части каньона р. Воротан (Габриелян и др., 1981; Туманян, 1982).

Согласно Г.А.Туманяну Татев-Воротанская система антикавказских разломов представлена

Таблица 2

Химические анализы воротанских травертинов

N	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	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	п.п.п.	CO <sub>2</sub>	Местоположение
1.	0,56	0,06	0,54	3,99	0,84	51,27	0,45	0,03	0,12	0,05	0,06	н.обн.	0,26	40,78	Ущелье р.Воротан
2.	0,30	0,03	0,10	0,56	0,16	54,51	1,02	0,03	0,18	0,05	0,06	н.обн.	0,18	42,82	Правобережье р.Воротан
3.	0,64	0,02	0,37	0,98	0,49	53,78	0,39	0,02	0,10	0,06	0,04	н.обн.	1,29	42,22	- " -
4.	0,50	н.обн.	0,16	0,22	0,06	55,24	0,40	0,04	0,16	0,03	0,09	н.обн.	0,16	42,94	- " -
5.	0,76	н.обн.	0,16	0,28	н.обн.	55,11	0,58	н.обн.	0,15	0,03	0,06	н.обн.	0,06	42,81	- " -
6.	0,42	0,02	0,29	1,13	0,09	53,40	0,12	сл.	0,50	0,01	0,03	н.обн.	2,30	41,60	- " -
7.	1,80	0,02	0,80	0,25	н.обн.	54,10	0,10	0,03	0,25	0,10	0,03	н.обн.	0,20	42,04	Ущелье р.Воротан
8.	4,50	0,04	2,60	0,38	0,10	51,30	0,50	сл.	0,50	0,15	0,03	н.обн.	0,40	39,50	Ущелье р.Воротан
9.	0,93	0,12	0,40	5,02	0,28	50,60	1,26	0,08	0,13	0,02	0,06	н.обн.	0,10	40,19	Правобережье р.Воротан
10.	1,75	0,12	0,88	3,50	0,28	50,47	1,52	0,10	0,15	0,05	0,10	н.обн.	0,10	40,76	- " -

Химлаборатория ИГН НАН Армении. Аналитики А.Назарян, З.Гаспарян, Б.Талишвили.

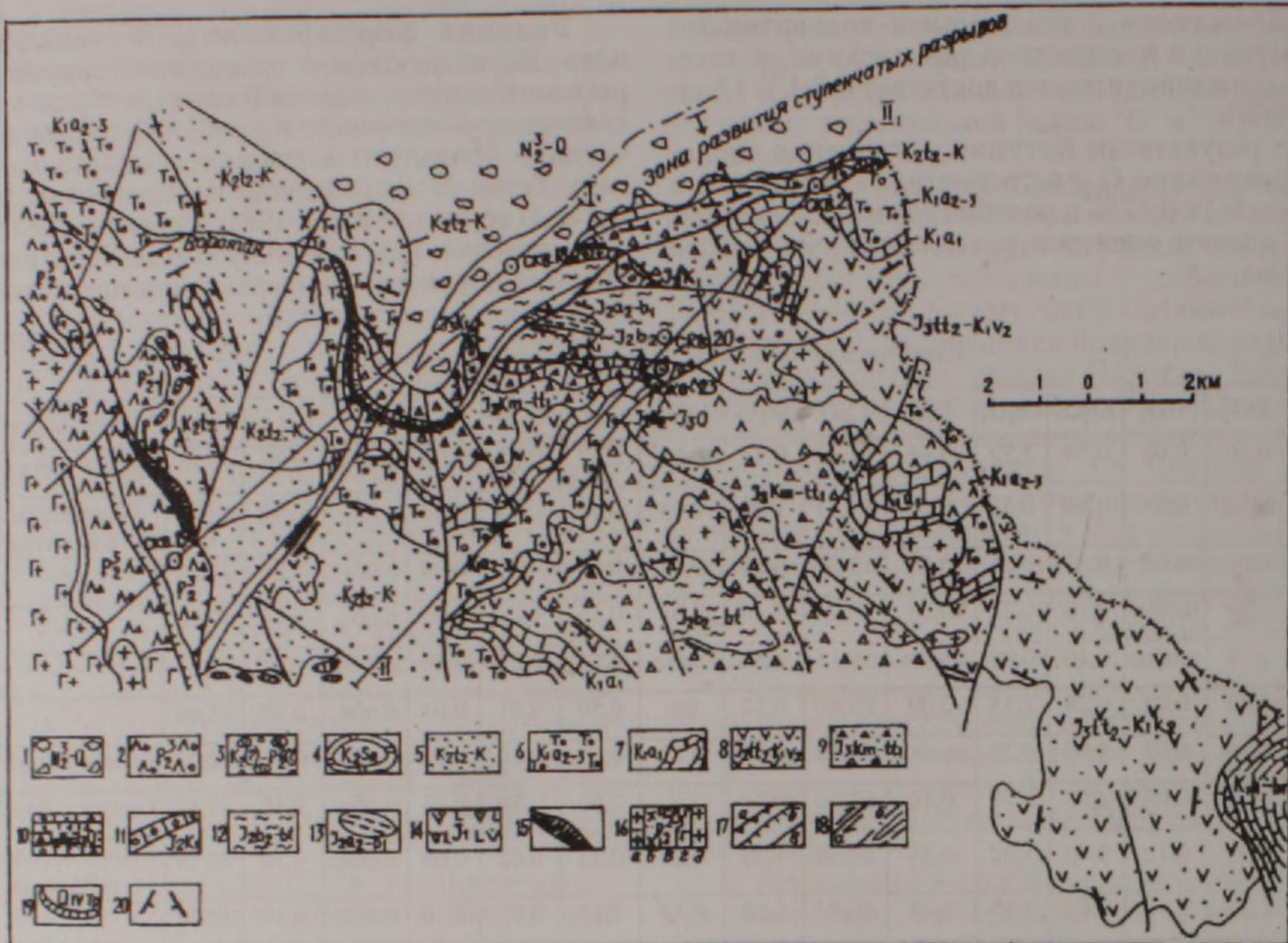
многоступенчатыми сбросами, а также взбросо-сдвигами, отчетливо проявленными у изгиба р. Воротан, близ Татевского бальнеологического пункта (рис.2). Она отчетливо фиксируется геофизикой, резкой сменой ландшафтов на аэрокосмических снимках и аномалиями глубинного тепла. В этой полосе на глубине 430 м бурением вскрыт горизонт углекислых минеральных вод (скв. 20,21) и зафиксирована аномалия глубинного тепла, выраженная увеличением тепла от 23,5°C на поверхности до 57°C на глубине 1060м. Налицо разломная система шириной более 3км, которая далее развивается в север-северо-восточном направлении. К этой же площади, включая глубокий врез реки Воротан, приурочена Татевская группа минеральных источников, действующих в непосредственной близости от местечка Сатани-Камурдж. Это преимущественно гидрокарбонат-хлоридные кальциево-натриевые воды с общей нынешней минерализацией в пределах 1,4-2,4 г/л, T=21-24°C (Геология АрмССР, т.9. Минеральные воды, 1969). Формирование травертинов имело место в условиях интенсивной их разгрузки и дальнейшего смешения с водами крупной речной запруды, имеющей замедленный сток в реку Воротан. А первоисточником кальция являлись карбонатные породы верхней юры, неокома и, вероятно, верхнего мела, погружающиеся в север-северо-восточном направлении (Мандалян, 1990). Именно с их растворением связан гидрокарбонатный характер минеральных вод, которым и предопределено накопление травертинов.

Важным явлением, усиливающим осаждение

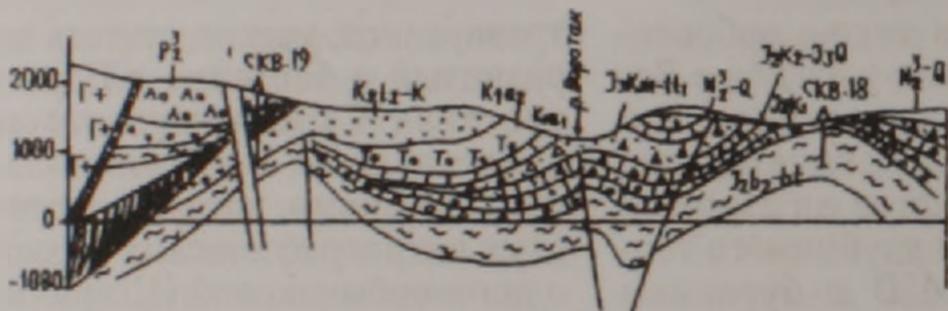
травертинов, можно считать новейший вулканизм, развитый в бассейне р. Воротан и сопредельных участках Сюникского нагорья. Его продукты представлены потоками лав и шлаковидными образованиями, которые соответствуют базанитам двух петрографических разновидностей – оливниновой и роговообманковой (Ширинян, Нагапетян, 1974; Ширинян, Задоян, 1990). Первые развиты в долине реки Халадж, а также в окрестностях сел Арачадзор, Чапни и по правобережью р. Воротан, т.е. в непосредственной близости от травертиновой полосы. А четыре вулканических центра, контролирующие выходы роговообманковых базанитов Арцваник-Кармракарской группы вулканов и шлаковых конусов, расположены на дугообразной трещине, вероятно являющейся северным продолжением Барабатум-Халаджского разлома. Важно и то, что К.Г.Ширинян с авторами предполагают глубинную (сквозькоровую) природу магмоподводящих расколов.

Не менее важным является развитие в сюникских базальтах многочисленных ксенолитов обожженных известняков верхней юры-нижнего мела, что связано с завершающим раскрытием подводящих трещин в карбонатных массивах и растеканием потоков по поверхности известняковых пластов (окрестности сел Давид-бек, Арцваник и сопредельные участки).

В результате возникают смешанные образования, состоящие из кусков шлака, крепко спаянных с преобразованными обломками известняка. При этом шлаки покрываются тонкой карбонатной пленкой, а поры и каверны в них заполняются новообразованным натечным кальцитом.



Разрез I-I.



Разрез II-II.

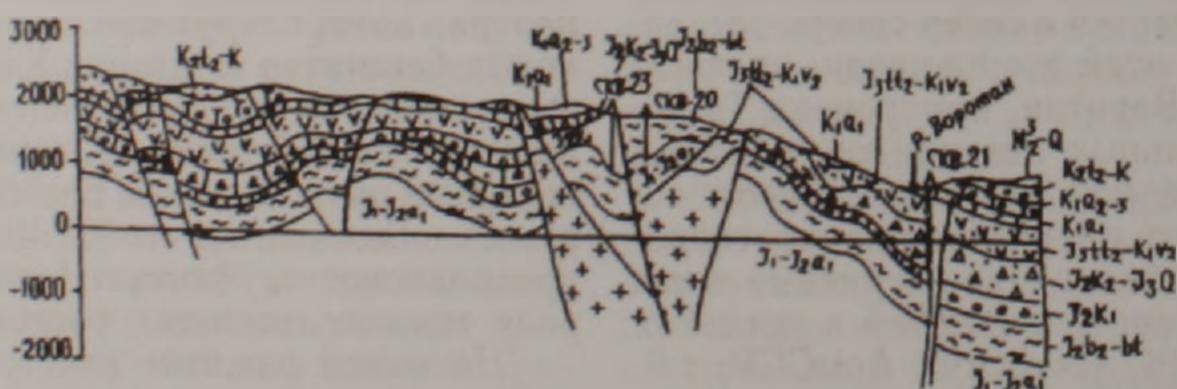


Рис 2. Геологическая карта бассейна среднего течения р. Воротан (Туманян, 1992).

Условные обозначения: 1.  $N_2^3-Q$ . Пески, суглинки, базальты, андезито-базальты; 2.  $P_3$ . Андезито-базальты, андезиты, дациты, туфы, конгломераты; 3.  $P_1$ . Олистоостромы – крупные глыбы известняков; 4.  $K_{sp}$ . Песчаники, глинистые известняки; 5.  $K_{12-k}$ . Песчаники, известняки, потоки лав среднего состава, их брекчии; 6.  $K_{1a}$ . Вулканогенно-обломочные образования с олистолитами; 7.  $K_{1a1}$ . Вулканобломочные образования, глинистые известняки; 8.  $J_{3ttz-K1v2}$ . Андезиты, реже базальты и дациты, их брекчии, известняки; 9.  $J_{3km-tt1}$ . Основные-средние лавы, туфы, гиалокластиты, известняки; 10.  $J_{2k1-J2o}$ . Основные средние лавы, их брекчии, туфы, песчаники, известняки; 11.  $J_{2k1}$ . Вулкано-терригенные песчаники, конгломераты, известняки; 12.  $J_{2b2-bt}$ . Андезито-дациты, дациты, вулканомиктовые брекчии, песчаники, алевралиты; 13.  $J_{2a2-b1}$ . Тефроида, гиалокластиты, лавы основного-среднего, реже кислого состава; 14.  $J_1$ . Зеленокаменно-преобразованные лавы основного-среднего состава; 15.  $Pz_1$ . Графитовые и кварц-слюдистые сланцы, филлиты, мраморизованные известняки; 16.  $Pg$ . Монцитоны (а), гранодиорит-порфиры (б), габбро-габбро-диориты (в), оливиновые габбро и габбро-пироксениты (г);  $K_1$ . кварцевые диориты, габбро-диориты (д); 17. Разрывные нарушения: а) взбросы, надвиги; б) взбросы; в) прочие разломы, преимущественно сбросы; 18. СВ часть Каджаран-Армазд-Воротанского линейамента, Агандзугет-Воротанский разлом: зона сдвига (а) на СВ расширяется и переходит в зону развития многоступенчатых разрывов (б); 19. Травертиновые залежи; 20. Падение пород.

Прокаливание известняков магматическим теплом приводило к обильному выделению  $\text{CO}_2$ , о чем свидетельствует извержение Везувия в 1906 г., которое сопровождалось огромным газовым столбом. Как известно, на глубине, в зоне формирования этого вулкана развиты карбонатные породы, часть которых, испытав преобразования, была при извержении выброшена на склоны вулкана, что способствовало дополнительному выделению  $\text{CO}_2$  (Макдональд, 1975). И если учесть это явление применительно к зонам погружения верхнеюрских-меловых известняков в северном направлении, т.е. примерно по линии р. Воротан-Шинуайр-Горис-Ишханасар, то благоприятное значение вулканического фактора в накоплении травертиновых залежей становится отчетливее. Оно заключается в следующем:

– насыщении подземных вод  $\text{CO}_2$  с увеличением их растворяющих и напорных свойств по пути движения к поверхностным дренажным системам;

– поддержании инфильтрационного гидрогеологического режима путем формирования дополнительных объемов пресных вод в связи с тепловым воздействием на горно-ледниковые и снежные покровы.

Подводя итоги этому взаимодействию, особо отметим, что мы рассматриваем вулканизм в качестве весьма благоприятного предшествующего и сопутствующего фактора, но не первопричины возникновения Сюникского травертинового поля.

**Практическое значение.** По результатам проведенных исследований, воротанские травертины являются качественным карбонатным сырьем, что отражено в высоких содержаниях  $\text{CaO}$  (50,47-55,24%) и преимущественно низких  $\text{SiO}_2$  (табл.2). Это позволяет высказать следующие рекомендации по травертинам Воротанского месторождения.

**А. Цветная металлургия.** В Сюникской области известняк находит большое применение при флотации медно-молибденовых руд - в качестве флюса и для получения извести, используемой при обогащении руд. Он является модификатором для поднятия рН среды пульпы. Флюсовые известняки должны иметь наибольшее количество кальция и меньше вредных (серы, фосфора) и балластных ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) примесей. В этой связи они подразделяются на 4 сорта (Правила для геологов ..., 1980). Воротанские травертины соответствуют требованиям к сырью 2-го и 3-го сортов, и эта залежь может рассматриваться в качестве резервной для Зангезурского медно-молибденового комбината, который в настоящее время использует известняки Арамаздского месторождения.

**Б. Производство строительной извести** класса А и Б, известкового молока и хлорной извести.

В пределах Капанского блока развиты также следующие небольшие травертиновые проявления. Антарашат-Карадгинское, развитое по правобережью р. Халадж, в окрестностях с. Антарашат. При небольшой (1,5-3 м) мощности травертины здесь залегают на вулканитах средней юры и аллювиально-делювиальных отложениях.

В структурном плане они приурочены к Халаджскому разлому, прослеженному на расстоянии более 20 км и являющемуся важным тектоническим элементом Капанского региона (Кафанский рудный район, 1987).

Давидбекское, развитое по левобережью р. Вохчи в промежутке между крепостью Давидбека и селом Неркин Гиратах и прислоненное к известнякам нижнего мела (неокома), которые здесь перемяты, гофрированы и мраморизованы (Мандалян, 1990). Имея небольшую мощность (2,5-4 м), участок примыкает к полосе Хуступ-Гиратахского глубинного разлома. В этой связи особо отметим, что, несмотря на широкое развитие разрывных дислокаций (Шаумянский, Тежадинский, Кавартский, Мец-Магаринский, Барабатум-Халаджский, Севакарский разломы), в пределах Капанского рудного поля травертины не имеют заметного развития. Разгадка состоит в доминировании на этой площади вулканических образований и отсутствии погребенных карбонатных толщ. Итак, сам по себе структурный фактор не может стимулировать формирование крупных травертиновых залежей, если он не подкреплен присутствием на глубине мощного карбонатного первоисточника.

**Обсуждение результатов.** Формирование Сюникского травертинового поля представляется сложным процессом, в котором задействованы как унаследованные, так и продолжающиеся и ныне развивающиеся геологические явления в их последовательном сплетении. Главным условием является значительное развитие в Капанском блоке погребенных карбонатных толщ мезозоя в качестве источника кальция. В континентальном этапе развития региона, особо благоприятном в современную эпоху, имеют место их промыв и растворение с формированием гидрокарбонатно-кальциевых и близких по составу термоминеральных вод. Их активизации и повышению растворяющих способностей содействуют проявления новейшего вулканизма в зоне будущих травертиновых площадей. Началось это с заложения уходящих на глубину расколов, подготавливающих вывод на поверхность щелочного базальтового расплава. Дальнейшие растяжения не сопровождались заложением на поверхности магмоподводящих трещин, но способствовали расширению зон проницаемости и подтоку глубинного тепла. В пространственном плане отчетлива связь главных травертиновых залежей с Татев-Воротанской системой ступенчатых разломов, а в северной оконечности травертинового поля - с Горисским разломом северо-западного направления. Вплоть до настоящего времени эти разломные структуры неоднократно обновлялись, обеспечивая длительный инфильтрационный режим и разгрузку углекислых вод на дневную поверхность. Судя по высокой частоте встречаемости, благоприятные для этого условия создавались в горных ущельях с глубокими эрозионными врезами и, как правило, в обстановке речных запруд у одного из бортов ущелий. Таким образом, Сюникское травертиновое поле развивалось в условиях низкотемпературного гидротермно-осадочного лито-

генеза и активных проявлений неотектоники. О последнем факторе также свидетельствует серия сильных землетрясений (7, 8-9 баллов), произошедших в Татевской полосе и ее обрамлении в историческое время (895, 915, 1138, 1308, 1934гг.).

На особенности состава травертинов существенное влияние оказывают следующие обстоятельства:

– привнос в травертиновые осадки аллювиального, в том числе вулкано-терригенного материала, а также диатомового компонента;

– колебания состава термоминеральных вод и в особенности скачки по содержанию Fe, Si и других компонентов.

## ЛИТЕРАТУРА

Ананян А.Л. Гидрогеологическая характеристика района курорта Джермук. Автореф.дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Тбилиси-Ереван, 1963, 31 с.  
 Габриелян А.А., Саркисян О.А., Сямомян Г.П. Сейсмоструктурная Армянской ССР. Изд. ЕрГУ, 1981, 270 с.  
 Геология Армянской ССР, т.9. Минеральные воды. Ере-

ван: Изд. АН АрмССР, 1969.  
 Кафанский рудный район. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, 199 с.  
 Макдональд Г. Вулканы. М., 1975, 431 с.  
 Мандалян Р.А. Верхнесюрский-неокомский седименто- и литогенез Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1990, 172 с.  
 Мандалян Р.А., Варданян В.А., Ананян А.Л. Условия формирования травертиновых полей Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, N1-2, с.76-83.  
 Мандалян Р.А. Особенности строения травертиновых полей Армении, принципы классификации и номенклатуры травертинов. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2002, т.LV, N1, с.18-23.  
 Правила для геологов по применению требований различных отраслей народного хозяйства к качеству карбонатных пород. М.: ВИЭМС, 1980, 170 с.  
 Туманян Г.А. Особенности строения и структурного положения Кафанского антиклинория. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1992, т. XLV, N2, с.3-12.  
 Ширинян К.Г., Нагапетян Л.Б. Новый тип базальтов в Армении. ДАН АрмССР, 1974, т.LIX, N1, с.45-50.  
 Ширинян К.Г., Задоян В.А. Петрогенетическая ситематика позднеорогенных базальтоидов Армении. ДАН АрмССР, 1990, т.90, N3, с.125-130.

## ՍՅՈՒՆԻՔԻ ՏՐԱՎԵՐՏԻՆԱՅԻՆ ԴԱՇՏԻ ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔԸ, ՉԵՎԱՎՈՐՈՒՄԸ ԵՎ ԳՈՐԾՆԱԿԱՆ ՆՇԱՆԱԿՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ռ. Ա. Մանդալյան, Հ. Ա. Թումանյան

Ա մ փ ո փ ո մ

Սյունիքի տրավերտինների առաջացումը հետևանք է բարենպաստ տեկտոնական, լիթոլոգիական, հիդրոերկրաբանական և գեոմորֆոլոգիական նախապայմանների, ինչպես նաև նորագույն հրաբխականության առկայության: Ընդ որում, որպես կալցիումի սկզբնաղբյուր, որոշիչ գործոն է հանդիսանում խորասուզված կարբոնատային շերտախմբերի առկայությունը: Այս երևույթի ուսումնասիրությունը բացահայտում է Սյունիքի երկրաբանական կառուցվածքի նոր մանրամասներ և, որպես ոչ մետաղային օգտակար հանածոների հումք, առաջացնում է գործնական հետաքրքրություն:

## THE SYUNIK TRAVERTINE FIELD – COMPOSITION, FORMATION AND PRACTICAL VALUE

R. A. Mandalyan, G. A. Toumanyanyan

Abstract

The Syunik travertine formation resulted from beneficial combination of lithological, tectonic, hydro-geological, and geo-morphological conditions in the region and neo-volcanism-induced events as well, a decisive factor being availability of buried carbonate layers as primary calcium sources. Studying this phenomenon allows revealing new details on Syunik region's geological structure and inspires interest to travertine deposits as non-metallic stock.

## О ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ ЩЕЛОЧНО-ЛАМПРОФИРОВЫХ ТУФОВ ДИАТРЕМ МЕЗОЗОЯ ВЕДИЙСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ (АРМЕНИЯ)

© 2005 г. Л. Г. Саакян

Институт геологических наук НАН РА  
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
e-mail: lilisah\_sci@yahoo.com  
Поступила в редакцию 22.08.2005 г.

В статье рассмотрены вторичные преобразования щелочно-лампрофировых туфов и породообразующего вулканического стекла в диатремах мезозоя Ведийской офиолитовой зоны. Выявлены хлоритизация, монтмориллонитизация стекла, перекристаллизация карбонатного цемента туфов, соответствующих уровню начального эпигенеза переходом к глубинному с наложением низкотемпературного гидротермального преобразования (цеолитизация и др.).

Первые находки диатрем (трубок взрыва) щелочных лампрофиров в Армении относятся к выходам офиолитов в бассейне р. Веди – в ядре Ерахской и Манкукской антиклиналей. Туфы диатрем – главный тип пород выполнения, при-

надлежат щелочно-лампрофировой ветви клана лампрофиров; они преимущественно витрокластические, цемент туфов поровый и контактовый (до 30-35% породы), состав кальцитовый с примесью магния, марганца, железа, а также с содер-

Таблица 1  
Химический состав хлоритов и хлоритизированного стекла из диатрем групп "Хосров" и "Ерах"

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	2132	2132-1	2132-2	2132-12	К-87-1р'	К-87-1р	К-87-1р-12	К-87-1р-5	104
SiO <sub>2</sub>	34,83	48,05	40,65	39,40	50,8	48,06	50,35	51,50	55,70
TiO <sub>2</sub>	1,76	3,22	0,28	0,08	0,12	0,35	0,18	1,09	1,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,24	14,00	15,80	15,28	18,64	18,24	17,30	18,20	22,50
FeO	3,43	9,25	19,77	19,55	10,02	10,8	10,70	11,30	3,66
MnO	0,07	0,03	0,72	0,74	0,02	0,07	0,1	0,12	0,00
MgO	6,17	19,6	20,69	24,52	18,36	20,04	17,81	13,10	4,67
CaO	22,95	2,44	1,47	0,42	1,42	0,84	0,96	0,96	3,13
Na <sub>2</sub> O	3,55	2,05	0,52	0,01	0,19	0,19	0,00	0,18	8,13
K <sub>2</sub> O	0,06	1,21	0,1	0,00	0,37	0,93	2,45	3,45	0,83
NiO	-	-	-	-	0,00	0,35	0,15	0,10	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	13,94	0,15	-	-	-	-	-	-	-
CoO	-	-	-	-	0,00	0,05	0,00	0,00	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	-	-	0,06	0,08	0,00	0,00	-
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Окислы	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	104-8	118	118-x2	139-1	139	Б-10	Б-10-9	69	147
SiO <sub>2</sub>	43,70	45,52	51,42	40,26	39,98	40,58	45,09	38,12	45,10
TiO <sub>2</sub>	1,75	1,23	0,48	0,66	4,66	0,09	0,11	-	2,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,30	15,40	15,87	14,74	14,02	20,03	20,43	17,42	13,09
FeO	14,5	12,83	12,20	19,69	15,05	28,39	23,74	27,67	11,95
MnO	0,19	0,14	0,1	0,27	0,34	0,56	0,00	0,32	0,02
MgO	11,14	20,6	12,62	22,51	22,98	7,70	7,61	16,44	23,76
CaO	3,52	1,18	1,17	1,04	1,48	1,73	1,9	-	1,51
Na <sub>2</sub> O	4,82	1,27	0,74	0,92	1,40	0,43	0,00	-	1,63
K <sub>2</sub> O	0,08	1,83	5,40	0,00	0,09	0,45	0,7	-	0,51
NiO	-	-	-	-	-	0,02	0,07	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CoO	-	-	-	-	-	0,00	0,16	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0,03	0,18	0,03	-
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

1-8 – из диатремы "Хосров" 9-18 – из диатремы "Ерах". 1. Стекло в мезостазице. 2. Хлорит+альбит в мезостазице. 3. Хлорит в мезостазице. 4. Хлорит по фенокристу. 5. Хлорит, псевдоморфоза. 6. Хлоритизированное стекло (край стекла). 7. Хлоритизированное стекло, край стекла. 8. Хлоритизированное стекло. 9. Хлорит+альбит в мезостазице. 10. Хлорит в мезостазице. 11. Хлорит. 12. К-сметтит. 13. Хлорит по стеклу. 14. Хлорит по стеклу. 15. Хлорит (хлоритизированное стекло). 16. Хлоритизированное стекло. 17. Хлорит. 18. Хлорит по стеклу дайки.

жанием Na-цеолитов и анальцима. Кристаллы в туфах составляют до 3-4% (Сатиан и др., 1997, 2005).

Минеральные новообразования туфов диатрем представлены хлоритом, монтмориллонитом, смектитом, цеолитами, палагонитом, карбонатом и изредка альбитом.

**Хлоритизация.** Отмечаются обособленные зерна хлорита и агрегаты хлорита по стеклу. Микрочешуйчатые, волокнистые и пластинчатые, по химическому составу они относятся к группе железисто-магнезиальных и магнезиальных хлоритов. Замещение в них Mg на Fe можно предполагать в любых пропорциях. Расчет по кислородному методу Барта показывает большой принос магния и железа при хлоритизации стекла.

Отношение  $Fe:(Fe+Mg)$  меняется от 0,23 до 1. Судя по низкому суммарному содержанию Fe, хлориты не окисленные. По соотношению суммарного железа в формульной единице к количеству ионов Si на формульную единицу (Дир У.А. и др., 1966), хлориты туфов диатрем группы "Хосров" располагаются в поле клинохлора, пеннина, диабантита и изредка – в поле пикнохлорита, а хлориты туфов диатрем "Ерах" – в поле диабантит-пикнохлорит-рипидолита (рис.1). На диаграмме Al-Fe-Mg (рис.2) составы хлоритов туфов диатрем группы "Хосров" располагаются преимущественно в поле собственно хлоритов. Повышенной магнезиальности хлоритов туфов диатрем группы "Хосров" в целом соответствует повышенная магнезиальность вулканического стекла, при том, что вариации состава стекла значительны в разных точках даже одного зерна (данные микрозондового анализа).

Очевидно, что разнообразие хлоритов предопределено неоднородностью состава стекла, особенно наличием глобулей (микроликватов) и за-

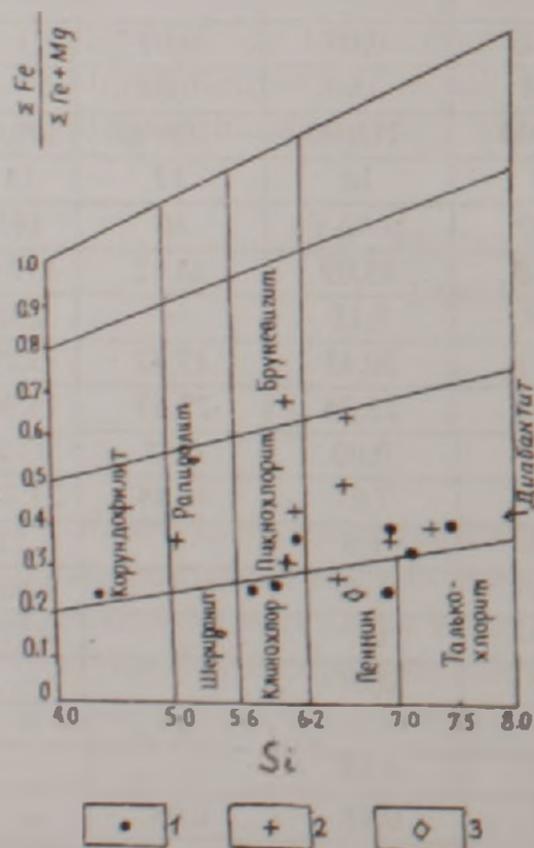


Рис.1. Составы хлоритов туфов и даек диатрем на диаграмме  $Fe/(Fe+Mg)$ -Si (в форм. ед., расчет на 28 O). 1. Хлорит туфов диатрем группы "Хосров". 2. Хлорит туфов диатремы "Ерах". 3. Хлорит дайки щелочных лампрофиров диатремы "Ерах".

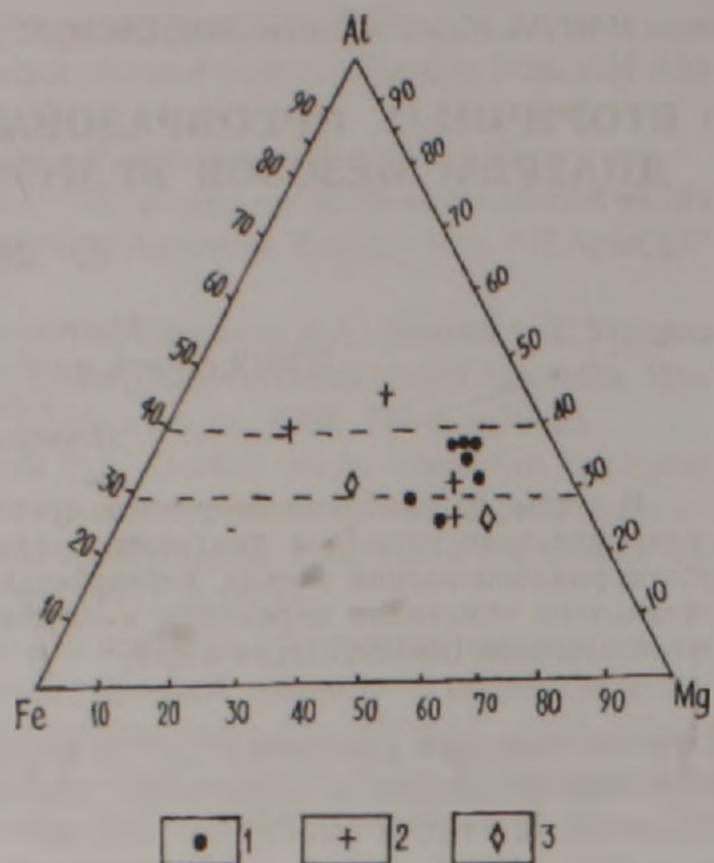


Рис.2. Составы хлоритов щелочно-лампрофировых туфов и даек диатрем на диаграмме Fe - Al - Mg (в атомн. колич.). 1. Хлорит туфов диатрем группы "Хосров". 2. Хлорит туфов диатремы "Ерах". 3. Хлорит дайки щелочных лампрофиров диатремы "Ерах".

Пунктирами очерчены границы полей хлоритов.

чаточных центров раскристаллизации. Л.П. Плюсниной (ИЭМ, Москва) при микрозондовом анализе стекла установлено, что мелкие глобулы (20-30мк) в стекле отличаются повышенным содержанием калия и наименее подвержены вторичным изменениям. Минеральный состав глобулей в стекле, по данным рентгенографии и ИК-спектроскопии, представлен зернами зелеными, округлыми, часто с коркой почти белого цвета минеральной смеси хлорита, магнезиального септохлорита и сильно неупорядоченного каолинита  $I/n = 14,25 (100), 7,00 (100), 4,75 (100), 3,04 (100), 2,85 (10)$ , ( $Al_{общ} = 1,93, Al^{IV} = 1,03, Al^{VI} = 0,93$  ф.ед.). Кроме них определяются выделения гематита с примесью карбоната.

Обращает внимание, что в одних и тех же образцах туфов наблюдаются обломки вулканического стекла хлоритизированные и свежие. Очевидно, что при каждой последующей эксплозии происходит смешение ранних продуктов с новыми. Среди редких фенокристаллов отмечаются оливин и клинопироксены. По оливину развиваются селадонит и идингсит.

**Анальцим.** Выявляется в виде мелких новообразований в мезостазице совместно с хлоритом, количество его незначительно.

**Цеолиты.** Отмечены по фрагментам вулканического стекла, нередко в виде цемента выполнения пор и пустот в туфах и мелких прожилков, в ассоциации с кальцитом и хлоритом. Поисковой скважиной (глубина 40 м) на юго-восточном краю северного сектора диатремы "Ерах" выявлено преобладание в туфах анальцим-цеолитового цемента. Из лампрофировых туфов верховья р.Веди микрозондом определены Na-составы цеолитов (в %):  $SiO_2 - 58,65(51,71), TiO_2 - 0(1,05), Al_2O_3 - 26,17(28,36), FeO - 0,18(1,82), MgO -$

O (0,54), MnO-0 (0,68), CaO-0,15 (1,12), Na<sub>2</sub>O-14,84 (14,20), K<sub>2</sub>O-0,02 (0,53).

**Глинизация.** Охватывает преимущественно тонкую стекловатую пирокластику. Рентгено-структурным анализатором (Дрон-2) удается выявить смектит-смешаннослойные образования: чередование монтмориллонитовых и хлоритовых прослоев (отражения: d/п – 12,997 Å (I -25); 7,15 Å (I -10); 4,48 Å (I -100); 3,52 Å (I -70); 2,78 Å (I -20); 2,58-2,54 Å (J -30); 2,58 Å (I -20)); при этом мелкие глобулы – К-щелочного стекла, как отмечалось, оказываются наименее измененными.

**Палагонитизация.** Первая стадия преобразования стекла с последующим образованием по нему ряда последующих кристаллических фаз вторичных минералов – смектитов и др. Палагонитизированные глобулы витрокластов изотропны, либо колломорфны с концентрически-слоистой структурой.

**Карбонатизация.** Карбонат, крустификационной и радиально-лучистой структуры, содержит в повышенных количествах РЗЭ, Zr, что свидетельствует о его принадлежности магматогенному карбонату (ликвационному) – мелкие глобулы, округлые обособления. Имеется карбонат, образованный за счет перекристаллизации седиментационного материала. Кальцитовый цемент с глубиной становится плотнее, порода меняет окраску до серо-голубой, что обусловлено меньшей окисленностью железа. В породе отмечаются и более поздние секущие прожилки, сложенные крупно-среднезернистым кальцитом.

В химическом составе кальцитов обращают внимание повышенные содержания MgO, MnO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> (табл.2).

В гологиалиновых туфах с карбонатным цементом значение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr определено в 0,70500. В этих образцах, после воздействия на породу 2N раствором HCl, отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в нерастворимом остатке уменьшилось до 0,70424±0,00024. Можно предположить коровую контаминацию карбонатной компоненты (Гукасян и др., 2005).

Помимо развития низкотемпературных гидротермальных изменений (Na – цеолиты) на юге диатремы “Ерах” вдоль широтного разлома картируется зона кварц-карбонатных жил суммарной мощностью до 1,5-4 м. с окисными марганцевыми минералами, представленными преимущественно пиролюзитом, реже манганитом, минералами группы псиломелана и примеси гаусманита. Марганцевые руды характеризуются повышенными содержаниями меди и кобальта. РЗЭ (Пароникян и др., 1990).

Известно, что степень вторичных изменений возрастает в интерстициальном стекле, а также с появлением открытой трещиноватости (Минеральные преобразования..., 1981). Вторичные преобразования раздробленного витрокластического материала диатрем происходят многостадийно и разнообразно, в больших масштабах, включая воздействие гидротермальных растворов.

Итак, минеральные новообразования по туфам диатрем отвечают уровню начального эпиге-

Таблица 2

Химический состав кальцитов из щелочно-лампрофировых туфов диатрем “Ерах” и группы “Хосров”

n/п	N образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	CaO	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
1	Б-10	2,95	0,125	1,09	1,00	1,35	91,89	1,33	0,06	0,00	0,00	0,18	100,0
2	2132	0,00	0,40	0,00	0,00	0,04	96,01	1,04	2,35	0,00	0,15	0,00	100,0
3	К-87	0,53	0,014	0,19	1,44	1,26	96,05	0,23	0,17	0,98	0,00	0,00	100,8

Примечание: анализы выполнены на микроанализаторе “Самбах” (ИЭМ РАН). 1. обр. – кальцит из диатремы “Ерах”. 2, 3. обр. - из диатрем группы “Хосров”.

неза, отчасти переходом в зону глубинного эпигенеза с наличием гидротермальных изменений.

Эпигенетический уровень преобразования вещества диатрем указывает на незначительное литостатическое давление при перекрытии диатрем осадками сенона. Вероятно, конседиментационное, многократное выдвигание диатрем к поверхности, которое вызвано не столько увеличением объема при преобразованиях породообразующего стекла и других компонентов, сколько компрессией коры в обстановке “аккордеонной” тектоники. На это указывают асимметрия строения крыльев Ерахской антиклинали, вмещающей диатрему, резкое различие мощностей отложенных сенона северного, более мощного, и южного крыльев (Сатиан и др., 2005).

В заключение выражаю глубокую благодарность М.А. Сатиану и Ж.О. Степанян за предоставленные анализы, а также за обсуждение статьи и ценные замечания.

## ЛИТЕРАТУРА

- Гукасян Р.Х., Мнацаканян А.Х., Степанян Ж.О. О радиологическом возрасте диатрем. В кн: “Лампрофировые трубки взрыва мезозоя Ведийской зоны (Армения)”. Ереван: Изд. “Наири”, 2005, с.112-118.
- Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: “Мир”, 1966, т.3, 312 с.
- Пароникян В.О., Сатиан М.А., Варданян А.В., Яшвили Л.П. О марганцевых рудах Ерахской антиклинали (Малый Кавказ). ДАН Армении, 1990, т.91, №1, с.215-218.
- Сатиан М.А., Варданян А.В., Степанян Ж.О. Лампрофировые диатремы Ведийской офиолитовой зоны (Армения). Изв. ВУЗ, “Геология и разведка”, 1997, №3, с.14-21.
- Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Саякян Л.Г., Мнацаканян А.Х., Гукасян Р.Г. Лампрофировые трубки взрыва мезозоя Ведийской зоны (Армения). Ереван: Изд. “Наири”, 2005, 148 с.

**ՎԵՂՈՒ ՕՖԻՈԼԻԹԱՅԻՆ ԳՈՏՈՒ ՄԵՉՈՉՈՅԻ ԱԼԿԱԼԱ-ԼԱՄՊՐՈՓԻՐԱՅԻՆ  
ԴԻԱՏՐԵՄԱՆԵՐԻ ՏՈՒՖԵՐԻ ԵՐԿՐՈՐԴԱՅԻՆ  
ՓՈԽԱԿԵՐՊՈՒՄՆԵՐԸ (ՀԱՅԱՍՏԱՆ)**

**Լ. Հ. Սահակյան**

**Ա մ փ ո փ ու մ**

Զննարկված է Վեղու օֆիոլիթային գոտու մեզոզոյան, ալկալա-լամպրոֆիրային դիա-տրեմաների տուֆերի, ինչպես նաև ապար կազմող հրաբխային ապակու երկրորդային փոխակերպումները: Հայտնաբերվել են ապակու քլորիտացում, մոնտմորիլոնիտացում, տուֆերի կարբոնատային ցեմենտի վերաբյուրեղացում, որը համընկնում է սկզբնական էպիգենեզի փուլին՝ անցումով խորքայինի, ցածր ջերմաստիճանի հիդրոթերմալ փոփոխություններով:

**ABOUT SECONDARY ALTERATIONS OF TUFFS OF MESOZOIC  
ALKALINE-LAMPROPHYRIC DIATREMES IN THE VEDI  
OPHIOLITE ZONE (ARMENIA)**

**L. H. Sahakyan**

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

The article considers secondary alterations of tuffs of Mesozoic alkaline-lamprophyric diatremes and rock-forming volcanic glass in the Vedi ophiolite zone. Established are chloritization, montmorillonitization of glass, tuffs carbonate cement re-crystallization running at the initial level of epigenesis with transition to the deep one through low-temperature hydrothermal changes (ceolitization, etc.).

## К ВОПРОСУ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЙ И ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ЮЖНОГО ЗАНГЕЗУРА И ВОЗМОЖНОСТИ ИДЕНТИФИКАЦИИ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ПО ЭЛЕМЕНТАМ-ПРИМЕСЯМ В ПИРИТАХ

© 2005 г. Р. Н. Таян, М. А. Арутюнян, А. Е. Оганесян

Институт геологических наук НАН РА  
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
E-mail: hrshah@sci.am

Поступила в редакцию 14.09.2005 г.

В настоящей работе рассматриваются геологическая позиция, условия размещения и зональности месторождений и рудопроявлений медно-молибденового и золото-полиметаллического типов в пределах рудных полей действующих горнорудных предприятий юга Зангезурского рудного района. Вместе с тем, с целью более уверенной прогнозной оценки территории делается попытка установления формационной принадлежности рудопроявлений со слабо выраженным минеральным составом по типоморфным элементам-примесям в пиритах кварц-пиритовой ассоциации.

Изучение закономерностей распределения эндогенной минерализации в пределах рудных полей, ее формационной и генетической принадлежности представляет собой важную задачу и является необходимым для выяснения ряда вопросов как для представления развития рудно-формационных систем, так и увеличения эффективности локального крупномасштабного прогноза. Одной из актуальных проблем формационного анализа оруденения медно-молибден-порфирирового типа, представленного широким спектром сульфидной минерализации, являются граница и объем рудной формации.

Этот вопрос особенно актуален для Зангезурского рудного района, являющегося основной сырьевой базой Республики, где наряду с крупными и средними по запасам месторождениями медно-молибденовой и золото-полиметаллической формаций выявлено более 300 рудопроявлений с сульфидной минерализацией. Большинство из них было открыто в разные годы геологами УГ Армянской ССР. Разведаны и изучены они в различной степени, и формационная принадлежность многих из них является спорной.

Рассматриваемый регион – южный сегмент Цахкунк-Зангезурской структурно-формационной зоны характеризуется мощным проявлением палеогенового магматизма с формированием Мегринского плутона, общей площадью более 1200 км<sup>2</sup> (Карамян и др., 1974). Завершается становление плутона позднеколлизийным (ниж. миоцен) многофазным интрузивным комплексом порфиридных гранит-гранодиоритов и несколькими генерациями предшествующих оруденению даек гранодиорит-порфириров (Арутюнян и др., 2002).

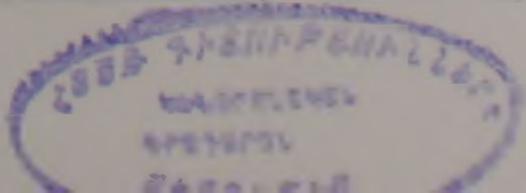
Особенностью руд медно-молибденовой формации, представленных широким спектром стадийно проявленного сульфидного оруденения (Карамян, Фармазян, 1960), является сопровождающий их ореол золото-полиметаллической минерализации. Отмеченный тип минерализации нередко локализуется на тех же участках, что и медно-молибденовое оруденение (одна из минеральных ассоциаций рудного процесса), но может образовывать самостоятельные, часто промышленные,

скопления на некотором от них удалении.

На тесную генетическую связь медно-молибденового оруденения с золото-полиметаллическим указывают (Карамян, 1978) следующие данные: рудные формации тесно ассоциируют в пределах рудных полей и формируются в четко установленной и выдержанной временной последовательности; рудные тела этих формаций контролируются одними и теми же тектоническими элементами и нередко локализуются в одних и тех же разрывных нарушениях; в рудах золото-полиметаллической формации отмечается постоянное, но незначительное присутствие молибденита, в рудах медно-молибденовой формации – полиметаллов. На тех же основаниях (Амирян, 1984) установлена тесная генетическая связь этих формаций руд, однако они отнесены к двум этапам оруденения.

По И.Н. Томсону (1988), рассматриваемые формации могут соответствовать трем из выделенных этим автором четырех групп рудных формаций: 1 – генетически родственным; 2 – пространственно ассоциирующим и 3 – совмещенным. Справедливо отмечено (Макеев, 1984), что для рудных районов, связанных с определенной магматической формацией, характерен единый рудно-магматический комплекс, многообразие минеральных типов которого объясняется фаціальными переходами в единой колонне рудной зональности.

Согласно последним исследованиям (Меликсетян, 2003), изотопные отношения свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) в рудах месторождений Каджаран, Тей, Агарак, Личк, представленные на "ураногенной" и "торогенной" диаграммах эволюции свинца, располагаются вдоль орогенной кривой и указывают на смешение мантийных и верхнекоровых его источников в орогене в условиях субдукционной или коллизийной геодинамики. Преобладающее же расположение руд на отмеченных диаграммах ниже орогенной кривой, согласно авторам, свидетельствует о значительной роли мантийного свинца. К тому же изотопные составы свинца, представленные на диаграмме отношений  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  для месторождений Тей, Каджаран, Личк и др., попадают в еди-



ное поле "обычного свинца" ( $^{204}\text{Pb}$ ). В целом, приведенные данные по гетерогенности изотопного свинца в проанализированных рудах (в частности Каджарана) подтверждают существующие представления о сложности развития рудного процесса с участием различных источников рудного вещества.

Ранее вывод о едином первично-мантийном источнике рудного вещества для медно-молибденовых и золото-сульфидных месторождений (Каджаран, Личквас) на основе данных изотопного состава свинца был сделан Б.М. Меликсетяном (1989).

По К.А. Карамяну (1978), среди медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района различаются месторождения со сжатым и растянутым процессами минерализации. Для последних характерно максимальное проявление стадий минерализации (до 10), включая относительно поздние – кварц-пиритовую и кварц-полиметаллическую. Золото и серебро установлены во всех главных сульфидных минералах, где они присутствуют в виде механической примеси самородного золота и серебра, либо серебросодержащих минералов – гессит-петцита (Карамян, 1983). Максимальные содержания Au и Ag характерны для кварц-полиметаллической стадии. На Каджаранском месторождении кварц-полиметаллическая стадия проявляется четко и многоступенчато: здесь выделяются в определенной последовательности следующие парагенезисы: пирит-халькопирит-сфалеритовый, сфалерит-халькопирит-галенит-тетраэдритовый и, наконец, более поздний, спорадически проявленный парагенезис теллуридов – гессита, петцита, алтаита, теллурувисмутита, тетрадимита, креннерита и самородных элементов. Порядок кристаллизации отдельных минеральных парагенезисов в пределах одной стадии позволил выявить основную закономерность: сульфиды – сульфосоли – теллуриды – самородные элементы (Карамян, 1978).

При переходе от относительно ранних промышленных стадий к кварц-пиритовой и кварц-галенит-сфалеритовой на Каджаранском месторождении (Акопян, Мелконян, 1997) отмечается аномальный изотопный сдвиг  $\delta^{18}\text{O}$  (около 4‰), свидетельствующий о резком увеличении в процессе рудообразования метеорной воды и тем самым о некотором отрыве во времени формирования этих стадий.

В целом, для рудных объектов рассматриваемых формаций региона характерна однотипная последовательность формирования минеральных ассоциаций, причем на медно-молибденовых наиболее полно развиты ранние стадии, а на золоторудных – поздние.

### **Рудные поля и условия размещения оруденения**

Основные запасы промышленных руд Южного Зангезура (медно-молибденовые месторождения Каджаран, Агарак, Личк, Тхкут), золото-полиметаллические (Тей-Личквас, Тертерасар) и многочисленные рудопроявления отмеченных формаций приурочены к близмеридиональной Мегри-Тейской грабен-синклинальной структуре

(Таян и др., 1998), протяженностью более 20 км и шириной до 6 км. С востока грабен ограничен кулисно расположенными меридиональными швами, преимущественно восточных падений 75-80°, прослеживающимися по бортам р. Мегри. С запада рассматриваемая грабен-структура ограничена швом Дебаклинского разлома, который на этом интервале (в результате и пострудных подвижек) проявлен наиболее четко, достигая местами 55 м мощности. Формирование грабен-структуры и ее западного шва – Дебаклинского разлома произошло на поздних этапах орогенного развития области, после внедрения комплекса порфировидных гранит-гранодиоритов в нижнем миоцене. Последующие сбросо-сдвиговые перемещения по шву Дебаклинского разлома с погружением его висячего бока способствовали сохранению в пределах грабена крупных останцев вулканогенно-осадочных пород среднего эоцена, а также накоплению континентально-озерных образований нор-аревикской толщи миоплиоцена. Образование грабен-структуры способствовало и сохранению от эрозионных процессов месторождений Южного Зангезура.

Известные рудные поля (Каджаранское, Личкское, Айгедзорское, Агаракское) в пределах Мегри-Тейского меридионального грабена представлены близкими по площади блоками, разделенными широтными зонами разрывов. К таким разрывным структурам относятся:

Зона разрывов и повышенной трещиноватости, ограничивающая Каджаранское рудное поле с севера, прослеживаемая в экзо- и эндоконтакте на севере Мегринского плутона;

Зона разрывов, прослеживаемых по широте Дебаклинского перевала (Мегринский хр.), на границе Каджаранского и Личкского рудных полей трассируется жильными телами вторичных кварцитов. Этой же структурой ограничиваются на юге выходы первых двух фаз гранит-гранодиорит-порфиров Вохчинского массива.

Мегригет-Цавская зона разрывов на границе Личкского и Айгедзорского рудных полей. Мегригетский (западный) сегмент этой структуры был ранее выделен С.С. Мкртчяном (1958).

Системы разрывов прослеживаются по широте р. Бугакар и ограничивают на юге Айгедзорское рудное поле.

*Каджаранское рудное поле.* Медно-молибденовая формация руд представлена крупнейшим Каджаранским медно-молибденовым месторождением на северо-западе рудного поля (Карамян, 1978). Структурный каркас месторождения (Таян и др., 2002), сформировавшийся в висячем боку Дебаклинского разлома, представлен крутопадающими (65-85°) широтными и меридиональными системами разрывов, которые наряду с северо-восточными разрывами контролируют растянутый (Карамян, 1978) процесс рудоотложения. Важная рудоконтролирующая роль принадлежит протяженным широтным зонам левобережья и правобережья р. Вохчи, вмещающим также и дорудные порфировые дайки (Арутюнян и др., 2001; Таян и др., 2003).

Из рудопроявлений с золото-полиметаллической минерализацией выделяются Аткизское на се-

веро-востоке (зона левобережья) и Пхрутское на востоке рудного поля, в верховьях р. Пхрут (рис. 1). Последнее контролируется меридиональными разрывами восточного борта Мегри-

Тейской грабен-структуры. На Пхрутском рудопроявлении выявлено более 20 рудоносных жил субмеридионального и северо-восточного простираний, мощностью до 0,5 м.

На Аткизском рудопроявлении выделен ряд кварцевых жил мощностью до 0,5 м северо-восточного простирания и с углом падения 45-50°, среди которых выделяется полиметаллическая жила в контакте с дайкой керсантина. Мощность ее в раздувах более 1,0 м.

В рудах выделенных рудопроявлений наряду с полиметаллами установлены тонкодисперсное самородное золото, а также теллуриды (петцит, калаверит и креннерит).

*Личкское рудное поле.* Медно-молибденовое Личкское месторождение в пределах одноименного рудного поля расположено в висячем боку Дебаклинского разлома на участке, где эта разрывная структура представлена двумя швами – западным и восточным. Месторождение характеризуется сжатым процессом минерализации (Карамян, 1978), слабым развитием молибденового и практически отсутствием полиметаллического оруденения.

В пределах рудного поля известно около 10 рудопроявлений золото-полиметаллической формации, из которых можно выделить Кармиркарское рудопроявление (северные отроги Мегринского хр.) на участке пересечения внутриблоковых широтного и меридионального разрывов. Последние вмещают также дайковые тела. Представлено рудопроявление кварц-карбонатными жилами северо-восточного и меридионального простираний с полиметаллическим оруденением. Всего на участке описано около 30 жил и зон, из коих в качестве перспективных на золотое оруденение выделены 10.

Тагамирское рудопроявление находится в 5 км северо-восточнее с. Личк. Участок с интенсивными гидротермальными изменениями расположен в пределах Мегри-Цавской зоны разрывов. Установлено около 10 жил и зон брекчирования северо-восточного простирания с полиметаллическим оруденением.

*Айгедзорское рудное поле.* Этот блок характеризуется присутствием близких по масштабам, средних по запасам развития медно-молибденовых и золото-полиметаллических месторождений, наибольшей сближенностью площадей их формирования и часто общим контролем локальных структур одного и того же генетического типа. Медно-молибденовые месторождения Айгедзорского рудного поля – Айгедзорское и Тхкютское, в отличие от рассмотренных выше, расположены в зоне тектонических швов, ограничивающих грабен-синклинальную структуру на востоке. Оруденение локализовано в северо-восточных системах оперения крупного граничного меридионального разрыва (Таян и др., 2002). В идентичной структурной обстановке происходило формирование и Тертерасарского месторождения на востоке рудного поля.

Тейское золото-полиметаллическое месторождение и его Личквасзский участок на западе рудного поля сформировались в пределах узкого меридионального блока, ограниченного Дебаклинским и Тейским разломами. Месторождение представ-

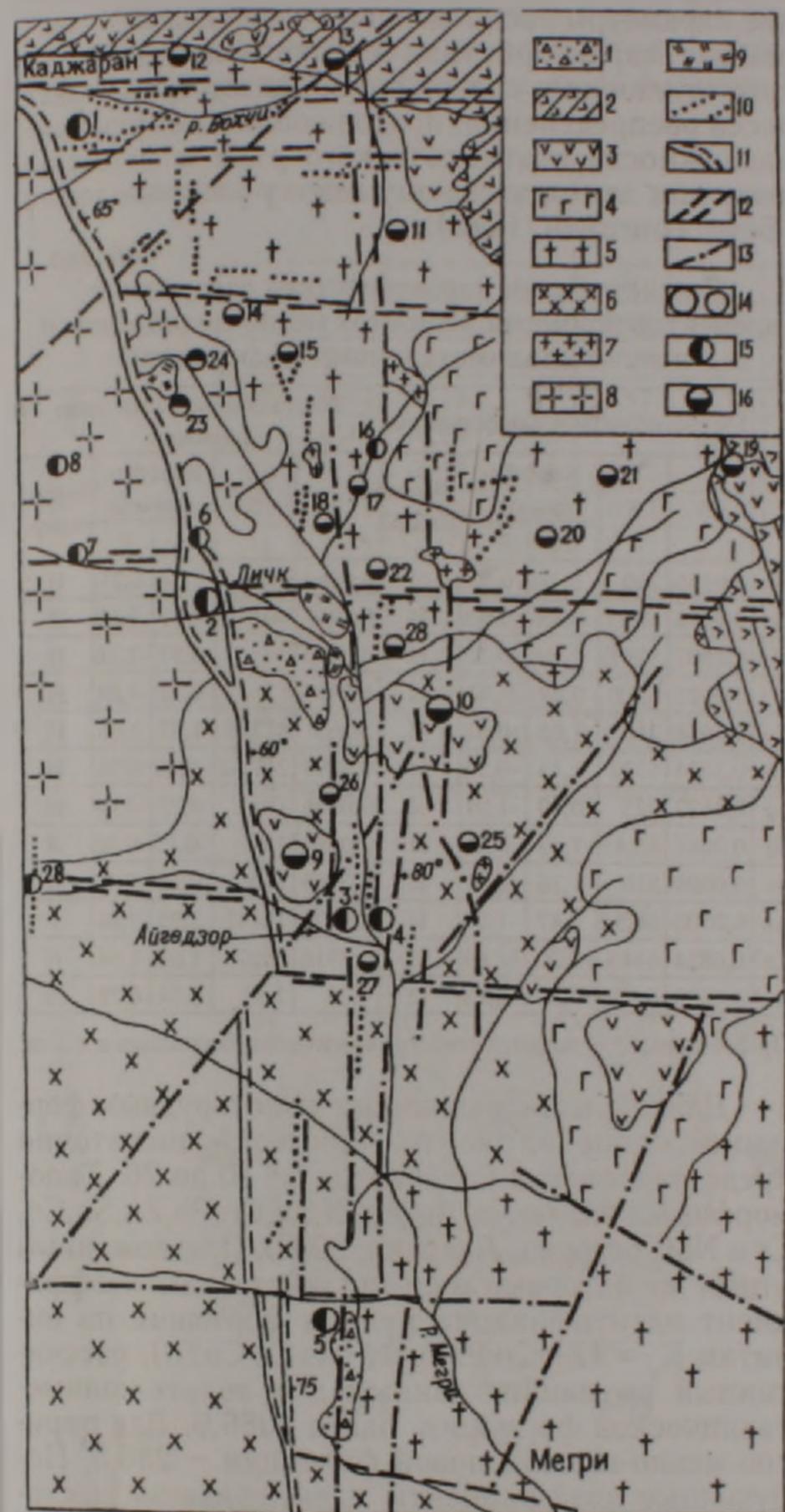


Рис. 1 Схематическая геолого-структурная карта Мегри-Тейской грабен-синклинали (Южный Зангезур).

1 Нижний-средний плиоцен: терригенно-озерные отложения; 2 Нижний эоцен: алевролиты, туфопесчаники, туффиты; 3 Средний эоцен: базальты, андезитобазальты. Интрузивные образования. Верхний эоцен: 4. Габбро, оливковые габбро, 5. Монцитоны, монцодиориты 6. Гранодиориты, граносиениты 7. Микрограносиениты. Нижний миоцен. 8. Порфириовидные гранит-гранодиориты. Верхний плиоцен 9. Дацинты, андезитодацинты (штоки) 10. Дайковые образования 11. Дебаклинский разлом. 12. Зоны повышенной трещиноватости. 13. Разрывные нарушения. 14. Месторождения (а), рудопроявления (б). 15. Медно-молибденовая формация: 1. Каджаран, 2. Личк, 3. Айгедзор, 4. Тхкют, 5. Агарак., 6. Шорджур, 7. Мегригет, 8. Хочакар. 16. Золото-полиметаллическая формация: 9. Тей-Личквас, 10. Тертерасар, 11. Пхрут, 12. Аткиз, 13. Лернадзор, 14. Меграсар, 15. Кармиркар, 16. Сивадара, 17. Шнатех, 18. Таштун, 19. Мал-гедик, 20. Чемское, 21. Калер, 22. Тагамир, 23. Джбанд, 24. Гоз-Гоз, 25. Вартанидзор, 26. Аревик, 27. Пуш-как, 28. Пирзами

лено пятью рудоносными зонами (жилы и зоны прожилкования), мощностью от 2-3 до 10-15 м с интенсивным гидротермальным изменением. Простирается северо-восточное с падением на северо-запад под углом 65-80° (Амирян, 1984).

Преимущественно на северо-восток ориентированы также жилы Личквасского участка месторождения, сформировавшегося в лежащем боку Дебаклинского разлома. Среди них выделяются жилы как с кварц-молибденовым, так и золото-полиметаллическим оруденением, что может свидетельствовать о близких планах деформаций при их локализации.

Агаракское рудное поле расположено в пределах наиболее опущенного, южного блока грабен-структуры. Одноименное медно-молибденовое месторождение локализовано в центральной части рудного поля и контролируется Спетринским разломом (аз. падения 265-280° и угол 55-75°). Структурный контроль оруденения осуществляется субпараллельными Спетринскому разлому системами разрывов в сочетании с разрывами широтного и северо-восточного простираний (Таян и др., 2002, 2003). Процесс рудоотложения растянутый (Карамян, 1978). Кварц-полиметаллическая стадия оруденения на месторождении проявлена относительно слабо.

В пределах рудного поля не установлены представительные золото-полиметаллические рудопроявления. Ваграварское рудопроявление к северу от месторождения представлено убогой сульфидной минерализацией.

### Геохимическая идентификация пиритов

Для прогнозной оценки рудных полей представляется важным установление принадлежности мелких рудопроявлений (представленных на данном эрозионном срезе слабо выраженным минеральным составом или лишь пиритовой минерализацией) рассматриваемым промышленным рудным формациям. В связи с этим нами проанализировано распределение элементов-примесей в пиритах кварц-пиритовой стадии, которая является сквозной для рассматриваемых рудных формаций.

Среди рудных минералов кварц-пиритовой стадии медно-молибденовой формации кроме пирита, составляющего 94-95% рудных минералов, отлагаются халькопирит, сфалерит, молибденит; в очень незначительном количестве встречаются энаргит, люционит, блеклые руды и самородное золото; на месторождениях золото-полиметаллической формации, где пирит составляет 50-75% рудных минералов, — халькопирит, сфалерит, реже галенит, висмутин, виттихенит, эмплектит, козалин (Карамян, 1983; Амирян, 1984). Температурные условия образования кварц-пиритовой стадии на месторождениях медно-молибденовой формации, по данным термометрии газовой-жидких включений в кварце, — в пределах 270-200°C, на золото-полиметаллических месторождениях (Тей-Личквас) — 255-210°C (Карамян, 1978).

Спектральными и спектрохимическими анализами в пиритах руд медно-молибденовой и золото-полиметаллической формаций Зангезура установлен ряд химических элементов, содержания

которых превышают кларковые. Это — Ni, Co, W, Mo, Cu, Pb, Bi, Sb, As, Zn, Ag, Au; Cr и Sn для пиритов этих формаций не характерны

В табл. 1 приведены средние содержания типоморфных элементов-примесей и статистические параметры распределения содержаний — численные характеристики среднего квадратического отклонения содержаний, асимметрии и эксцесса распределения, позволяющие оценить принадлежность статистического ряда к нормальному или логнормальному закону распределения (Беус, Григорян, 1973).

Таблица 1

Статистические характеристики содержаний элементов-примесей в пиритах медно-молибденовой и золото-полиметаллической формаций

	Медно-молибденовая формация					Золото-полиметаллическая формация				
	X	S	Коэффициенты		Закон распр.	X	S	Коэффициенты		Закон распр.
			A	E				A	E	
Ni	0,0146	200	1,38	0,00	H	0,0065	1,84	1,24	0,21	H
Co	0,0488	425	0,43	-1,73	H	0,0267	405	1,27	-0,09	H
Mo	0,2507	3791	1,19	-0,32	H	0,0038	29	0,57	-1,16	H
W	0,0023	6,39	0,67	0,40	H	0,0024	17	0,33	-1,01	H
Cu	0,1658	2151	1,05	-0,61	H	3,26	81288	1,67	1,05	H
Pb	0,3524	5322	1,13	-0,50	H	0,6998	207,42	-0,28	0,36	H
Ag	0,0122	225	0,49	-1,01	L	0,0068	165	0,25	-0,44	H
Sb	0,0061	65,45	1,63	1,20	H	0,0291	760	-0,15	-0,46	L
Bi	0,0009	510	1,76	2,12	H	0,0045	110	0,32	-0,47	L
As	0,0500	66,36	1,47	-1,04	H	0,5097	12111	2,25	3,84	?
Zn	0,6834	6445	0,30	-1,69	H	0,5916	9697	1,63	1,54	H
Au <sup>*</sup>	0,7600	0,54	0,59	-0,83	H	4,35	7,59	0,74	0,78	L

Примечание \* — данные спектрохимического анализа в г/т.

Для пиритов различных золоторудных формаций набор элементов-примесей достаточно представительен и колеблется от 10 до 26. Типоморфными являются Ag, As, Bi, Sb, Cu, Pb, Zn, Sn, Co, Cr и Ni (Григорян, Ляхович, 2000). Предложенный этими же авторами мультипликативный коэффициент идентификации рудных формаций по пиритам  $K = (Zn \cdot Cu \cdot Pb \cdot Ag) / (As \cdot Co \cdot Ni)$ , рассчитанный по нашим данным для золото-полиметаллической формации, равен 3986,9. Для пиритов медно-молибденовой формации — 286,5. Полученные коэффициенты идентификации достаточно контрастны. На графике мультипликативного коэффициента для дифференциации формационных типов золоторудных месторождений по пириту (Григорян, Ляхович, 2000) проанализированные пириты золото-полиметаллической формации попадают в поле второй — золото-карбонатно-сульфидной формации.

Высокие дисперсии содержаний ряда элементов — Mo, Cu, Pb, Zn в пиритах медно-молибденовой и Zn, Cu, As, в меньшей мере Sb, — в пиритах золото-полиметаллической формации при их высоком среднем содержании, показатель того, что эти элементы находятся в них в виде тонкодисперсных включений чуждых минералов. Этот вывод справедлив в отношении высоких содержаний Mo в пиритах медно-порфировой формации, в которых выявлены микровключения молибденита. Что касается Cu, Pb, Zn, то возмож-

ность их нахождения в виде тонкодисперсных включений халькопирита, галенита и сфалерита в пиритах обеих формаций требует более детального исследования.

Для установления родственных связей и выявления формы нахождения элементов в пиритах, характеризующих объекты двух формаций,

наряду с вычисленными статистическими характеристиками, использовались корреляционный (табл.2) и кластерный анализы.

В целом, при значениях коэффициента корреляции  $> 0,50$  в пиритах золото-полиметаллической формации обнаруживается больше положительных коэффициентов корреляции, чем в

Таблица 2

Коэффициенты парной корреляции элементов-примесей в пиритах медно-молибден-порфировой (вверху) и золото-полиметаллической (внизу) формаций

	Ni	Co	Mo	W	Cu	Pb	Ag	Sb	Bi	As	Zn	Au
Ni		0,76	0,42	0,60	-0,33	-0,26	-0,18	-0,29	-0,33	-0,15	0,01	-0,13
Co	0,44		0,16	0,19	-0,32	-0,47	0,28	-0,30	-0,38	-0,34	-0,36	0,03
Mo	-0,42	-0,18		0,57	-0,43	-0,38	-0,32	0,59	0,57	0,18	0,22	-0,13
W	-0,16	-0,04	0,46		0,03	0,03	-0,06	-0,17	0,03	0,08	0,38	0,19
Cu	-0,25	-0,22	0,80	-0,01		0,43	0,32	-0,27	-0,29	-0,35	0,51	0,27
Pb	-0,11	-0,09	0,54	-0,03	0,61		-0,08	-0,31	0,18	0,00	0,22	0,04
Ag	-0,05	-0,03	0,51	-0,03	0,56	0,99		-0,12	0,01	-0,07	-0,17	0,74
Sb	-0,23	-0,20	0,62	0,06	0,81	0,03	-0,02		0,86	0,28	0,16	-0,05
Bi	-0,12	-0,08	0,48	-0,09	0,54	0,98	0,98	-0,05		0,57	0,29	0,22
As	-0,16	0,02	0,52	0,03	0,76	0,13	-0,04	0,94	0,06		0,18	0,51
Zn	-0,33	-0,32	0,08	-0,33	0,39	0,30	0,26	0,25	0,24	0,22		0,17
Au	0,68	-0,02	-0,02	0,14	0,13	0,36	0,39	-0,12	0,35	0,12	0,00	

Примечание: выделены значимые коэффициенты корреляции.

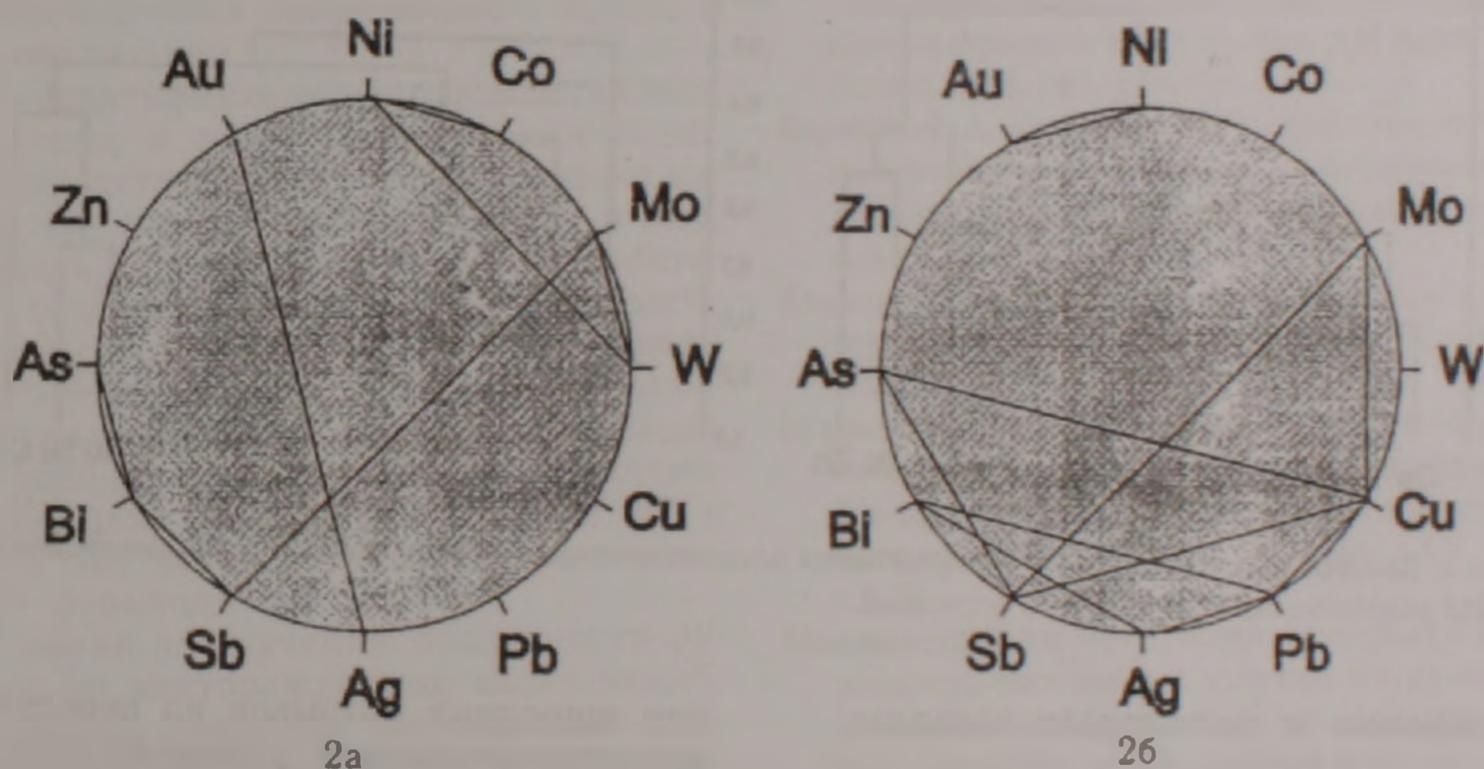


Рис 2. Круговые диаграммы корреляционных зависимостей в пиритах: а) медно-молибденовой, б) золото-полиметаллической формаций

пиритах медно-молибденовой формации, что наиболее наглядно проиллюстрировано на круговой диаграмме (рис.2а и 2б).

Исследование значимых корреляционных связей элементов-примесей в пиритах золото-полиметаллической и медно-молибденовой формаций руд позволило установить определенные закономерности в распределении геохимических ассоциаций этих элементов. Среди рассчитанных коэффициентов парной корреляции элементов-примесей в пиритах наиболее высокие значения корреляционной связи обнаруживают:

1) В пиритах медно-молибденовой формации: Bi-Sb, Au-Ag, Co-Ni, W-Ni, Mo-Sb, Mo-W, Mo-Bi.

2) В пиритах золото-полиметаллической формации: Ag-Pb, Bi-Pb, Bi-Fg, As-Sb, Sb-Cu, Cu-

Mo, As-Cu, Ni-Au, Pb-Cu, Sb-Mo, Bi-Cu, Pb-Mo.

На круговой диаграмме и дендрограмме, иллюстрирующих взаимоотношения коррелирующих между собой пар элементов-примесей пиритов медно-молибденовой формации, отчетливо выделились ассоциации элементов Ni-Co-W-Mo, Mo-Sb-As-Bi, Au-Ag. (рис. 2а и 3а). Первая ассоциация представлена группой сидерофильных элементов, в которой парная связь Ni-Co явно обусловлена микровключениями линнеит-зигенита (Карамян, 1983). Вольфрам в данной геохимической ситуации приобретает сидерофильные свойства. В самостоятельную геохимическую ассоциацию выделились полуметаллы Bi, Sb (висмутин), частично As. Молибден играет двойственную роль и посредством парных корреляций Mo-W, Mo-Sb, рав-

ных 0,57, объединяет группы сидерофильных и халькофильных элементов.

Отделившаяся ассоциация Au-Ag подтверждает отсутствие каких-либо геохимических связей этих элементов с другими и явно свидетельствует о наличии теллуридов в качестве микровключений. Наименее значимые связи обнаруживают Cu, Pb, Zn, которые встречаются в пиритах в виде микровключений халькопирита, сфалерита и реже галенита.

На круговой диаграмме и дендрограмме (рис. 26, 36), иллюстрирующих корреляционные связи элементов-примесей пиритов, принадлежащих золото-полиметаллической формации, уверенно фиксируются две геохимические ассоциации элементов — Cu-Sb-As и Pb-Ag-Bi, которые связаны между собой сильной корреляционной связью в паре Pb-Cu. В описаниях аншлифов с рудами полиметаллической формации в пиритах в качестве основных микровключений описаны теннантит-тетраэдрит, энаргит-люционит — первая ассоциация, а также ширмерит и козалит — вторая ассоциация.

Корреляционные связи элементов с высокой

положительной зависимостью  $> 0,75$  в мономинералах дают представление о типе минеральных соединений, образующих микровключения в пиритах рассматриваемых формаций; повышенные же содержания элементов-примесей в пиритах отражают масштабы развития минеральных ассоциаций (удельная доля), определяющих принадлежность объектов соответствующим рудным формациям. Наиболее обогащены элементами-примесями пириты золото-полиметаллической формации: As, Cu и Au увеличиваются на порядок в сравнении с пиритами медно-молибденовой формации. В пиритах медно-молибденовой формации основные микровключения образуют сульфиды и теллуриды; в пиритах золото-полиметаллической формации основное значение приобретают сульфосоли, что свидетельствует о сульфатной среде минералообразования. Среда осаждения для пиритов медно-молибденовой формации характеризуется более высоким потенциалом серы; в то же время играют роль кислотно-основные характеристики гидротермальных растворов, вследствие чего проявляются сидерофильные свойства элементов.

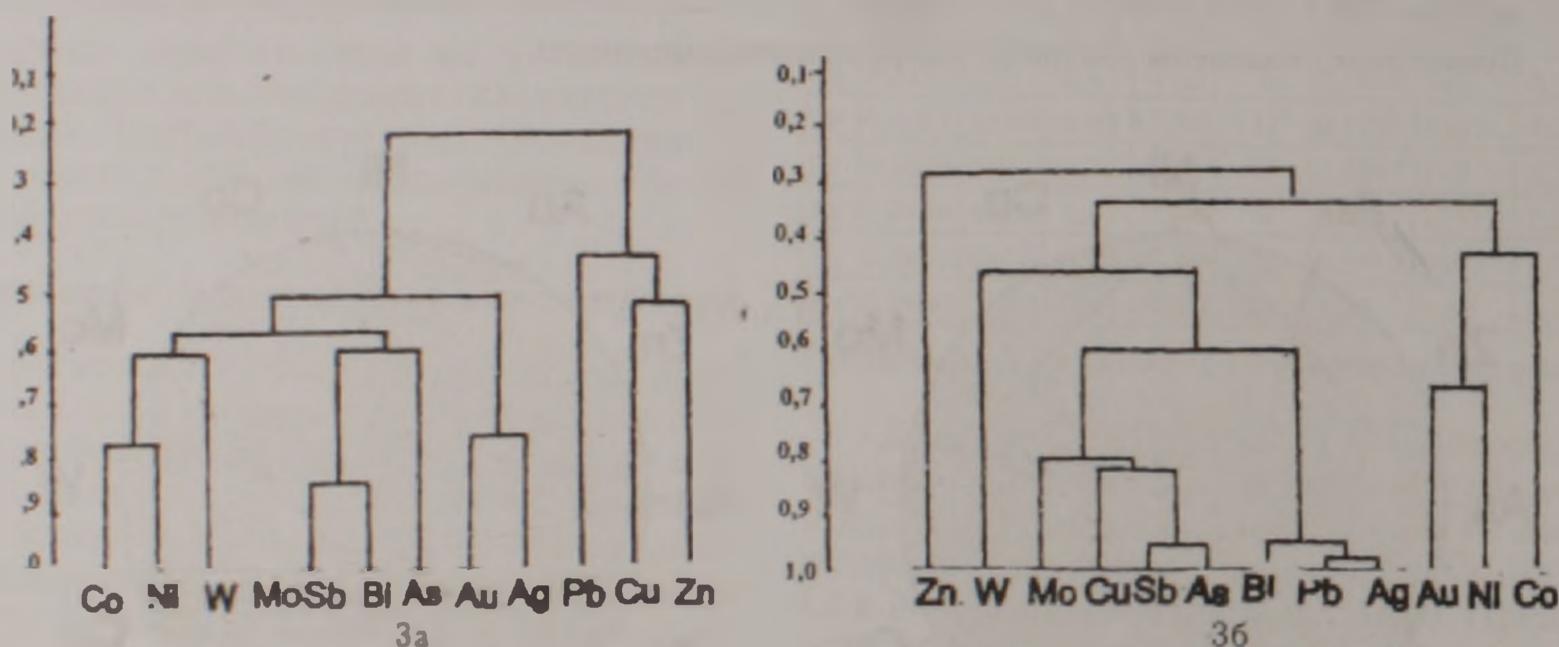


Рис. 3. Дендрографические схемы распределения элементов-примесей в пиритах (а) медно-молибденовой и (б) золото-полиметаллической формаций.

### Обсуждение и некоторые выводы

В пределах выделяемых рудных полей намечается определенная закономерность в размещении объектов медно-молибденовой и золото-полиметаллической формаций. В северных блоках (Каджаранское и Личкское рудные поля) медно-молибденовые месторождения и рудопроявления тяготеют к западному ограничению Мегри-Тейской грабен-структуры и размещены непосредственно в экзоконтактовой зоне порфировидных гранитоидов Вохчинского массива. Между тем, отдельные рудопроявления (Мегригетское и Шор-джурское) этой же формации локализованы в порфирах и подчинены поперечной Мегри-Цавской разрывной структуре. Золото-полиметаллическая формация в пределах рассматриваемых рудных полей представлена лишь рудопроявлениями. Тяготеют они к восточным швам, ограничивающим грабен-структуру, а также к зо-

нам широтных разрывов на пересечениях их с меридиональными и северо-восточными структурами.

Южнее, в Айгедзорском блоке, средние по запасам золото-полиметаллические и медно-молибденовые месторождения и рудопроявления размещены сравнительно компактно. Медно-молибденовые — Айгедзор, Тхкут, а также Тертерасарское золото-полиметаллическое месторождение приурочены к разрывам восточных швов грабен-структуры. Западные же системы субмеридиональных разрывов, среди которых выделяются Дебаклинский и Тейский разломы, контролируют Тейское золото-полиметаллическое месторождение, локализованное в оперяющих их северо-восточных системах. Также ориентирована большая часть жил Личкваского участка Тейского месторождения в лежащем боку Дебаклинского разлома.

Спетринский разлом — меридиональная маг-

мо-рудоконтролирующая структура Агаракского медно-молибденового месторождения прослеживается в центральной части южного из рассматриваемых блоков, на значительном удалении от шва Дебаклинского разлома.

В целом, размещение рудных объектов и контролирующих оруденение субмеридиональных разрывов дает основание заключить о несколько отличающихся локальных тектонических обстановках в пределах рассматриваемых блоков. Этим, по-видимому, можно объяснить активизацию в период рудоотложения отдельных фрагментов, кулисно проявленных в пределах грабена субмеридиональных рудоконтролирующих разрывов. При этом, как это наблюдается в Айгедзорском блоке, контроль оруденения средних по запасам рудных месторождений одной и той же формации (золото-полиметаллической) осуществлялся разрывами как западного, так и восточного бортов грабен-структуры. Смещение разрывов, контролирующих средние по запасам месторождения обеих формаций, к центру и востоку грабена более характерно для южных из рассмотренных рудных полей. Отмеченное справедливо и для Агаракского рудного поля на юге. Слабое же развитие золото-полиметаллической минерализации может свидетельствовать, помимо других возможных факторов, о снижении тектонической активности, или резком изменении поля напряжений в блоке, в период ее локализации.

Попытка идентификации месторождений медно-молибденовых и золото-полиметаллических формаций посредством пирита обнаруживает набор одних и тех же элементов-примесей в них, различающихся: 1) количественными характеристиками содержания элементов-примесей; 2) характером корреляционных связей между отдельными элементами; 3) природой тонкодисперсных включений – сульфидов и теллуридов в пиритах кварц-пиритовой стадии медно-молибденовой формации и сульфосолей Sb, Bi, Pb в пиритах той же ассоциации золото-полиметаллической формации.

Исследования по изучению зональности рудоотложения на месторождениях медно-молибденовой формации показали, что основным фактором наблюдаемой зональности и распределения главных рудных элементов является последовательность тектонического раскрытия рудолокализирующих структур, наряду с зональностью рудоотложения, обусловленной последовательным отложением из растворов различных парагенетических ассоциаций. Незначительная разница гипсометрических отметок медно-молибденовых и золото-полиметаллических рудных объектов, характер их размещения свидетельствуют о латеральной зональности их проявления. Основная роль в пространственном разделении рудной минерализации может быть отведена дифференциации солевой нагрузки гидротермального флюида во времени, а также резкому возрастанию потенциала кислорода рудообразующей среды (Акопян, Мелконян, 1997).

- Акопян М.С., Мелконян Р.Л. Соотношение между стадийностью рудообразования и парагенетическими ассоциациями минералов медно-молибденовых месторождений (по результатам изотопно-кислородных исследований месторождений Армении) Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1997, №3, с.3-11.
- Амирян Ш.О. Золоторудные формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АрмССР, 1984, 303 с.
- Амирян Ш.О. Золотоносные парагенезисы минералов золоторудных месторождений Республики Армения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2004, №3, с.22-25.
- Арутюнян М.А., Таян Р.Н., Саркисян С.П. Порфирировые дайки Каджаранского рудного поля. Сб. статей научн. сессии, посв. 90-летию С.А.Мовсисяна. Ереван: ИГН НАН РА, 2002, с.45-53.
- Беус А.А., Григорян С.В. Использование методов математической статистики при геохимических поисках. М.: Всес. Заочн. Политех. Ин-т. 1973, 50 с.
- Григорян С.В., Ляхович Т.Т. Оценка геохимических аномалий по элементам-примесям в минералах. М.: ИМГРЭ, 2000, 78 с.
- Карамян К.А., Фарамазян А.С. О стадиях минерализации Каджаранского медно-молибденового месторождения. Изв. АН АрмССР, геол. и географ. науки, 1960, №3-4, с.65-68.
- Карамян К.А., Таян Р.Н., Гуюмджян О.П. Основные черты интрузивного магматизма Зангезурского рудного района Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, №1, с.54-65.
- Карамян К.А. Геологическое строение, структура и условия образования медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1978, 179 с.
- Карамян К.А. Минеральные ассоциации и минералы месторождений Зангезурского рудного района. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1983, 226 с.
- Макеев Б.В. Оловорудный район как металлогеническая категория и объект прогнозных исследований. В кн.: Геолого-геофизические аспекты изучения и оценки оловорудных районов Востока СССР, М.: 1984, с.7-22.
- Меликсетян Б.М. Петрология, геохимия и рудоносность палеоген-неогеновых вулкано-интрузивных формаций Кавказа (магматизм зон коллизии). Автореф. дисс. на соиск. уч.ст. доктора геол.-мин. наук. Тбилиси: 1989, 54 с.
- Меликсетян Х.Б., Пернишка Е., Мелконян Р.Л., Джрбашян Р.Т., Адам Й. Геохимия изотопов свинца главнейших эндогенных месторождений Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2003, №3, с.22-30.
- Мкртчян С.С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1958, 287 с.
- Таян Р.Н. О Центральной магмо-рудоконтролирующей зоне Зангезурского рудного района. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, №3, с.20-27.
- Таян Р.Н., Амирян Ш.О., Фарамазян А.С., Арутюнян М.А. Рудные формации Зангезурского рудного района и общие закономерности размещения оруденения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1999, №2-3, с.22-30.
- Таян Р.Н., Саркисян С.П., Арутюнян М.А., Оганесян А.Е. Геолого-структурные особенности размещения мед-

но-молибденового оруденения Каджаранского месторождения. Сб. статей научн. сессии, посв. 90-летию С.А.Мовсисяна. Ереван: ИГН НАН РА, 2002, с.32-45.

Таян Р.Н., Саркисян С.П., Арутюнян М.А. Особенности локализации медно-молибденового оруденения месторождений Южного Зангезура. Изв. НАН РА, Науки

о Земле, 2003, №3, с.24-28.

Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. М.: Недра, 1988, 215 с.

Фарамазян А.С. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. В кн.: Минералогия, геохимия и условия образования рудных месторождений Армянской ССР. Ереван: Изд АН Арм. ССР, 1974, с.146-250.

**ՀԱՐԱՎԱՅԻՆ ՉԱՆՓԵՉՈՒԻ ԴՂԻՆԶ-ՄՈԼԻԲԴԵՆԱՅԻՆ ԵՎ ՈՍԿԻ-ՔԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐԻ ՏԵՂԱԿԱՅՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՄԱՍԻՆ ԵՎ ՀԱՆՔԱԵՐԵՎԱԿՈՒՄՆԵՐԻ ՆՈՒՅՆԱՑՄԱՆ ՀՆԱՐԱՎՈՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԸՍՏ ԴԻՐԻՏՆԵՐՈՒՄ ՏԱՐԲ-ԽԱԲՆՈՒՐԴՆԵՐԻ**

**Ռ. Ն. Տայան, Մ. Ա. Հարությունյան, Ա. Ե. Հովհաննիսյան**

**Ա ն փ ո փ ու մ**

Ներկայացվող հոդվածում դիտարկվում է Հարավային Չանգեզուրի հանքաին դաշտերում Cu-Mo և Au-քազմամետաղային հանքավայրերի երկրաբանական դիրքը, տեղաբաշխման պայմանները և զոնալականությունը: Տարրերի տեղաբաշխումը կվարց-պիրիտային փուլի պիրտներում հիմք է հանդիսանում պարզաբանելու հանքաերևակումների ֆորմացիոն պատկանելիությունը:

**TO THE PROBLEM OF DISLOCATION OF COPPER-MOLYBDENUM AND GOLD-POLYMETALLIC FORMATIONS IN SOUTH ZANGEZOUR AND OPPORTUNITIES FOR SMALL ORE DEPOSIT IDENTIFICATION THROUGH ELEMENTS-ADMIXTURES IN PYRITES**

**R. N. Tayan, M. A. Harutyunyan, A. E. Oganesyan**

**Abstract**

The article covers geological position, conditions of dislocation and zonality of deposits and small ore deposits of copper-molybdenum and gold-polymetallic types within the bounds of operating mining enterprises in the south of the Zangezour ore region. For more precise prognostic assessment of the territory, an attempt is made to establish the formation attribution of small ore deposits with poor-pronounced mineral composition by typomorphic elements-admixtures in pyrites of quartz-pyrite association.

## ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГАРНИЙСКОМ ПОЛИГОНЕ

© 2005 г. Р.А.Пашаян, Г.А.Туманян, Р.Т.Мириджанян, А.Л.Ананян

Гарнийская геофизическая обсерватория НАН РА  
375019, Ереван, пр Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
E-mail: hakhleon@sci.am  
Поступила в редакцию 15.09.2005 г.

В статье приведены результаты гидрогеохимического мониторинга Гарнийского сейсмополигона за период 01.07.05-18.08.05. Показаны изменения химических компонентов вод минерального источника и пресных родников, а также почвенного радона вследствие сейсмического режима, в частности землетрясений, произошедших в Паракаре и Веди. Приводится геодинамика Ереванского сейсмотектонического узла.

Характерной и аномальной в региональном плане особенностью Ереванского олигоцен-миоценового палеотектонического узла (средне-низовье междуречья Раздан-Азат) является развитие в мел-эоценовых образованиях, переходных по краям в обще- и антикавказское (СЗ-ЮВ-СВ-ЮЗ) простирание, дугообразных структур (Пашаян и др., 2001; Туманян, Ахвердян, 2004). Эти структуры несогласно перекрыты Ереванской неогеновой соленосной толщей субширотного простирания (Мкртчян, 1978). Здесь современные тектонические движения главным образом вырисовываются расположением эпицентров относительно сильных землетрясений вдоль Разданского, Ереванского и особенно Азатского разломов (Габриелян и др., 1981; Карапетян, 1987) указанного палеотектонического узла (Пашаян и др., 2001; Туманян, Ахвердян, 2004), а также 8-9-балльной изосейстой, охватывающей средне-низовье бассейна р.Азат и низовье рр Джрвеж, Веди (Габриелян и др., 1981). Следовательно, после неоген-четвертичного перерыва, современные тектонические движения начали развиваться по вышеотмеченному палеотектоническому плану, т.е. ныне продолжается развитие олигоцен-миоценовых дуговых структур. Поэтому, для прогнозирования землетрясений Ереванского современного сейсмотектонического узла, выяснение особенностей механизма формирования отмеченных олигоцен-миоценовых дуговых структур приобретает категорию ключевого значения.

Формирование рассматриваемых дуговых структур, расположенных на границе Ереван-Ордубадского СЗ-ЮВ синклинория и Ереванской СВ-ЮЗ синклинали, скрытой под неоген-четвертичными образованиями, происходило в условиях резкого преобладания субгоризонтального тектонического движения, направленного на ЮЗ 200-240° (Карапетян, 1987; Туманян, Ахвердян, 2004). Эти структуры, по-видимому, являются результатом правосдвиговых перемещений горных масс вдоль также скрытого Разданского поперечного (СВ-ЮЗ) разлома, при этом происходили изменения в направлении тектонических движений от ЮЗ к ЮВ и правосдвиговые перемещения структур (СЗ-ЮВ) вдоль продольного Ереванского разлома, следовательно, и Паракарского горстового поднятия кристаллического основания коры.

В итоге эти процессы привели к четверть-

круговому перемещению складок и разломов СЗ-ЮВ простирания, по-видимому, Джрвеж-Гарнийского участка до левобережья р.Азат и к формированию Азатского взбросо-сдвига, Гарни-Зовашенской, сильно сжатой, круто и близвертикально падающей антиклинали СВ-ЮЗ простирания, а также сильно сжатого Ераносского тектонического блока.

Современные тектонические движения и ме-

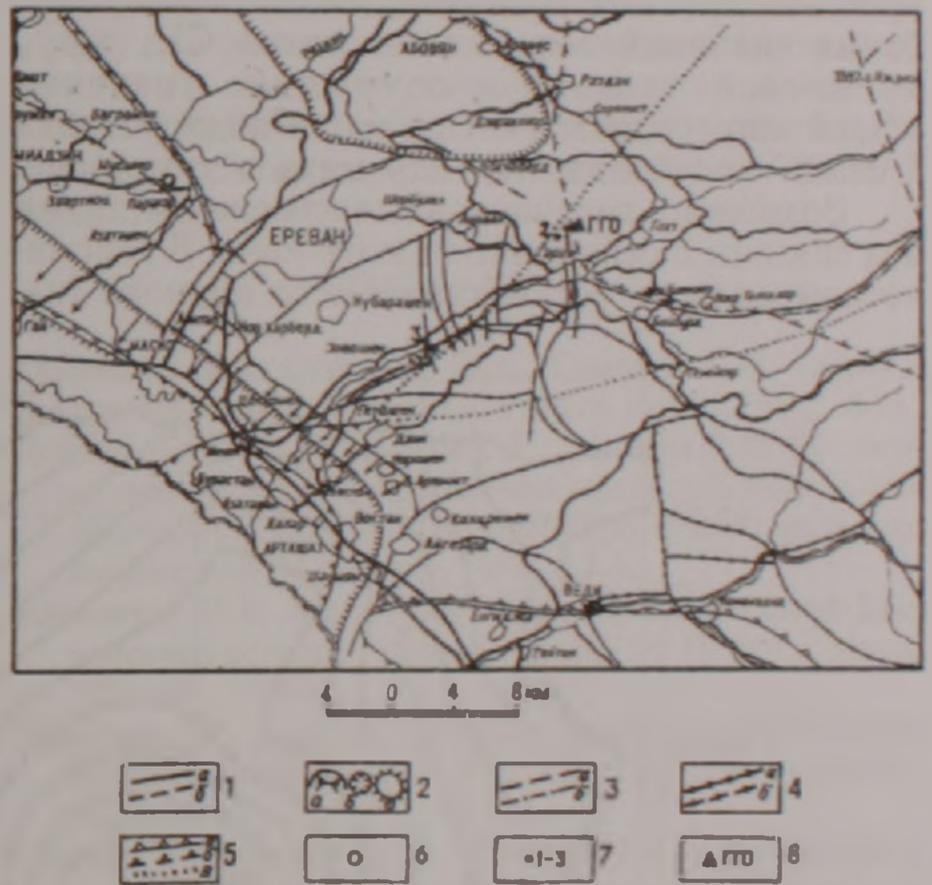


Рис 1. Схема разломной тектоники Ереванского сейсмотектонического узла.

1. Разломы, установленные по геологическим наблюдениям: а – прослеженные, б – предполагаемые. 2. Гравиметрические а – ступени, б – относительные минимумы, в – относительные максимумы. 3. Границы положительных (более 2 мЭ) аэровысотных магнитных аномалий – предполагаемые зоны глубинных разломов, б-предполагаемые разрывы, выраженные линейными изменениями характера магнитных полей. 4. Линеаменты (предполагаемые глубинные разломы), установленные по результатам геологического дешифрирования космических фотоснимков и фотопланов м-бов 1:100000, 1:250000 и 1:1000000: а – достоверные, б – предполагаемые. 5. Глубинные разломы, установленные по сейсмическим данным: а – уверенные, б – менее уверенные, в – предполагаемые. 6. Очаги землетрясений Веди (12.07.05 M=2.66), Паракар (30.07.05 M=3.1). 7. 1-3-2.2 – пресные родники, 3-минеральный источник. 8. Гарнийская Геофизическая Обсерватория.

ханизм формирования структур также вырисовываются в результате гидрогеохимического мониторинга вод минерального источника и пресных родников Гарнийского сейсмополигона (рис.1).

По результатам режимных наблюдений за геохимией, температурой пресных вод (минерального источника "Грав" и родников "Гоар" и "Анаит") за период с от 29.06.05 по 18.08.05 обнаружены значительные изменения температуры воды минерального источника и геохимических параметров от фонового значения. В обычном режиме наблюдения пробы воды брались один раз в месяц. Химический анализ проб воды, взятых 14.07.05, показал резкое изменение значения иона  $Cl$  от фонового (104 до 166 мг/л) воды минерального источника "Грав" и небольшие изменения общей минерализации. Повторный анализ пробы воды от 21.07.05 показал восстановленное значение хлора, но наблюдалась тенденция к повышению температуры воды и газового состава ( $CO_2$ ). Через неделю химический анализ пробы воды от 3.08.05г. показал небольшое повышение кремневой кислоты ( $H_2SiO_4$ ) с 25 до 30 мг/л и  $CO_2$  до 968 мг/л (фоновое значение 866 мг/л) и повышение температуры воды до 19,5°C.

За этот же период, по химическому анализу проб вод пресных родников, наблюдались колебания значений содержания ионов  $Cl$ ,  $SO_4^{2-}$ , кремневой кислоты и понижение значения общей минерализации, причем в воде родника "Анаит" колебания этих параметров чуть выше.

Возможно, перечисленные изменения химии вод связаны с сейсмичностью региона. В сейсмическом режиме рассматриваемого периода (ка-

талог сейсмических событий за июль месяц 2005 года) отмечено два местных землетрясения:

12.07.05,  $M=2.7$ , Веди; 29.07.05,  $M=3.1$ , Паракар.

На основании известной методики, предложенной Добровольским И.П. и др. (1980):

$$\Sigma = \left( \frac{R}{10^{0.413M - 2.66}} \right)^3,$$

где  $\Sigma$  – деформация,  $R$  – эпицентральное расстояние,  $M$  – магнитуда землетрясения, были рассчитаны величины деформации. Минеральный источник "Грав" расположен на расстоянии 24 км от эпицентра землетрясения (12.07.05,  $M=2.7$ ), где расчетная деформация водовмещающих пород источника составляла –  $\Sigma = 1.5 \cdot 10^{-9}$ . Эта же величина деформации имела место в Арарате и Двине. В пресных родниках "Гоар" и "Анаит" значение деформации было соответственно:  $\Sigma = 8.6 \cdot 10^{-10}$ ,  $\Sigma = 9.6 \cdot 10^{-10}$ . В изменении химии вод родников определено снижение иона  $SO_4^{2-}$  и кремневой кислоты.

При землетрясении 30.07.05,  $M=3.1$  (Паракар) самое высокое значение деформации отмечено в Гарни –  $\Sigma = 3.3 \cdot 10^{-8}$ , самое низкое – в Арарате, Веди, Арзни:  $\Sigma = 9.8 \cdot 10^{-10}$ ,  $5.4 \cdot 10^{-10}$ ,  $1.3 \cdot 10^{-10}$ . При этом землетрясении в источнике "Грав", расположенном от эпицентра на расстоянии 29 км, с деформацией  $\Sigma = 3,04 \cdot 10^{-9}$ , в пробе воды, взятой после землетрясения, отмечено повышение значений кремневой кислоты и газового состава –  $CO_2^{2-}$ , а также повышение температуры воды источника до 19,5°C, хотя вода круглогодично

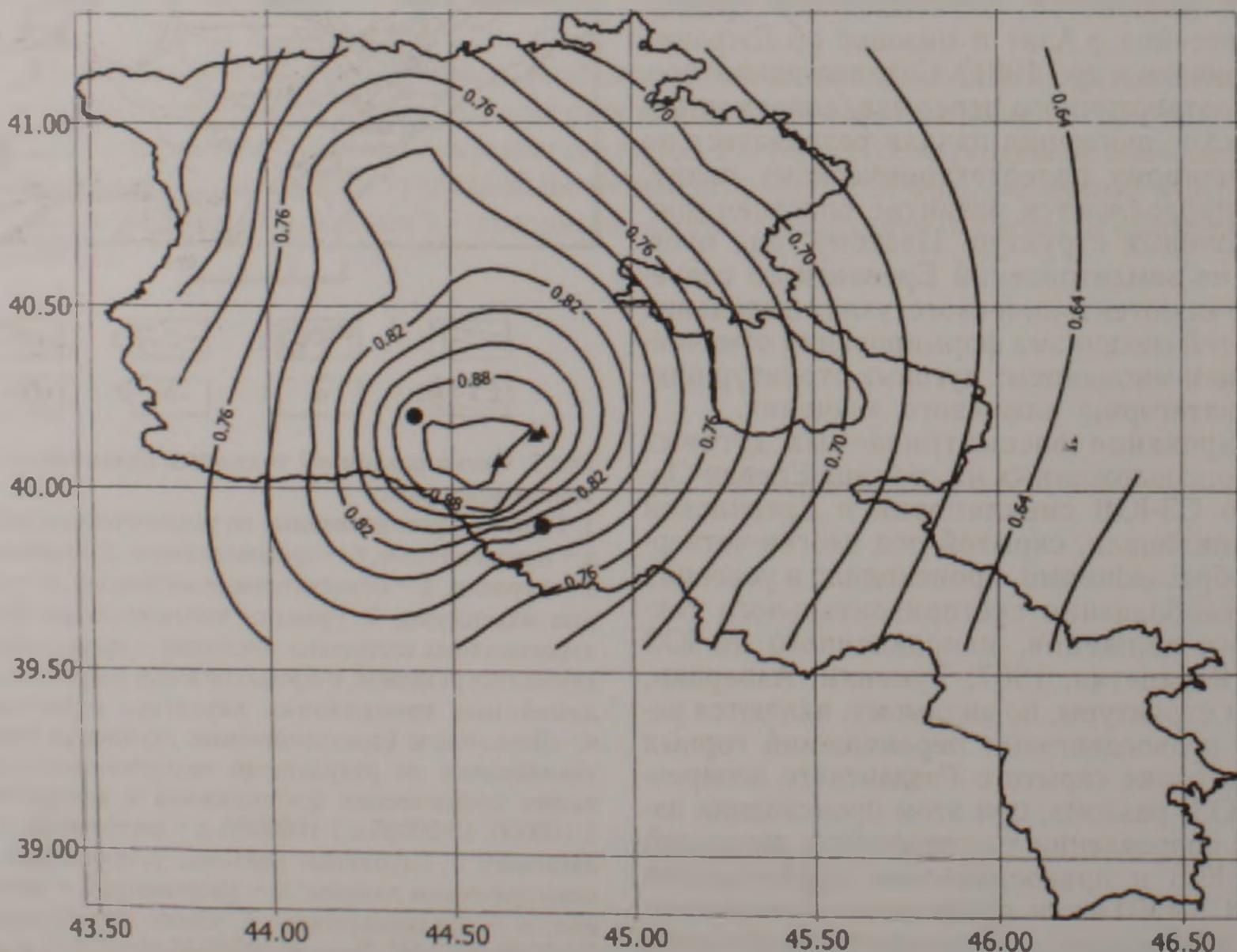


Рис 2. Напряженно-деформационное поле при Паракарском и Вединском землетрясениях. • – очаги землетрясений: Паракар-(30 07 05  $M=3.1$ ), Веди (12 07 05  $M=2.66$ ). ▲ – родники

имеет температуру  $\approx 18^{\circ}\text{C}$ . Содержание иона  $\text{Cl}^-$  приняло свое обычное значение и не претерпело изменений.

В результате Паракарского и Вединского землетрясений образовалось сильное напряженно-деформационное поле, которое значительно

углекислого газа  $\text{CO}_2$ , температуры воды минерального источника (повышение на  $1,5^{\circ}\text{C}$ ) и почвенного радона имеют непосредственную связь с сейсмическими процессами региона, а также, возможно, с динамикой фронтальной и тыловой частей Ераносского тектонического блока.

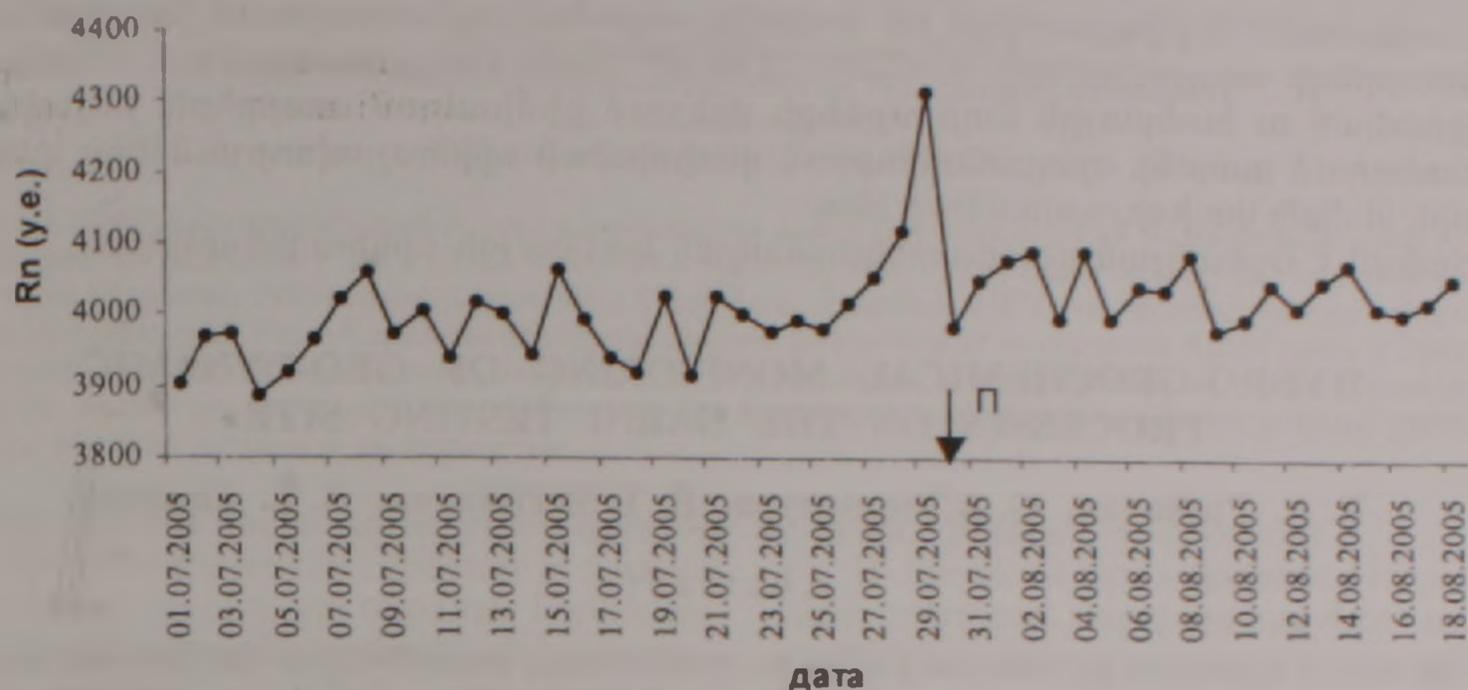


Рис 3. Изменение среднесуточного содержания почвенного радона П – землетрясение Паракар (30.07.05 M=31)

разгружено в пределах Ераносского тектонического блока (рис.2).

Весьма четко и однозначно реагировал на сейсмическое событие Паракарского очага пункт НССЗ РА стационарного наблюдения за содержанием почвенного радона, расположенный вблизи центрального корпуса Гарнийской геофизической обсерватории.

Непрерывное нарастание содержания  $\text{Rn}$  началось с 25 июля, за четверо суток до землетрясения, и продолжалось до 27 июля включительно, сохраняя постоянство роста, но не выходя за пределы обычных среднесуточных флюктуаций (рис 3). 28 июля имел место скачок среднесуточного содержания радона, превосходящий верхние пределы изменения фоновых значений.

За день до толчка произошел аномальный всплеск, а после землетрясения – быстрый спад  $\text{Rn}$ . Затем восстановился обычный ход фоновых изменений среднесуточного содержания  $\text{Rn}$ , но наблюдается некоторое превышение среднего уровня среднесуточных флюктуаций за период до землетрясения. Интересно, что, несмотря на близость эпицентральных расстояний, пункт наблюдения  $\text{Rn}$  ГГО не реагировал на землетрясение 12.07.05 Веди.

Таким образом, полученные результаты по гидрогеохимии – изменения концентраций  $\text{Cl}^-$ ,

Для более широкого рассмотрения связи между сейсмичностью и гидрогеохимией следует расширить сеть гидрогеохимических наблюдений. В частности, желательно включение в сеть наблюдений минеральных источников Веди и Арарат.

## ЛИТЕРАТУРА

- Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмо-тектоника Армянской ССР. Изд. ЕрГУ, 1981, 283 с.
- Добровольский И.П., Зубков С.И., Мячкин В.И. Об оценке размеров зоны проявления предвестников землетрясений. В сб.: Моделирование предвестников землетрясений. М.: Наука, 1980, с.7-43.
- Карпетян Н.К. Механизм очагов землетрясений Ереванского региона. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, N6, с.40-48.
- Мкртчян Г.Р. О стратиграфии и условиях образования Ереванской соленосной толщи. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, N2, с.13-19.
- Пашаян Р.А., Ананян А.Л., Туманян Г.А. Гидрогеологические эффекты, обусловленные геодинамическими процессами земной коры. Изв.НАН РА, Науки о Земле, 2001, N2, с.36-42.
- Туманян Г.А., Ахвердян Л.А. Сейсмо-тектоника Ереванского региона. Науч.конф., посв.60-летию НАН РА, Гюмри, X 2003г. Гюмри: Изд. Гитутюн, 2004, с.139-143.

**ԵՐԿՐԱԴԻՆԱՄԿԱՅԻ ԸՆԹԱՑՔԻ ՋՐԱԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ ՄՈՆԻՏՈՐԻՆԳ  
ԳԱՌՆԻ ՓՈՐՉԱԴԱՇՏՈՒՄ**

**Ռ.Ա.Փաշայան, Հ.Ա.Թումանյան, Ռ.Տ.Միրիջանյան, Ա.Լ.Անանյան**

**Ա մ փ ո փ ու մ**

Հոդվածում ներկայացված են Գառնիի սեյսմափորձադաշտում իրականացվող մոնիտորինգի արդյունքները 01.07.05-18.08.05 ժամանակահատվածում: Բերվում են քաղցրահամ ու հանքային աղբյուրների ջրերում քիմիական տարրերի, ինչպես նաև գետնահողում ռադոնի պարունակության փոփոխման օրինաչափությունները կապված սեյսմիկ ռեժիմի փոփոխությունների հետ:

Տրվում է Երևանյան սեյսմատեկտոնական հանգույցի երկրադինամիկան:

**HYDRO-GEOCHEMICAL MONITORING OF GEO-DYNAMIC  
PROCESSES ON THE GARNI TESTING SITE**

**R. A. Pashayan, G. A. Toumanyanyan, R. T. Mirijanyan, A. L. Ananyan**

**Abstract**

The article highlights the outcomes of hydro-geochemical monitoring on the Garni seismic testing site in period 1.07.05 to 18.08.05. Given are variations in chemical components of the waters from mineral and fresh water springs and changes in soil radon resulted from seismic regime and earthquakes occurred in Parakar and Vedi in particular. The article considers the geodynamics of the Yerevan seismotectonic node.

## РИФТОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ\*)

© 2005 г. Г. А. Казарян

Институт геологических наук НАН РА  
375019, Ереван, пр Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
e-mail. hrshah@sci.am  
Поступила в редакцию 02.09 2003 г.

На фоне дрейфа континентальных плит и сокращения акватории океана Тетис на пассивном краю Армянского микроконтинента (Баженов и др., 1991) в верхний триас-юрское время была заложена Неграм-Азнабюртская рифтовая зона (Карягин, 1989) байкальского типа (Самойлов, Ярмолюк, 1992), на продолжения которой в пределах современной Армянской Республики расположены выходы рифтогенных вулканитов Артабуйнка и Ераха. Второй этап рифтообразования в Армянском микроконтиненте проявлен в миоценое в створе Транскавказского поперечного поднятия по линии Алсар-Агавнадзор. Вулканогенные породы рассмотренных рифтовых зон отличаются высокой калиевой щелочностью.

Северо-восточная часть Армянского нагорья имеет сложное геологическое строение – с одной стороны занимает пассивную окраину Гондваны, а с другой – зону мезокайнозойской островодужной системы южного активного края Восточно-Европейской литосферной плиты.

Сближение Афро-Аравийской и Русской субплатформенных литосферных плит и постоянное сокращение акватории океана Тетис в определенной мере осложняли геодинамическую обстановку региона. В процессе скупивания пластов осадочных образований с широким проявлением шарьяжей, в промежутках между моментами перманентного стресса имели место и периоды растяжения, создающие рифтовые структуры (Баженов и др., 1991) байкальского типа (Самойлов, Ярмолюк, 1992). В этом процессе, вероятно, существенное значение имело и северо-западное вращательное движение Аравийской платформы относительно Русской (Баженов и др., 1991). Аналогичные зоны растяжения – тыловые рифты активных континентальных окраин (Казьмин, 1987) формировались в задуговом бассейне Сомхето-Карабахской островной дуги, по которым в меловом периоде в Ноемберянском и Иджеванском районах развивался рифтогенный трахибазальтовый комплекс.

По литературным данным (Грачев, Карягин, 1983; Карягин, 1989), на восточном краю Иранского субконтинента, в Нахичеванской АО по линии Неграм-Азнабюрт выделяется рифтогенная структура мезозойского возраста с характерным субщелочным базальтовым магматизмом. По нашим исследованиям, в этой же полосе Армянского микроконтинента (Баженов и др., 1991) повторное рифтообразование происходило в неогене, при котором формировалась Алсар-Агавнадзорская рифтовая структура.

Подробно изученные и описанные породы Неграм-Азнабюртской части мезозойской вулканогенно-тектонической структуры (Грачев, Карягин, 1983; Карягин, 1989) представлены характерными для начальной стадии развития рифтов лавовыми потоками и дайками трахибазальтов, базальтовых трахиандезитов, пикритов и переслаивающимися

с ними туфами и туффитами.

В Армении продолжение Неграм-Азнабюртской рифтовой зоны фиксируется выходами субщелочных базальтовых лав в районе с. Артабуйнк, в долине правого притока р. Ехегис, в ядре Тексарской антиклинали (впервые выявленными нами в 1972г.). Суммарная мощность вулканогенной толщи 345 м, из которых 140 м составляет обнаженная часть, а 205 м вскрыты структурной буровой скважиной №1 АрмГУ, пробуренной в ядре Тексарской антиклинали.

Рифтогенные вулканиты Артабуйнка начинаются толщей эксплозивных материалов мощностью 60-65 м, после которой следуют многометровые потоки шарово-подушечных лав базальтовых трахиандезитов, с которыми эпизодически переслаиваются 10-12-метровые потоки трахибазальтов, трахиандезитов и фолотефритов со слоями соответствующей пирокластики. Большой объем эксплозивного материала в составе нижнего горизонта толщи свидетельствует о высоко взрывном характере вулканических центров, а широкое развитие шарово-подушечных лавовых потоков и слоев вулканомиктовых песчаников свидетельствует, что толща вулканитов формировалась в мелководном бассейне. Породы Артабуйнкского комплекса вулканитов непосредственно залегают на битуминозных известняках верхнего триаса и в свою очередь трансгрессивно перекрываются осадочными образованиями турона-нижнего коньяка и нижнего эоцена. В керновом материале указанной буровой скважины в интервале 102-103 м нами обнаружены углистые песчаники, а на 420-ом метре – пласт угля мощностью 35-40 см. По приведенным данным, геологический возраст артабуйнкской внутриконтинентальной рифтогенной толщи, аналогичной таковой района села Азнабюрт (Неграм-Ерахской рифтовой структуры), определяется как в триас-н.юра. В определении возраста толщи важным аргументом является и ее согласное залегание на углистых отложениях, являющихся аналогом в триас-н.юрских угленосных образований Джерманиса (Месропян, Саркисян, 1966). Подобный возраст артабуйнкских вулка-

\* Статья публикуется в порядке дискуссии (прим. ред.)

Химические составы пород мезозойской внутриконтинентальной рифтовой зоны Армении

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	52.0	49.28	40.80	41.04	48.36	59.78	46.82	59.3	60.19	49.67	43.19
TiO <sub>2</sub>	0.81	0.94	2.87	3.70	2.53	3.78	3.16	0.25	0.50	0.80	3.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.35	20.40	14.93	13.97	18.61	15.70	16.15	18.39	17.25	18.64	18.29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.67	3.44	4.62	11.71	7.36	4.82	10.38	4.49	2.49	3.32	6.26
FeO	3.12	3.12	6.89	4.82	2.29	3.21	5.68	2.29	4.26	4.31	6.24
MnO	0.07	0.12	0.17	0.23	0.11	0.25	0.15	0.14	0.17	0.11	0.15
MgO	3.17	3.78	10.60	7.64	2.27	2.25	3.74	1.43	1.71	2.89	5.61
CaO	6.86	6.02	10.28	8.51	8.12	3.87	6.90	2.40	1.62	5.74	7.13
Na <sub>2</sub> O	2.70	3.10	1.80	1.40	2.80	5.09	3.00	4.60	3.80	3.50	2.6
K <sub>2</sub> O	5.40	4.95	1.70	2.00	1.5	0.32	1.50	3.80	6.6	4.40	3.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.73	1.24	0.46	0.65	0.46	0.62	0.46	0.06	0.16	0.46	0.75
H <sub>2</sub> O*	0.47	0.75	1.52	1.61	1.11	0.47	0.76	0.59	0.45	0.91	—
H <sub>2</sub> O*	0.15	2.24	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	2.20	—	—	2.02	3.30	—	1.05	0.98	—	3.08	1.13
n.n.n	1.05	1.71	4.01	1.28	1.12	0.59	0.22	0.86	1.07	1.51	2.14
Σ	100.7	100.67	100.31	100.58	99.94	100.0	99.97	99.58	100.28	99.34	100.97
<u>Na<sub>2</sub>O</u>	0.5	0.6	1.05	0.7	1.86	15.9	2.0	1.2	0.57	0.78	0.86
<u>K<sub>2</sub>O</u>											

Артабуйнкский массив – 1. Базальтовый трахиандезит (обр. 2746/43), 2. Фонатифрит (обр. 2746/39). Ерахский массив – Эффузивы: 3. Титан-авгит-керсутитовый базанит (обр. 3250), 4. Титан-авгитовый тефрит (обр. 3039<sup>б</sup>), 5. Мегпорфировый плагиоклазовый, базальтовый андезит (обр. 3252<sup>б</sup>), 6. Андезит (обр. 3069). Жильно-магматические породы – 7. Титан-авгитовый габбро-диабаз (обр. 3049<sup>а</sup>), 8. Трахиандезит (обр. 3358), 9. Трахит (обр. 3040<sup>г</sup>), 10. Фонатифрит (обр. 3247), 11. Мончикит (обр. 3046<sup>г</sup>).

Анализы выполнены на образцах из коллекции Г. А. Казаряна в хим. лаборатории ИГН НАН Республики Армения.

нитов принимается и сотрудниками АрмГУ. Химический состав пород Артабуйнкского массива приведен в табл. 1.

Другой, Ерахский выход вулканитов мезозойской рифтовой структуры (Неграм-Артабуйнк) находится в районе одноименного горного массива в 1.5 км к востоку от с. Норагюх. Упомянутый выход вулканитов площадью в 1.5х0.5 км, ограниченный трансгрессивно перекрывающими осадочными образованиями верхнего мела, по условиям залегания пород представляет некоторую часть целого комплекса магматитов. Следовательно, выявленные закономерности развития магматитов этого ограниченного по объему участка могут охарактеризовать только некоторые эпизоды формирования всего комплекса.

В Ерахском горном массиве пласты юра-нижнемеловых вулканогенно-осадочных образований имеют северо-западное (близширотное) простирание и общее северо-восточное падение (обычно крутое) и, вероятно, представляют часть восточного крыла доверхнесенонской антиклинальной складки. Подобное залегание пород позволяет считать, что по времени образования относительно древние породы комплекса расположены в юго-западной части структуры вулканитов.

В крайне юго-западной части выхода описываемой вулканогенной толщи из-под базальных конгломератов верхнего сенона выступает пласт вулканических брекчий и туфов базальтового состава мощностью 30-35 м, после которого в восточном направлении следует сложная пачка туфообломочных и осадочных пород (известняки, песчаники, радиоляриты и др.) с прогрессивным

увеличением участия амигдалоидных и массивных шарово-подушечных лавовых титан-авгит-керсутитовых трахибазальтов суммарной мощностью 65-70 м. Этот комплекс пород сменяется потоком мегпорфировых плагиоклазовых базальтовых андезитов мощностью 35-40 м. После базальтовых андезитов состав пород резко меняется извержениями потоков лав амигдалоидных пиллоу-лав титан-авгит-керсутитовых базанитов (с оливином) мощностью 30-35 м с прослоями известняков и песчаников (аз. пад. 40° < 60°). После излияния серии эффузивов и сопутствующих взрывных образований следовала сильная взрывная деятельность вулканов комплекса, в результате которой сформировался пласт туфов и агломератов значительного объема и мощности (180-190 м), с отчетливыми признаками слоистости. Однако существует мнение, что этот выход эруптивных пород представляет диатрему (Сатиан, 1993), а туфы имеют состав лампроитов (Сатиан и др., 1989). В ряде аргументов против этого мнения является и следующий: в западной части выхода, где видимая мощность пласта пирокластики 25-30 м ("диатремы"), в туфовый материал погружены шаровые обособления титан-авгит-керсутитовых трахибазальтов, свидетельствующие о том, что при подводном излиянии лавы шарообразные тела утонули в еще неуплотненной тефре и в комплексе пород, слагающих "диатрему", участвуют и туфы с пленочной цементирующей массой (Сатиан и др., 1989), однако, по классификации взрывных образований сами туфы, в особенности с подобным типом цемента, являются подлинно осадоч-

ными; в средней части пласта туфов ("диатреме") встречаются друзы арагонита с призматическими кристаллами размером 15.0x1.5 см. Подобные друзы арагонита характерны ареалам подводного вулканизма, в которых температура воды в придонной зоне водоема превышает 20°C. Друзы арагонита, сформированные в вулканическом иле (пелитовый туф), широко развиты на северном склоне Зодского перевала (Севанский хребет). В северо-восточной части Ерахского массива описанные эксплозивные образования перекрываются лавовыми потоками титанавгит-керсутитовых трахибазальтов, которые в свою очередь несогласно перекрываются верхнесенонскими отложениями. В ряду мезозойских рифтовых магматитов Ерахский выход отличается значительным развитием жильно-магматических пород. В северо-западной части развиты мелкие штоки (30x30 м) титан-авгитовых габбро-диабазов, трахитов и трахиандезитов, а внутри пласта туфов и агломератов — лампрофиры (мончикиты, камптониты и др.).

В Ерахском выходе вулканических пород не закономерно разбросаны крупные блоки и мелкие глыбы амфиболитов, сланцев, серпентинитов, габбро, известняков ("карбонатиты"), которые, несомненно, являются клиппенами — остатками основания Вединской надвиговой пластины офиолитов. Химические составы пород мезозойского рифтогенеза приведены в табл. I.

При описании вулканогенной толщи Ераха (Сатиан и др., 1989) сообщается, что в районе "диатремы" были пробурены 4 скважины (после тщательных поисков я нашел следы только одной), причем место нахождения этих выработок на схематической геологической карте и неверно составленном геологическом разрезе не отмечено; отсутствуют также описания кернового материала и т.д. Недоумение вызывает сообщение, что на карте обозначенные округлыми и изометрическими фигурами тела серпентинитов являются протрузиями. Необходимо особо подчеркнуть, что ультрабазиты (серпентиниты в частности) альпинотипной ассоциации, как правило, образуют сильно вытянутые дайкообразной формы протрузивные тела с притертыми и брекчированными породами эндоконтактной зоны. Подобные интрузивы, обычно приуроченные к зонам тектонических нарушений, как правило, представляют подстилку всего комплекса пород офиолитовой серии (Дмитриев и др., 1990; Пейве, 1969; наши наблюдения).

Относительно геолого-структурных взаимоотношений офиолитов Веди следует особо отметить, что офиолиты (фрагменты коры океанического типа) совместно с трансгрессивно перекрывающей толщей островодужных вулканических пород представляют надвиговую пластину (Книппер, 1975; Ломизе, 1971; Соколов, 1977) и генетически не родственны с породами субщелочного вулканического комплекса Ерахской внутриконтинентальной рифтовой структуры. По нашим исследованиям, надвиговой характер Вединской зоны доказываются и многочисленными безкорневыми блоками и мелкими изометрическими обломками амфиболитов, метаморфи-

ческими сланцами, серпентинитами, габбро, известняками ("карбонатиты"), которые по облику и условиям залегания, несомненно, являются клиппенами основания шарьяжа. Вдоль южной границы Вединской полосы офиолитов в фронтальной зоне надвига развит тектонический меланж с олистолитами, состоящими из мелких обломков осадочных пород и мелких глыб с крупными блоками серпентинитов объемом 100 и более кубических метров (Пейве, 1969 и наши наблюдения).

Из изложенного следует, что незакономерное сообщество пород различного происхождения (субщелочные вулканические и офиолиты) нельзя произвольно и надуманно называть "атипичными офиолитами", что противоречит понятию офиолит, канонизированному на Пенроузской конференции.

Весьма полемическим является сообщение, что в районе Ераха развит меланж, в котором равным образом участвуют рифтогенные вулканические и офиолиты (приложена неразборчивая карта), причем не указывается тип меланжа. Там же, не ссылаясь на первоисточник, сообщается, что якобы подобное явление наблюдается в районе Красного моря.

Внутриконтинентальные рифтовые структуры, как правило, развиваются в условиях растяжения литосферных плит без шарьяжного образования, а взбросы и надвиги формируются в условиях коллизии и обдукции океанической коры. Следовательно, справедливо представить, что в районе Ераха на внутриконтинентальном рифтогенном комплексе вулканических пород шарьярованы только офиолиты Вединской зоны с многочисленными клиппенами в основании (фрагменты надвиговой пластины).

В районе Вединского надвига Егоркиной В. Г. и др. (1976; рис. 4) не была зафиксирована характерная для офиолитов зона отсутствия границ обмена сейсмических волн; это является одним из доказательств, что толща офиолитов Веди не имеет продолжения на глубину и, несомненно, представляет безкорневой шарьяж.

В геологической литературе по субщелочному вулканизму Ераха сильно муссируется вопрос рудоносности — алмазы, рубины, марганец и т.д. (Сатиан, Ханзатян, 1987), причем делются сенсационные заявления, что туфы "диатремы" являются лампроитовыми, которые в действительности по содержанию петрогенных элементов соответствуют трахибазальтам. Необоснованность выделения лампроитов Ераха справедливо раскритикована в отзыве на рукописную работу Сатиана и др. В этом вопросе самым важным является то, что "лампроитовые" туфы считаются потенциально алмазоносными (Сатиан и др., 1989; Сатиан и др., 1996), и совершенно неуместно их сравнивать с лампроитами Зап. Австралии, развитыми в допалеозойском (протон) кратоне. В мировой практике относительно алмазоносности применяется правило Клиффорда (Clifford, 1966), согласно которому перспективными на алмазы являются кратоны (архоны и протоны) с возрастом пород древнее 1600 млн. лет и мощностью коры более 100 км. В этом отношении Ерахский

## Химические составы пород неогеновой внутриконтинентальной рифтовой зоны Армении

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	45.02	45.52	52.63	57.61	63.52	63.63	49.30	52.64	59.45	63.24	57.44	54.82	53.40	48.32	44.72	44.01	55.12	65.51	47.22
TiO <sub>2</sub>	2.31	2.21	0.72	0.47	0.69	0.50	1.55	0.57	0.90	0.50	0.15	0.87	0.16	1.48	1.64	1.45	0.36	0.15	1.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.70	16.26	20.08	19.80	18.85	17.71	17.52	19.53	18.10	16.81	21.24	20.63	23.32	16.06	14.53	12.51	21.04	15.12	19.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.68	7.42	4.66	3.70	3.68	2.45	3.39	2.09	4.63	2.07	0.94	1.79	1.05	3.29	3.03	2.54	1.42	2.8	3.70
FeO	1.74	1.32	1.74	0.61	0.45	1.14	5.00	5.13	0.71	1.92	1.23	1.14	1.58	5.23	6.61	6.71	1.29	0.78	5.90
MnO	0.18	0.18	0.09	0.00	0.02	0.07	0.18	0.19	0.07	0.11	0.16	0.10	0.15	0.15	0.17	0.16	0.15	3.98	0.13
MgO	7.10	6.21	3.01	2.00	0.43	0.40	3.50	3.74	1.50	1.41	0.30	1.11	1.17	6.03	8.12	8.36	2.00	2.04	4.84
CaO	11.0	9.06	8.55	5.25	2.66	3.09	8.42	8.32	4.81	4.07	2.60	4.14	3.29	9.41	12.10	11.04	5.05	3.92	11.00
Na <sub>2</sub> O	4.10	3.30	3.50	4.60	3.25	4.60	3.20	3.35	4.45	4.44	7.68	5.01	5.10	4.25	2.95	3.00	5.00	3.72	2.25
K <sub>2</sub> O	1.60	1.95	3.70	3.60	4.50	4.60	4.20	3.00	4.45	3.80	6.84	5.73	6.40	3.60	3.10	2.80	6.00	3.50	3.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.46	0.46	0.46	0.34	0.40	0.15	0.75	0.46	0.40	0.23	0.02	0.20	0.11	0.63	0.58	0.34	0.05	0.05	-
H <sub>2</sub> O	0.55	1.24	0.39	0.17	0.49	0.30	0.50	0.71	0.19	0.21	0.22	2.85	0.13	1.75	1.56	0.05	0.08	-	0.04
S <sub>общ.</sub>	0.03	-	0.08	0.06	-	0.03	0.04	0.05	0.01	0.05	0.15	0.31	0.03	0.10	0.07	0.03	0.03	1.0	-
CO <sub>2</sub>	-	-	-	2.01	-	-	-	-	-	-	-	0.80	-	-	0.97	-	-	-	-
н.п.п.	1.24	5.65	1.00	0.52	0.68	0.90	2.80	1.04	0.95	0.89	2.24	-	4.82	2.10	2.94	2.33	3.09	0.37	1.14
Σ	100.73	100.78	100.61	100.88	99.62	99.57	100.37	100.82	100.33	99.75	100.61	99.55	100.81	100.55	100.49	100.33	100.73	99.82	100.12

**Тефрит-трахидацитовый комплекс:** 1. Анальцимовый тефрит (обр. 2249<sup>а</sup>), 2. Лейцитовый тефрит (обр. 1769<sup>а</sup>), 3. Базальтовый трахиандезит (обр. 2358<sup>а</sup>), 4. Трахиандезит (обр. 2130<sup>а</sup>), 5. Трахидацит (обр. 917<sup>а</sup>), 6. Трахит (обр. 1283<sup>а</sup>).

**Трахибазальт-фонолитовый комплекс:** 7. Трахибазальт (обр. 942), 8. Базальтовый трахиандезит (обр. 2162<sup>а</sup>), 9. Трахиандезит (обр. 1152), 10. Санидиновый трахит (обр. 1307<sup>а</sup>), 11. Фонолит нефелиновый (обр. 1306<sup>а</sup>), 12. Фонолит амфиболовый (б/н), 13. Тефрофонолит (обр. 2085), 14. Фонтотефрит (обр. 2041), 15. Тефрит (обр. 2039<sup>а</sup>), 16. Базанит (обр. 2261<sup>а</sup>), 17. Гаюинсодалитовый сиенит-порфир, Алсар, 18. Гранодиорит-порфир (обр. 2251), 19. Габбро-монзонит (обр. 2273<sup>г</sup>), Кахирджур.

Анализы выполнены на образцах из коллекции Г. А. Казаряна в химической лаборатории ИГН НАН РА.

верхнемезозойский вулканический комплекс мезокайнозойского Альп-Гималайского складчатого пояса однозначно не может быть алмазонасным.

Парадоксальным является сообщение, что потенциально алмазонасные "лампроиты" – туфы Ерахской диатремы одновременно являются и рубиноносными (Сатиан и др., 1996) минералами, характерными исключительно только высокоглиноземистым породам (высокоглиноземистые метаморфиты разного происхождения, анортозиты, сиениты). В ювелирном деле оцениваются природные рубины весом более 0.5-1.0 карата, а микроскопические осколки этого минерала, выделенные в Ерахе, не представляют никакого коммерческого интереса и нет надобности поднимать такой бум. Мелкоосколчатый характер зерен рубина свидетельствует, что они были перенесены издалека, при этом, вероятно, происходило естественное обогащение, что лишний раз доказывает, что содержащая их порода – туфы "диатремы" являются подлинно вулканогенно-осадочными образованиями. В генетическом отношении малоглиноземистые и относительно высокомагнетизальные трахибазальтовые туфы ("лампроитовые") нельзя считать рубиноносными.

Выходы в триас-ср.юрских вулканитов Неграм-Азнабюртской линии и Артабуйнка представляют две крайние зоны внутриконтинентальной рифтовой долины, а вулканиты Ерахской антиклинали (в.юра-мел) – ее среднюю полосу, следовательно, этим отрицается вопрос миграции рифтовой структуры.

Следующий этап рифтообразования на восточном краю Армянского нагорья развивался в

неогене, в створе Транскавказского поперечного поднятия (Борсук и др., 1989; Буш, 1983; Милановский, 1968) с ярко выраженным субщелочным вулканизмом и по всем геологическим, петрогеохимическим и др. параметрам соответствует многим внутриконтинентальным рифтовым образованиям ряда регионов мира (Казьмин, 1987; 1985; Милановский, 1968); рифтовый характер этой структуры прослеживается от Северного Кавказа (Пятигорья) до оз. Ван и южнее – через Мертвое море до Красноморской рифтовой структуры, на что указывают многие исследователи Кавказа (Богатиков и др., 2002; Борсук и др., 1989; Буш, 1983; Милановский, 1968). Эта структура в свое время была выделена и Освальдом (1916).

Вулканизм этой структуры изучен очень детально (Базарова, Казарян, 1986; Казарян, 1981; Качурин и др., 1975; Остроумова, 1967). В структурном отношении неогеновая Алсар-Агавнадзорская рифтовая зона длиной более 50 км ограничена двумя параллельными близмеридиональными разломами, расположенными на расстоянии 20-25 км друг от друга. Из них западный разделяет палеозойские отложения от палеогеновых, а второй – восточный проходит по меридиану с.Горс и определен геофизическими методами. Внутри рифтовой зоны выделяются два вулканогенно-тектонических сооружения (ВТС): Алсарский на севере и Зовашен-Агавнадзорский на юге, разделенные поперечной к ним Вединской надвиговой пластиной, состоящей из офиолитов и островодужных вулканитов. По вещественному составу и возрасту формирования вулканитов рифтовой

зоны выделяются два комплекса: тефрит-трахидацитовый (в олигоцен-н миоцен) и трахибазальт-фонолитовый (миоплиоцен).

В Зовашен-Агавнадзорском ВТС вулканы ранней стадии формирования тефрит-трахиандезитового комплекса представлены шарово-подушечными анальцимовыми тефритами, которые в районе сс. Ринд и Агавнадзор перекрывают в олигоценовые осадки. Толща анальцимовых тефритов мощностью 30-35 м, представленная потоками пиллоу-лав, эксплозивными брекчиями, сформированная в водном бассейне, перекрывается вулканокластитами и потоками лав лейцитовых тефритов, мощностью 35-40 м. Трахибазальты и базальтовые трахиандезиты, являющиеся наиболее распространенными породами в комплексе, стратиграфически следуют за тефритами. Толща базальтовых трахиандезитов, мощностью 55-60 м, состоит из преобладающего количества туфобрекчий и перемежающихся с ними потоков лав, мощностью до 10-12 м каждый. После базальтовых трахиандезитов следует толща трахиандезитов мощностью 70-75 м, состоящая из многократных потоков лав, пластов туфобрекчий, агломератовых туфов и туфов. Тефрит-трахидацитовый комплекс завершается группой пород трахит-трахидацитового ряда с преобладающим участием пирокластики, в области развития которых хорошо выделяются некомпактные и экструзивные тела санидиновых трахидацитов.

Тефрит-трахидацитовый комплекс сменяется трахиандезит-фонолитовым комплексом мощностью 350-370 м. В Зовашен-Агавнадзорском ВТС комплекс начинается излияниями трахибазальтов и базальтовых трахиандезитов, которые со слабым угловым несогласием перекрывают туфы санидиновых трахидацитов ("белесоватая свита"). Толща трахиандезитов, следующая за трахибазальтами и базальтовыми трахиандезитами, отличается высокой эксплозивностью, в составе которой преобладают вулканические шлаки, агломераты и туфы. Описанная толща пород пересечена дайками авгитовых тефритов и гаюин-содалитовых тефрофонолитов.

Алсарское ВТС расположено в междуречье Азат-Веди, в котором г. Алсар занимает центральное, господствующее положение. Породы трахиандезит-фонолитового комплекса в ВТС проявлены исключительно в субвулканической и жерловой фациях и представлены лейцитовыми, санидиновыми и гаюин-содалитовыми фонолитами, тефритами, прорывающими осадочные образования мел-палеогена. На участках развития субвулканических фонолитов и тефрофонолитов (силлы, лакколиты, штоки, дайки) центральное положение занимает ряд вулканических жерловин. Буровыми работами установлено, что корневые части некоторых силловых тел имеют наклон в сторону упомянутых жерловин и связаны с ними единым магматическим каналом. Для рифтового вулканизма Алсар-Агавнадзорской структуры характерно проявление в ядрах вулканических аппаратов субвулканических интрузивов гаюин-содалитовых сиенит-порфириров (Алсар), гранодиорит-порфириров и габбро-монзонитов (Кахцр-

джур) аналогично подобным структурам Монголии (Зоненшайн и др., 1977).

В надвиговой пластине Веди рифтогенный магматизм Алсар-Агавнадзорской структуры проявлен несколько слабее – в виде даек трахибазальтов (р. Кюсуз), даек и мелких штоков санидиновых трахидацитов (район с. Кадрлу). Примечательным для пород этой части Вединской офиолитовой зоны является относительно высокая радиоактивность пород шарьяжа.

Химический состав пород Алсар-Агавнадзорской структуры приведен в табл. 2.

В единой Неграм-Ерахской рифтогенной структуре развивались автономные ВТС, фрагменты которых сохранились в виде вулканических полей с характерными породными группами с индивидуальными направлениями развития магматизма.

В Неграмском участке мезозойского рифта вулканизм развивался по линии базальт-базальтовые трахиандезиты-трахидациты, а в Азнабюртском эта линия заметно сокращена, сильно преобладают базальты с пикритами и слабо представлены базальтовые трахиандезиты. В отличие от предыдущих, Артабуйнское ВТС характеризуется весьма огромной массой пород базальт-трахиандезит-фонотефритовой группы, фигуративные точки составов которых на диаграмме сумма щелочей – кремнезем (Классификация магматических..., 1997) сконцентрированы вдоль линии раздела этих пород. Комплекс пород основного состава этого ВТС при умеренном значении  $MgO$  (1.5-3.5%) отличается весьма высоким количеством калия (1.5-6.5%), чрезвычайно резким превышением над натрием  $Na_2O/K_2O = 0.4-0.5$  и низким содержанием титана (до 1.0%). Наблюдаемое кучное расположение фигуративных точек составов на диаграмме (Классификация магматических..., 1997) означает, что в районе этого ВТС действовал одиночный вулкан или группа родственных вулканов, связанных общим магматическим очагом.

Щелочные и субщелочные породы Ерахского ВТС развивались по линии тефрит-трахит, и многообразие пород этой системы на диаграмме (Классификация магматических..., 1997) выражено большим разбросом фигуративных точек составов. Вышеизложенное, а также факт проявления даек габбро-диабазов в конечном этапе формирования эффузивного комплекса позволяют предполагать о многоочаговом характере вулканизма этой структуры. Фигуративные точки пород Зовашен-Агавнадзорской структуры на классификационной диаграмме сумма щелочей-кремнезем (Классификация магматических..., 1997) расположены в полосе тефрит-трахит, а пород Алсара – в полях тефрифонолит и фонолит.

По сложному геологическому строению и основным направлениям развития вулканизма Ерахское и Алсар-Агавнадзорское ВТС аналогичны. В петрологическом отношении в породах этих двух структур установлена прямая и обратная зональность состава вкрапленников клинопироксена (эгириин-авгит) в гаюин-содалитовых сиенит-порфирах и обратная зональность титан-авгита и керсутита в тефритах (табл. 3). Наблю-

Таблица 3

Химические анализы составов зональных  
вкрапленников пород Ерахского и Алсарского ВТС

Алсарское ВТС	FeO	MgO	CaO	Ерахское ВТС	FeO	MgO	TiO <sub>2</sub>
Эгирин-ав гит-1 ядро	5.10	14.0	24.40	Титан-авгит - ядро	10.94	9.49	1.73
Эгирин-ав гит-1 каемка	11.04	9.8	22.9	Титан-авгит - каемка	8.02	12.20	2.69
Эгирин-авгит- 2 ядро	13.05	7.9	22.6	Керсутит - ядро	15.85	8.32	4.54
Эгирин-авгит- 2 каемка	5.4	13.7	24.4	Керсутит - каемка	10.01	12.77	4.4

Анализы выполнены на образцах из коллекции Г.А. Казарян на микрозонде в ИГЕМ РАН В.А. Боронихиним

даемое явление позволяет считать их примером пород, образовавшихся в результате смешивания двух магм разного состава на стадии, когда присутствовало уже значительное количество вкрапленников темноцветных минералов (Базарова, Казарян, 1986).

По всем параметрам геологии описанные магматические комплексы соответствуют вулканитам внутриконтинентальных рифтовых структур, широко освещенным в геологической литературе (Борсук и др., 1989; Грачев, 1987; Зоненшайн и др., 1977; Казьмин, 1985; 1987; Уайт и др., 1989; Самойлов; Ярмолук 1992).

В заключение следует кратко представить закономерности двухэтапного развития рифтовых структур с соответствующим типом магматизма (Грачев, 1987; Дмитриев и др., 1990; Зоненшайн и др., 1997; Казьмин, 1985; 1987; Уайт, Маккензи, 1989; Самойлов, Ярмолук, 1992; Соколин, 1985; Ярмолук и др., 1989; Clifford, 1966).

В первом – внутриконтинентальном этапе закладывается вытянутая расщелина на несколько сот километров. В условиях перманентного отдаления боковых полос от осевой зоны рифта развивается особый субщелочной базальтовый тип вулканизма. В этом этапе очаг магматических расплавов находится в корневой зоне материковой литосферной плиты и над внедрившимся в рифтовую зону астеносферным диапиром (Казьмин, 1985). Во втором этапе – после полного расхождения краевых зон рифтовой структуры и прекращения внутриконтинентального вулканизма формируется срединноокеанический рифт с соответствующим типом магматизма (Хесс, 1974). В этом этапе в магматическом очаге, сформированном во фронтальной части астеносферного диапира, путем последовательного плавления лерцолитовой (пиролитовой) массы отделяются расплавы океанических толеитовых базальтов рифтов (ТОР), одновременно с этим в нижнем уровне океанической коры формируется горизонт дифференцированных габбро. Ультрамафитовые дифференциаты (рестит) образуют верхний рассланцованный слой верхней мантии.

Ультрамафитовые реститы альпинотипной ассоциации офиолитов (кора океанического типа), как правило, в земной коре перемещаются в виде вытянутых, приуроченных к зонам разломов протрузивных тел или же являются подстилкой надвиговых пластин офиолитов. Таким

образом, при двухэтапном формировании магматических комплексов рифтов внутриконтинентальные субщелочные вулканиты во времени и пространстве разобщены от толеитов океанических рифтов (ТОР), пород группы габбро и ультрамафитов, и их вероятное сочетание возможно только лишь при тектонических перемещениях (взбросы, надвиги и др.). Субщелочные вулканиты внутриконтинентальных рифтовых зон Армянского микроконтинента (Неграм-Ерах и Алсар-Агавнадзор) являются продуктом начального этапа формирования структуры (до заложения коры океанического типа). Совместное нахождение субщелочных вулканитов и офиолитовых серпентинитов, габбро в Ерахе, в основании Вединского шарьяжа – явление тектонического разряда и, следовательно, название “атипичный офиолит” нелогично, весьма ошибочно и засоряет геологическую терминологию.

## ЛИТЕРАТУРА

- Баженов М.А., Буртман В.С., Цыганова И.В. К реконструкции мезозойского Тетиса на Кавказе. Геотектоника, 1991, №1, с.48-58.
- Базарова Т.Ю., Казарян Г.А. Неогеновые щелочные эффузивы южной Армении. Вулканология и сейсмология. 1986, №2, с.34-45.
- Белостоцкий И.И. Строеение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978, 238 с.
- Богатиков О.Л., Нечаев Д.В., Собиевич А.Л. Использование космической техники для мониторинга геологических структур вулкана Эльбрус, Докл. АН РФ, 2002, т.387, №3, с.364-369.
- Борсук А.М., Иванов Д.А., Шарков Е.В. -Особенности магматизма Транскавказской поперечной структуры рифтогенного типа. В сб.: Магматизм рифтов. М.: Наука, 1989, с.104-112.
- Буш В.А. Система трансконтинентальных линейментов Евразии. Геотектоника, 1983, №3, с.15-31.
- Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987, 285 с.
- Грачев А.Ф., Карягин Ю.В. Формационная принадлежность вулканических серий. Тезисы докл. IV регионального петрографического совещания, 1983, с.18-20.
- Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Рейснер М.Г., Мелсон В.Д. Петрохимические группы закалочных стекол ТОР (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах. В кн. Магматизм и тектоника океана. М.: Наука, 1990, с.43-108.
- Егоркина Г.В. Соколова И.А., Егорова Л.М. Изучение глубинных разломов по материалам станции “Земля” на территории Армении. Разведочная геофизика. М.: Наука, 1976, вып.72, с.28-40.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.И. Рифтовые структуры в геологическом прошлом. В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, Сиб.отд. 1977, с.11-15.
- Казарян Г.А. Особенности геологического строения и петрогенезиса офиолитовых габбро Сванской и Вединской зон Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле. 1994. XLIII, №3, с.19-31
- Казарян Г.А. Ряд верхнеолигоцен-нижнемиоценовых

- формаций. В кн.: Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, с.181-195.
- Казарян Г.А. Ряд верхнеолигоцен-нижнемиоценовых формаций. В кн.: Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Там же, с.136-206.
- Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки — раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987, 205 с.
- Казьмин В.Г. Развитие континентальных рифтов и вулканизм. В кн.: Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985, с.136-150.
- Карягин Ю.В. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука, 1989, 151 с.
- Качурин В.Ф., Мелтикетян Б.М., Саркисян Г.А., Лисица А.Л. Особенности геологического строения и основные черты рудоносности Зовашен-Варданесской вулкано-тектонической депрессии. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, №4.
- Книппер А.П. Океаническая кора структуры альпийской складчатой области. Труды ИГиН АН СССР, Вып. 267. М.: Наука, 1975, 208 с.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997, 248 с.
- Ломизе М.Г. Вединский тектонический покров (Малый Кавказ). Докл. АН СССР, 1971, т.198, №3 с.672-675.
- Месропян А.И., Саркисян О.А. Горючие ископаемые. Джерманисское месторождение угля. В кн.: Геология АрмССР, том 7, Изд. АН АрмССР, 1966, с.536-537.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968, 482 с.
- Освальд Р.Ф. К истории тектонического развития Армянского нагорья. Записки Кавказского отдела Императорского Русского географического общества. Тифлис, 1916, Кн. XXIX, вып 21, 77 с.
- Остроумова А.С. Базальт-трахитовая формация Малого Кавказа. В кн.: Щелочные вулканические формации складчатых областей. М.: Недра, 1967, с.6-130.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, 1969, №4, с.5-23.
- Самойлов В.С., Ярмолюк В.В. Континентальный рифтогенез: типизация, магматизм, геодинамика. Геотектоника, 1992, №1, с.3-20.
- Сатисян М.А., Ханзатян Г.А. Породы лампроитовой серии в офиолитовом разрезе Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, XL, №5, с.64-67.
- Сатисян М.А., Варданян А.В., Бойнагрян Б.В. Об офиолитовой ассоциации Эраховского хребта (Вединская офиолитовая зона Малого Кавказа). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, №6, с.3-11.
- Сатисян М.А., Варданян А.В. Обнаружение щелочно-базальт-ультрабазитовой диатремы в Вединской офиолитовой зоне. Докл. НАН РА, 1993, т.94, №5, с.284-298.
- Сатисян М.А., Варданян А.В., Мнацаканян А.Х., Степанян Ж.О., Таян Р.Н., Арутюнян М.А. Рубиноносные диатремы Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Докл. НАН РА, 1996, т.96, №2-4, с.88-91.
- Сатисян М.А., Варданян А.В., Степанян Ж.О., Таян Р.Н., Мнацаканян А.Х., Арутюнян М.А., Нисаниян Г.Б. О геологическом строении и к минерализации лампрофировых диатрем Вединской офиолитовой зоны. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1997, том 50, №1-2 с.14-24.
- Сатисян М.А., Мнацаканян А.Х., Степанян Ж.О. О вулканогенно-осадочных формированиях мезозоя в верховьях бассейна р. Вели (Вединская офиолитовая зона Армении) Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2001, т.54, №2 с.6-12.
- Соколов С.Д. Олигостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977, 194 с.
- Сорохтин О.Г. Океанский рифтогенез и гипотеза расширяющейся Земли. В кн. Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985, с.121-135.
- Уайт Роберт С.К., Дэн П. Маккензи. Рифтовый вулканизм. В мире науки, 1989, №9 с.34-44.
- Хесс Г. История океанических бассейнов. В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с.9-26.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Эволюция рифтогенеза и рифтогенного магматизма в геодинамическом цикле (на примере Монголии). В сб. Магматизм рифтов. М.: Наука, 1989, с.27-41.
- Clifford T.N. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa. Earth Planet Sci Lett 1966. V.1, p.421-434.

**ՀԱՅՈՑ ԼԵՌՆԱՇԽԱՐՀԻ ՀՅՈՒՄԻՍ - ԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ՄԱՍԻ  
ՐԻՖՏՈՎԻՆ ՀՐԱԲԵԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ**

**Հ. Ա. Ղազարյան**

**Ա մ փ ո փ ու մ**

Մայրցամաքային սալերի դրեյֆի և Թեթիս օվկիանոսի ջրածածկի կրճատման ֆոնի վրա վ.տրիաս-յուրա ժամանակահատվածում Հայկական միկրոկոնտինենտի պասիվ կողմ ձևավորվել է բայկալյան տիպի (Самойлов и др., 1992) Նեհրամ-Ազնաբյուրտ ռիֆթային զոնան (Карягин и др., 1989), որի շարունակությունը Հայաստանի տարածքում հանդես է գալիս Երախի և Թեքսարի (գ.Արտաբույնք)-անտիկլինալային ծայքերի առանցքային մասերում: Հերթական ռիֆթային զոնան ձևավորվել է միո-պլիոցենի ժամանակահատվածում Տրանսկովկասյան լայնակի բարձրացման առանցքային գոտում՝ Ալսար-Աղավնաձոր հատվածում: Թվարկած ռիֆթային զոնաների հրաբխածին ապարներն առանձնանում են կալիումի բարձր պարունակությամբ և միաժամանակ հանդես են բերում ապարային շարքերի զարգացման որոշակի ինքնատիպություն: Արտաբույնքում զարգացել է բազալտային տրախիանդեզիտ-տեֆրոֆոնոլիտ սերիան, Երախում՝ բազալտ-տեֆրիտ-բազալտային տրախիանդեզիտ-տրախիտային սերիան, իսկ Ալսար-Աղավնաձոր զոնայում ապարների երկու հաջորդական համալիր՝ տեֆրիտ-տրախիանդեզիտ-տրախիդագիտային (վ.օլիգոցեն-միոցեն) և տրախիբազալտ-տրախիանդեզիտ-ֆոնոլիտային (միո-պլիոցեն) սերիաներով:

**RIFTOGENIC VOLCANISM IN NORTHEASTERN PORTION  
OF THE ARMENIAN UPLAND**

**H. A. Ghazaryan**

**Abstract**

Against the background of continental plates drifting and reduction of the Tethys Ocean water area, in Trias- Jurassic period a Negram-Aznabyurt rift zone (Karyagin et al., 1989) of Baikalian type (Samoylov, Yarmolyuk, 1992) formed on the passive margin of Armenian micro-continent (Bazhenov et al., 1991). Today, on its portion in the limits of Armenia outcroppings of Artabuynk and Yerakh riftogenic volcanites are found. The second rift-formation stage on Armenian micro-continent manifested itself in Mio-Pliocene at a height of Trans-Caucasian cross elevation along Alsar-Aghavnadzor line. To volcanogenic rocks of the considered rift zones high potassium alkalinity is peculiar.

## О ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ ДЕФОРМАЦИИ СРЕДЫ В ПЕРИОД ПОДГОТОВКИ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

© 2005 г. Э. Е. Хачиян, А. З. Саргсян

Институт геологических наук НАН РА  
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
E-mail: edkhach@sci.am  
Поступила в редакцию 31.08.2005 г.

Приводится методика определения потенциальной энергии деформированной среды вокруг будущего очага, накопленной за весь период подготовки землетрясения. В качестве исходных параметров принимается: длина разрыва на поверхности Земли после землетрясения  $L$ , глубина очага землетрясения  $h$  и относительная подвижка блоков по линии простирания разрыва  $\bar{u}$ . Дается сравнительный анализ полученных результатов для 44 сильных землетрясений с результатами известного метода определения энергии сейсмических волн по магнитуде землетрясения.

По современным представлениям, землетрясение является следствием разрыва среды из-за соприкосновения двух геологических блоков (плит) с шероховатыми краями при длительном несогласованном медленном движении в противоположных направлениях. До землетрясения в некоторой области земной коры возникают непрерывно растущие механические напряжения, обусловленные деформированием среды (пород, окружающих очаг) соприкосновения определенных размеров в ту или другую сторону от будущей линии разрыва, и, следовательно, накапливается определенное количество энергии. Эта энергия и есть *потенциальная энергия* среды или *энергия деформации*. Она фактически представляет собой всю (полную) энергию, накопленную в среде до начала землетрясения в обеих сторонах от фактического разрыва. Эта полная энергия после высвобождения в результате землетрясения разделяется на энергию (кинетическую) сейсмических волн и на тепловую энергию трения по разрыву или дробления вмещающих пород (Брун, 1981).

Известен ряд эмпирических формул для определения величины энергии сейсмических волн. В настоящее время наиболее распространенной является следующая формула:

$$\lg E_s = 11.8 + 1.5M_s, \quad k = \lg E_s, \quad (1)$$

где  $E_s$  – энергия сейсмических волн в эргах,  $M_s$  – магнитуда землетрясения,  $k$  – энергетический класс землетрясения при выражении энергии  $E_s$  в джоулях.

По количественным отношениям величин энергии сейсмических волн к тепловой энергии трения по разрыву в сейсмологии еще нет обоснованных представлений.

По мнению ряда специалистов, во время землетрясения значительная часть упругой потенциальной энергии переходит в энергию сейсмических волн. Здесь многое зависит от коэффициента трения скольжения. Отношение двух видов энергии для разных землетрясений в принципе должно быть разным. Это отношение сильно зависит от механизма вспарывания пород и ориентации плоскости разрыва. Ряд специалистов (Джеффрис, Амбрезис, Маккензи, Брун) считают, что если для

сильных землетрясений напряжение трения превышает определенную величину, то по плоскостям разрыва должно происходить плавление. Но упоминания о таких явлениях в литературе очень редки.

В общем случае полная потенциальная энергия, накопленная в среде, выражается следующим образом (Тимошенко, 1979; Брун, 1981):

$$E_d = \frac{1}{2} \int_V (\sigma_{xx}\epsilon_{xx} + \sigma_{yy}\epsilon_{yy} + \sigma_{zz}\epsilon_{zz} + \tau_{xy}\gamma_{xy} + \tau_{yz}\gamma_{yz} + \tau_{zx}\gamma_{zx}) dV, \quad (2)$$

где  $\sigma_{ij}, \tau_{ij}$  и  $\epsilon_{ij}, \gamma_{ij}$  – тензоры соответственно напряжения (нормального и касательного) и деформации,  $V$  – общий объем напряженно-деформированной среды.

Поставим следующую задачу. Как определить полную потенциальную энергию (2) после землетрясения, имея его последствия на поверхности Земли: длина разрыва  $L$ , глубина разлома  $h$  (глубина очага) и относительная подвижка по линии простирания разрыва  $\bar{u}$  (рис. 1б). На рисунке показано схематическое распределение напряженного состояния среды до и после образования разрыва среды и касательных напряжений у разрыва в перпендикулярном разлому направлении, где  $\tau_T$  – предельное касательное напряжение разрушения пород, обычно достигающее от 50 до 150 кг/см<sup>2</sup>.

Естественно, в первом приближении, предполагать, что напряженно-деформированное состояние среды в обеих областях влево и вправо от будущего разрыва имеет одинаковый характер. Наиболее существенным параметром этих областей является глубина проникновения  $H$  (в перпендикулярном к разрыву направлении) ощутимых касательных напряжений и относительных деформаций  $\bar{u}$  в параллельном и антипараллельном направлениях по простиранию разлома.

Будем считать, что напряженно-деформированное состояние вокруг будущего разлома на поверхности Земли имеет вид, показанный на рис. 1в заштрихованной областью, ограниченной некоторой замкнутой кривой  $S$ . Таким образом считаем, что вне области  $S$  напряжения и де-

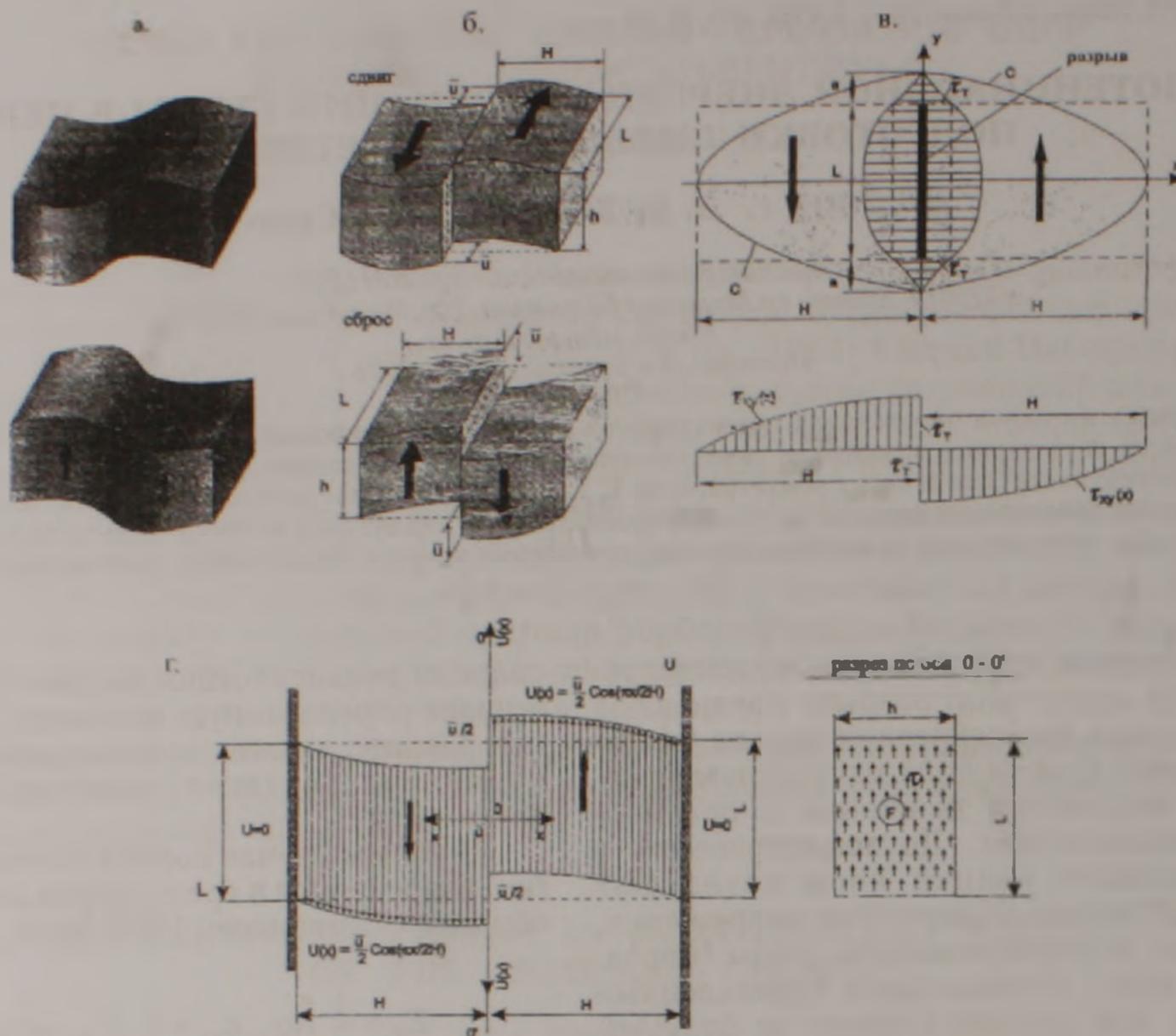


Рис 1 а – схематическое изображение напряженного состояния среды до образования разрыва, б – после образования разрыва среды, в – распределение сдвиговых напряжений ( $\tau_T$  – предельное сопротивление пород), г – деформационная схема блоков в момент разрыва (после разрыва). Стрелками показаны направления медленных движений блоков.

формации среды значительно малы и поэтому при определении общей потенциальной энергии ими можно пренебречь. Из рисунка видно, что область ощутимых напряжений и деформаций, ограниченную кривой С, можно заменить эквивалентной прямоугольной областью со сторонами  $2H$  и  $L$ , показанными пунктирными линиями. Иными словами будем считать, что до начала землетрясения напряженно-деформированное состояние среды было распределено в двух прямоугольных параллелепипедах со сторонами  $L$ ,  $H$  и  $h$ , где  $h$  – глубина плоскости разрыва (глубина очага землетрясения),  $L$  – длина ожидаемого разрыва на поверхности Земли,  $H$  – расстояние от разлома, дальше которого среду можно считать не напряженной от подготавливаемого землетрясения. Предположим, что в последней стадии подготовки землетрясения и после его свершения эти два параллелепипеда имели относительную деформацию до разрыва или подвижку после разрыва, равную  $\bar{u}$ . Относительные подвижки по длине разрыва обычно имеют неравномерное распределение. Поэтому, целесообразно в качестве величины подвижки для всей длины разлома  $L$  принимать некоторое среднее значение  $\bar{u}$ . Для ряда сильных землетрясений определение  $\bar{u}$  было произведено в работе Д.Л. Веллса и К.Н. Коппершмита (Wells, Coppersmith, 1994), по мнению которых, именно по величине средней подвижки  $\bar{u}$  имеет место постоянный относительный сдвиг по всей ширине и глубине

$h$  спаренных плоскостей разрыва.

**Границы областей деформирования вокруг разрыва.** Теперь рассмотрим вопрос определения пределов областей ощутимых деформаций в процессе подготовки землетрясения до самой последней стадии, после чего происходит разрыв. Впервые измерение таких деформаций с помощью геодезической триангуляции, произведенной до и после землетрясения, было получено Ридом для Калифорнийского землетрясения 1906г.

Много таких графических зависимостей для десятка японских и американских землетрясений приведено в работе по прогнозированию землетрясений Т.Рикитакэ (1979).

Для трех землетрясений такие зависимости, заимствованные из вышеупомянутой работы, показаны на рис.2. Они дают возможность иметь определенное суждение о степени количественного убывания величины деформации по мере удаления от линии разрыва в перпендикулярном к нему направлении. На основании этих и других аналогичных результатов, приведенных в той же книге, предлагается следующая аналитическая зависимость (Хачиян, 2001) для расстояния глубины ощутимых деформаций  $H$  (в метрах) от среднего относительного перемещения (подвижки) на разрыве  $\bar{u}$  (в метрах):

$$H = (5\bar{u} + 15) \cdot 10^3. \quad (3)$$

Согласно (3), если допустим, что относительная

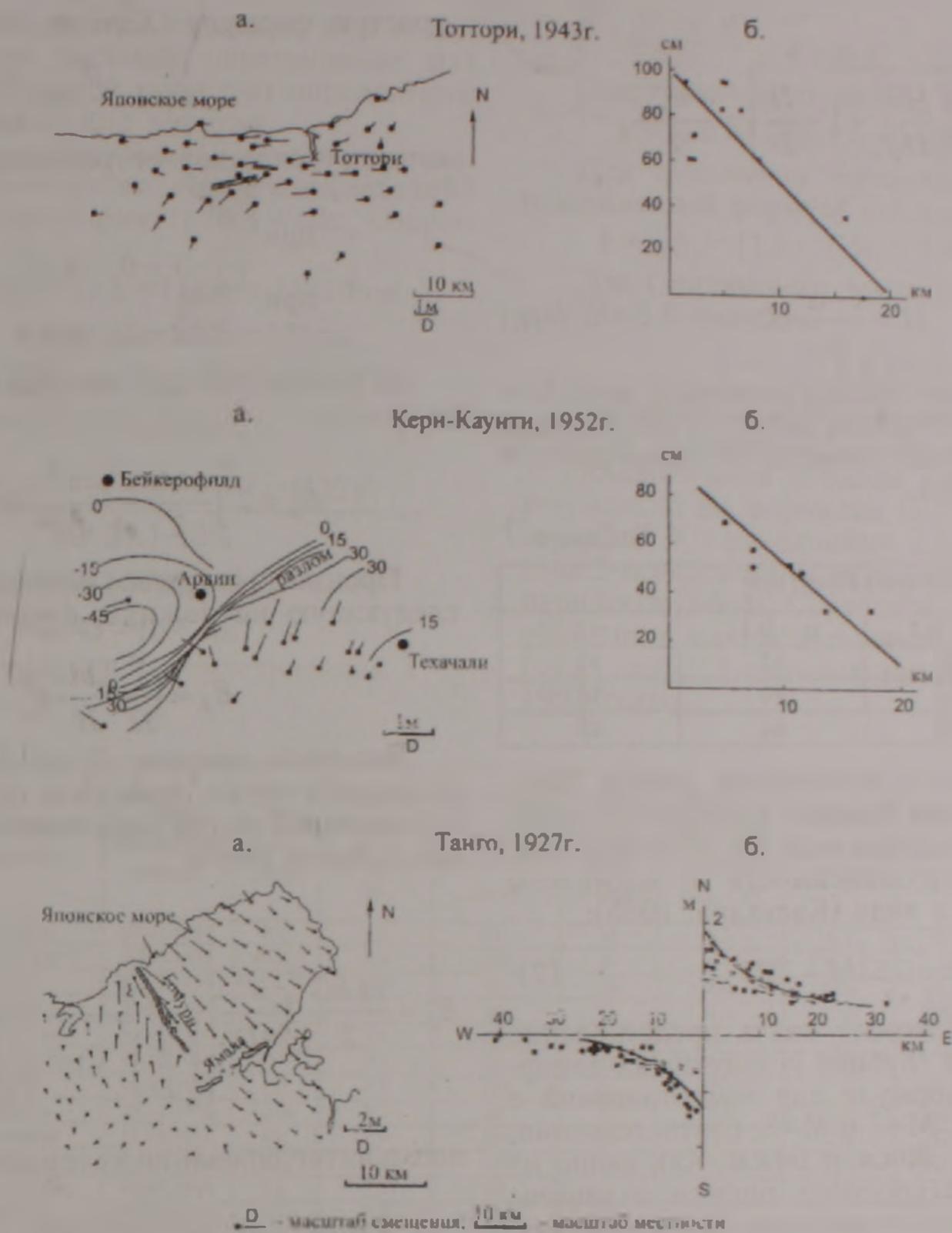


Рис 2 Горизонтальные смещения пунктов триангуляции при землетрясениях (а) и убывание горизонтальных смещений параллельных разрыву, по мере удаления от него (б) (Рикитаке, 1979).

средняя подвижка блоков равна  $\bar{u}=1\text{ м}$ , то на расстоянии от разлома в ту и другую сторону по всей длине разлома  $L$ , то есть вне площади  $L \cdot 2H$ , перемещение среды до образования разлома (равно как и после образования разлома-землетрясения) считается равным нулю, а при  $\bar{u}=2\text{ м}$   $H=25\text{ км}$ . Соотношение (3) применимо только для сильных землетрясений, при которых на поверхности Земли образовался разрыв с относительной подвижкой не менее  $10\text{ см}$ . Естественно предположить, что предлагаемая зависимость (3) для отдельных землетрясений может привести к результатам, существенно отличающимся от зарегистрированных реальных результатов. Полезную роль в корректировке таких зависимостей может оказать решение модельных задач методами теории упругости. В книге К. Касахара (1985) на основании решения задач теории упругости для модели вертикального разлома со смещением по простиранию, представляющей собой бесконечно длинную полосу, пересекающую поверхность упругого полупространства, находящегося в условиях однородного сдвига (решение Л. Кнопва), приводится зависимость перемещения  $u$  на по-

верхности Земли в направлении простирания разлома от координаты  $x$  в перпендикулярном направлении в виде:

$$u(x) = \frac{u_{\max}}{2} \left[ \sqrt{\left(\frac{x}{D}\right)^2 + 1} - \frac{x}{D} \right], \quad (4)$$

где  $u_{\max}$  – максимальная амплитуда подвижки бортов разлома,  $D$  – вертикальная протяженность разлома (глубина очага  $h$ ). Максимальная подвижка связана с другими параметрами следующим образом (Касахара, 1985):

$$u_{\max} = \frac{2\Delta\sigma D}{G}, \quad \Delta\sigma = \frac{1}{2} \frac{Gu_{\max}}{D}, \quad (5)$$

где  $\Delta\sigma$  означает сброс напряжений при образовании разрыва,  $G$  – модуль сдвига.

Убывающая зависимость (4) позволяет оценить величину проникновения ощутимых деформаций  $H$ . Так, если ограничиваться пространством, для которого перемещения меньше  $\alpha u_{\max}$  ( $0 < \alpha < 0.2$ ) считаются фактически отсутствующими, то из (4)

получим:

$$\frac{u_{\max}}{2} \left[ \sqrt{\left(\frac{H}{D}\right)^2 + 1} - \frac{H}{D} \right] = \frac{\alpha u_{\max}}{2},$$

откуда

$$H = \frac{1 - \alpha^2}{2\alpha} D, \quad (6)$$

При  $\alpha = 0.2$  (для средней подвижки  $\alpha \approx 0.1$ ) и глубине очага  $D = h = 10$  км, для  $H$  по (6) получим  $H = 24$  км. Для разных значений  $\alpha$  и  $h$  значения  $H$  приведены в табл. 1.

Таблица 1

Значения $H$ (км) при			
$h$ (км)	$\alpha = 0.1$	$\alpha = 0.15$	$\alpha = 0.2$
10	49	32	24
15	74	49	36
20	98	64	48

В приложении к упомянутой работе Касахара для территории Японии приводится также формула для определения радиуса области деформирования  $r$  (км) в зависимости от магнитуды  $M$  землетрясения в виде (Касахара, 1985):

$$\lg r = 0.51M - 2.27, \quad (7)$$

по которой также можно иметь представление о вышеупомянутой глубине  $H$  ощутимых деформаций. По этой формуле для землетрясений с магнитудами  $M = 6$ ,  $M = 7$  и  $M = 8$ , соответственно, получим  $r = 6$  км,  $20$  км и  $64$  км. Как видно из приведенных трех способов оценки величины  $H$ , результаты могут отличаться не более 2 раз, что можно считать приемлемым по аналогии с такими оценками при установлении величин других сейсмологических параметров: магнитуды, интенсивности, энергии очага и др.

Теперь, имея значения  $\bar{u}$  средней подвижки, длину разрыва  $L$ , его глубину  $h$  и протяженность  $H$  ощутимых деформаций, вычислим потенциальную энергию по формуле (2). Если принять, что область подверглась чистому сдвигу, то будем иметь:

$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz} = 0, \quad \tau_{xy} = \tau(x), \quad \tau_{yz} = \tau_{zx} = 0,$$

$$\gamma_{xy} = \frac{\partial u}{\partial x}, \quad \gamma_{yz} = \gamma_{zx} = 0, \quad (8)$$

$$\tau(x) = G \frac{\partial u}{\partial x}, \quad dV = L h dx \quad 0 \leq x \leq H.$$

Следовательно, для потенциальной энергии будем иметь:

$$E_d = 2 \frac{1}{2} \int_0^H \tau(x) \frac{\partial u}{\partial x} L h dx = \frac{2LhG}{2} \int_0^H \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 dx. \quad (9)$$

В качестве зависимости  $u(x)$  примем более

простую формулу (Хачиян, 2001):

$$u(x) = \frac{\bar{u}}{2} \cos \frac{\pi x}{2H}, \quad (10)$$

которая удовлетворяет граничным условиям задачи (рис. 1г.)

$$\begin{aligned} \text{при } x=0 \quad u &= \frac{\bar{u}}{2}, \\ \text{при } x=H \quad u &= 0. \end{aligned} \quad (11)$$

С учетом (10) для потенциальной энергии  $E_d$  получим:

$$E_d = 2 \int_0^H \frac{LhG}{2} \frac{\bar{u}^2}{4} \frac{\pi^2}{4H^2} \sin^2 \frac{\pi x}{2H} dx.$$

Произведя операцию интегрирования, получим следующую несложную формулу:

$$E_d = \frac{\pi^2}{32} \frac{LhG}{H} \bar{u}^2. \quad (12)$$

Значение энергии  $E_d$  по формуле (9) было вычислено также, принимая функцию убывания перемещений  $u(x)$  из выражения (4). В этом случае для  $E_d$  будем иметь:

$$E_d = \frac{2LhG}{2} \int_0^H \frac{\bar{u}^2}{4D^2} \left[ \frac{\frac{x^2}{D^2}}{\left(\frac{x}{D}\right)^2 + 1} - \frac{2x}{D \sqrt{\left(\frac{x}{D}\right)^2 + 1}} + 1 \right] dx,$$

после интегрирования которого получим:

$$E_d = \frac{LhG}{4} \frac{\bar{u}^2}{D^2} \left[ 2H - D \operatorname{arctg} \frac{H}{D} - 2D \left( \sqrt{\frac{H^2}{D^2} + 1} - 1 \right) \right].$$

Как показали вычисления, выражение в квадратных скобках при условии (6) между  $H$  и  $D$ , независимо от  $\alpha$ , равно  $0.43D$ . Таким образом для  $E_d$  имеем:

$$E_d = \frac{0.1075}{D} LhG \bar{u}^2. \quad (12a)$$

Сравнение этого значения со значением  $E_d$  по основной формуле (12) показывает, что при  $\alpha = 0.17$  ( $H = 2.86D$ ) они полностью совпадают. При других значениях  $\alpha$  ( $0 < \alpha < 0.2$ ) различие между значениями  $E_d$  по формулам (12) и (12a) не превышает 10-15%.

При самой простой прямолинейной зависимости функции перемещения в виде:

$$u(x) = \frac{\bar{u}}{2} - \frac{\bar{u}x}{2H}$$

для потенциальной энергии  $E_d$  по формуле (9) получим:

$$E_d = \frac{LhG \bar{u}^2}{4H}, \quad (126)$$

что отличается от  $E_d$  по формуле (12) всего на

15%. Таким образом, при заданном  $\bar{u}$  и  $H$  характер убывающей функции перемещения  $u(x)$  не играет существенной роли при определении величины потенциальной энергии.

Воспользуясь формулой (12), вычислим значение  $E_d$  для Спитакского землетрясения 1988 года по следующим параметрам (Wells, Copper-smith, 1994):

$$L=38\text{км} = 38 \times 10^5 \text{см}, h=11\text{км} = 11 \times 10^5 \text{см},$$

$$u_{\text{max}} = 2\text{м} = 200\text{см}, \bar{u} = 1.22\text{м} = 122\text{см},$$

$$H = 10^3 \times (5 \times 1.22 + 15) = 21.1\text{км} = 21.1 \times 10^5 \text{см},$$

$$G = 5 \times 10^{11} \text{дин/см}^2,$$

$$E_d = \frac{9.87 \cdot 38 \cdot 10^5 \cdot 11 \cdot 10^5 \cdot 5 \cdot 10^{11} \cdot (122)^2}{32 \cdot 21.1 \cdot 10^5} =$$

$$= 454726 \cdot 10^{16} \text{дин} \cdot \text{см},$$

$$E_d = 0.45 \times 10^{22} \text{ эрг}.$$

Энергетический класс землетрясения  $k$  будет:

$$k = \lg E_d - 7.$$

Подставляя значение  $E_d$ , получим:

$$k = \lg 0.45 + 22 - 7 = -0.34 + 15 = 14.66.$$

Для сравнения вычислим величину  $k$  по традиционной формуле (1), представив ее в виде:

$$k = \lg E_s = 11.8 + 1.5M_s - 7 = 1.5M_s + 4.8. \quad (13)$$

Для Спитакского землетрясения с магнитудой  $M=6.8$  получим:

$$k = 1.5 \cdot 6.8 + 4.8 = 15.$$

Как видим, разница величин энергетических классов по формуле (12) и (13) незначительна.

Аналогичным образом для 44 сильных землетрясений по формулам (12) и (13) вычислены значения  $k$ , приведенные в табл.2. Все данные табл.2 заимствованы из статьи Д.Велса и К.Коппершмита (Wells, Copper-smith, 1994), в которой обобщены макросейсмические параметры очаговых зон 244 сильных землетрясений за 1853-1993 годы.

Таблица 2

N	Страна	Место землетрясения	Дата землетрясения	Тип разрыва	Магнитуда земл-я, $M_s$	Протяженность разрыва L (км)	Глубина разрыва h (км)	Максимальная подвижка $u_{\text{max}}$ (м)	Средняя подвижка $\bar{u}$ (м)	Величина H по (3) (км)	Энергетический класс земл-я k	
											по формуле (12)	по формуле (13)
1.	США	Fort Tejon	09.01.1857	RL	8.3	297	12	9.4	6.4	50.84	16.68	17.25
2.	США	Owens Valley	26.03.1872	RL-N	8.0	108	15	11	5.0	45	16.30	16.8
3.	Япония	Nobi	27.10.1891	LL	8.0	80	15	8.0	5.04	40.25	16.06	16.8
4.	Япония	Rikuu	31.08.1896	R	7.2	40	21	4.4	2.59	27.95	15.49	15.6
5.	США	San Francisco	13.01.1906	RL	7.8	432	12	6.1	3.3	31.5	16.44	16.5
6.	США	Pleasant Valley	03.10.1915	N	7.6	62	15	5.8	2.0	25	15.36	16.2
7.	Китай	Kansy	16.12.1920	LL	8.5	220	20	10.0	7.25	51.25	16.84	17.55
8.	Япония	North Izu	25.11.1930	LL-R	7.3	35	12	3.8	2.9	29.5	15.26	15.75
9.	Китай	Kehetuohai	10.08.1931	RL	7.9	180	20	14.6	7.38	51.9	16.76	16.65
10.	Турция	Erzincan	26.12.1939	RL	7.8	360	20	7.5	1.85	24.25	16.19	16.5
11.	США	Imperial Valley	19.05.1940	RL	7.2	60	11	5.9	1.5	22.5	15.01	15.6
12.	Китай	Damxung	18.11.1951	RL	8.0	200	10	12.0	8.0	65	16.55	16.8
13.	США	Dixie Valley	16.12.1954	RL-R	6.8	45	14	3.8	2.1	25.5	15.22	15.0
14.	Турция	Abant	26.05.1957	RL	7.0	40	8	1.65	0.55	17.75	13.92	15.3
15.	Монголия	Gobi-Altai	04.12.1957	LL	7.9	300	20	9.6	6.54	47.7	16.92	16.65
16.	США	Hebgen Lake	18.08.1959	N	7.6	45	17	6.1	2.14	25.7	15.32	16.2
17.	Иран	Dasht-e-Bayaz	31.08.1968	LL	7.1	110	20	5.2	2.3	26.5	15.83	15.45
18.	Турция	Gediz	28.03.1970	N	7.1	63	17	2.8	0.86	19.3	14.80	15.45
19.	США	San Fernando	09.02.1971	R-LL	6.5	17	14	2.5	1.5	22.5	14.56	13.75
20.	Китай	Luhuo	06.02.1973	LL	7.3	110	13	3.6	1.3	21.5	15.24	15.75
21.	Гватемала	Motagua	04.02.1976	LL	7.5	257	13	3.4	2.6	28.0	16.09	16.05
22.	Турция	Caldiran	24.11.1976	RL	7.3	90	18	3.5	2.05	25.25	15.62	15.75
23.	Иран	Pob-Tangol	19.12.1977	RL	5.8	14	12	0.3	0.12	15.6	12.38	13.5
24.	Греция	Thezaloniki	20.06.1978	N	6.4	28	14	0.22	0.08	15.4	12.40	14.4
25.	Иран	Tabas-e-Golshan	16.09.1978	R	7.5	74	22	3.0	1.5	22.5	15.39	16.05
26.	США	Homestead Valley	15.03.1979	RL	5.6	6	4	0.1	0.05	15.25	10.78	13.2
27.	Австралия	Cadoux	02.06.1979	R	6.1	16	6	1.5	0.5	17.5	13.32	13.95
28.	США	El Centro	15.10.1979	RL	6.7	51	12	0.8	0.18	15.9	13.28	14.85
29.	Иран	Koli	27.11.1979	LL-R	7.1	75	22	3.9	1.2	21.0	15.24	15.45
30.	Алжир	El Asman	10.10.1980	R	7.3	55	15	6.5	1.54	22.7	15.12	15.75
31.	Италия	South Apennines	23.11.1980	N	6.9	60	15	1.15	0.64	18.2	14.49	15.15
32.	Греция	Corinth	25.02.1981	N	6.4	19	16	1.5	0.6	18.0	13.97	14.4
33.	Греция	Corinth	04.03.1981	N	6.4	26	18	1.1	0.6	18.0	14.16	14.4
34.	США	Borah Peak	28.10.1983	N-LL	7.3	33	20	2.7	0.8	19.0	14.53	15.75
35.	Алжир	Constantine	27.10.1985	LL	5.9	21	13	0.12	0.1	15.5	12.43	13.65
36.	Австралия	Marryat Creek	30.03.1986	R-LL	5.8	13	3	1.3	0.5	17.5	12.93	13.5
37.	Греция	Kalamata	13.09.1986	N	5.8	15	14	0.18	0.15	15.75	12.66	13.5
38.	Новая Зеландия	Edgecumbe	02.03.1987	N	6.6	32	14	2.9	1.7	23.5	14.93	14.7
39.	США	Superstition Hills	24.11.1987	RL	6.6	30	11	0.92	0.54	17.5	13.92	14.7
40.	Австралия	Tennant Greek	22.01.1988	R	6.3	13	9	1.3	0.63	18.15	13.59	14.25
41.	Китай	Lancand Gengna	06.11.1988	RL	7.3	80	20	1.5	0.7	18.5	14.81	15.75
42.	Армения	Spitak	07.12.1988	R-RL	6.8	38	11	2.0	1.22	21.1	14.65	15.0
43.	Канада	Ungava	25.12.1989	R	6.3	10	5	2.0	0.8	19.0	13.41	14.25
44.	США	Landers	28.06.1992	RL	7.6	62	12	6.0	2.95	29.75	15.52	16.2

Примечание: RL – правосторонний сдвиг; LL – левосторонний сдвиг; R – взброс; N – сброс.

Истинное значение энергии землетрясения  $E=10^k$  в джоулях или  $E=10^{k+7}$  в эргах.

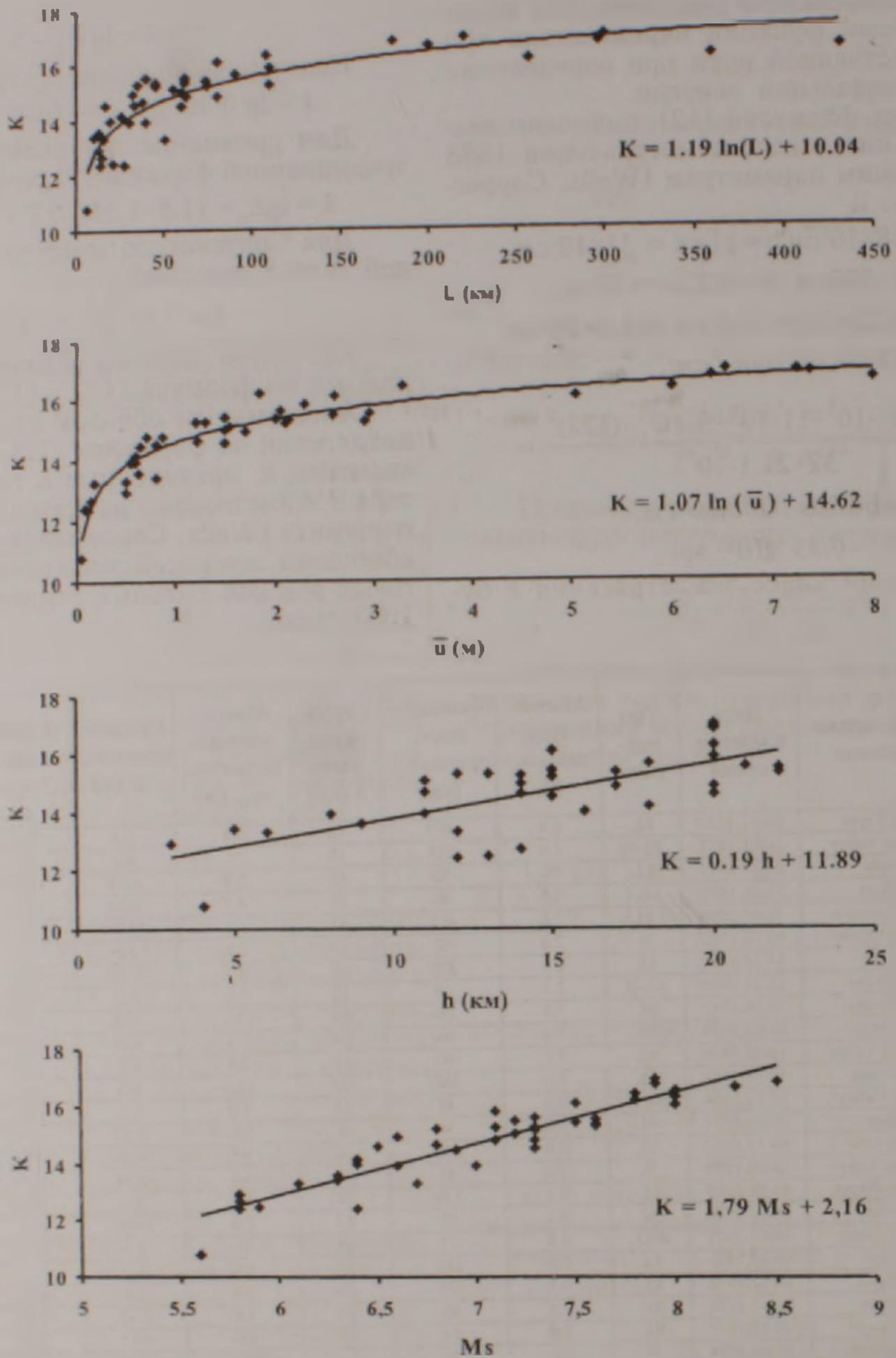


Рис 3. Зависимости между энергетическим классом землетрясений  $K$  и протяженностью разрыва  $L$ , относительной подвижкой  $\bar{u}$ , глубиной разрыва  $h$ , магнитудой  $M_s$  согласно формуле (12) и данным табл. 2.

Мы использовали только те землетрясения, для которых в статье имелись все три параметра  $(L, h, \bar{u})$ , позволяющие провести вычисление энергии по формуле (12). Основное заключение из полученных результатов состоит в том, что величины энергии, вычисленные по предлагаемой формуле (12), в основном подчиняются общеизвестным закономерностям, согласно которым величина высвобожденной энергии растет с ростом протяженности, образовавшейся на поверхности  $L$ , глубины очага  $h$  и относительной подвижки спаренных блоков  $\bar{u}$ . Эти зависимости графически изображены на рис.3. Соответствующие им формулы имеют вид ( $E_d$  — в джоулях,  $L$  и  $h$  в км,  $\bar{u}$  — в м):

$$\begin{aligned}
 \lg E_d &= 1.19 \ln L + 10.04, \\
 \lg E_d &= 1.07 \ln \bar{u} + 14.62, \\
 \lg E_d &= 0.19 h + 11.89, \\
 \lg E_d &= 1.79 M_s + 2.16.
 \end{aligned}
 \tag{14}$$

Из последней графики, приведенной на рис 3 видно, что значения энергетических классов рассмотренных землетрясений, вычисленные по предлагаемым формулам (12) и (12а), и соответствующие им магнитуды  $M_s$  связаны линейной зависимостью:

$$k = 1.79 M_s + 2.16,$$

которая свидетельствует о том, что и по предлагаемому способу определения энергии, как и по традиционному, имеет место линейная зависимость энергии от магнитуды землетрясения. Среднее отклонение двух формул не превышает 0.46.

Как видно из табл.2, энергетические классы большинства землетрясений, за исключением 3-5 землетрясений с относительной подвижкой менее чем 0.2 м, вычисленные по формулам (12) и (13), имеют одинаковый порядок. Среднее их отклонение составляет 0.66 (рис.4а). Как видно из рисунка, небольшое отклонение, как и следовало ожидать, имеет место для слабых землетрясений со средней подвижкой  $\bar{u} < 0.20M$ ; при их исключении из расчетов среднее отклонение составит около 0.5, т.е. не превысит одной единицы энергетического класса  $k$ .

Так как обе формулы являются приближенными и полуэмпирическими, такое различие можно считать естественным. Например, известно, что при установлении величины магнитуды  $M_d$  возможная величина ошибки может в среднем достигать  $\pm 0.5$ . Это соответственно приведет к ошибке при определении  $k$  по формуле (13) до такой же величины  $\pm 0.5$ . С другой стороны, при выводе формулы (12) была принята во внимание только одна компонента подвижки по разрыву. Однако из табл.2 видно, что большинство землетрясений имело более сложную кинематику подвижки, поэтому вычисленные по формуле (12) значения энергии для таких землетрясений будут наименьшими.

Выше было отмечено, что глубину проникновения ощутимых деформаций  $H$  можно опре-

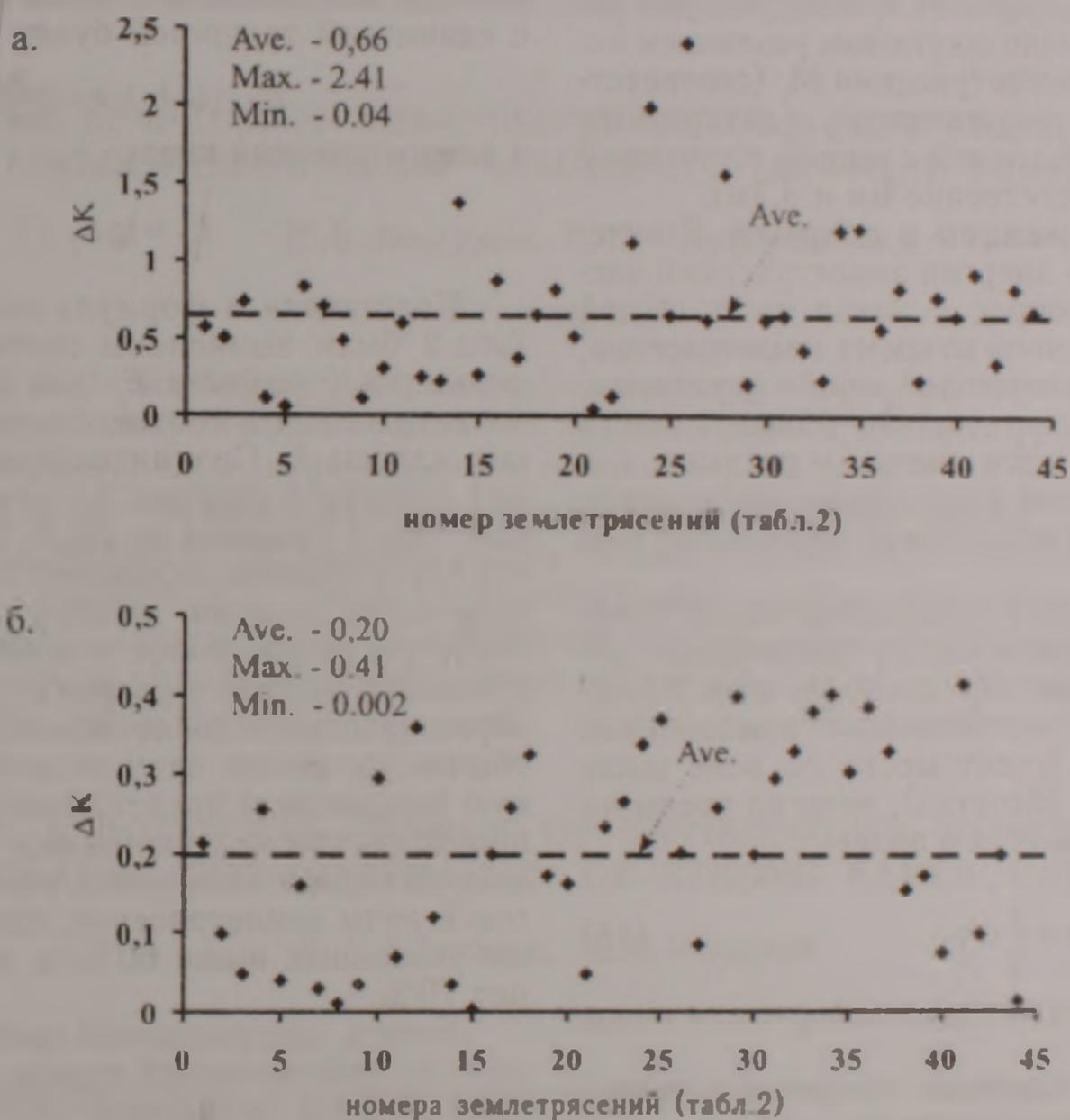


Рис.4. а – разность энергетических классов землетрясений  $\Delta K = E_S - E_d$ , рассчитанных по магнитуде землетрясения (13) и по потенциальной энергии (12а); б – разность энергетических классов землетрясений  $\Delta K = E_d^W - E_d^D$ , рассчитанных по формуле (12) при величине  $H$  по формулам (3) и (6) при  $\alpha = 0.2$ .

делить и по формуле (6) через глубину очага  $h$ . Используя значения  $h$ , приведенные в табл.2, для всех 44 землетрясений были определены новые значения  $H$  и, подставляя их значения в (12), были вычислены соответствующие значения  $E_d$  (в эргах) и значения  $k$ . Для коэффициента  $\alpha=0.2$  разность энергетических классов, вычисленных по значениям  $H$  согласно (3) и (6), показана на рис.4б. Как видим, среднее отклонение энергетических классов не превышает 0.2.

В заключение остановимся еще на одном сравнительном анализе. В книге К.Касахара отмечается, что, имея значения сброса напряжений

$\Delta\tau$ , по известной длине разлома можно оценить величину энергии деформации  $E_d$ . В ней не приводится формула, по которой можно вычислить  $E_d$ , однако в ее приложении для 6 землетрясений из 43 наряду с параметрами очагов землетрясений приводятся также значения их энергии по сейсмическим волнам  $E_S$  и изменение энергии деформаций при образовании разлома. Для трех из рассмотренных нами землетрясений NN5, 8, 11 (табл.2) эти параметры и соответствующие энергетические классы  $k$  и  $k_d$ , вычисленные по  $E_S$  и  $E_d$  по предлагаемым формулам (12) и (13) и по данным Касахары, приведены в табл.3.

NN	Землетрясение		M <sub>s</sub>	L, км	h, км	U <sub>max</sub> , м	Ū, м	Энергетический класс	
								по магнитуде k <sub>s</sub>	по потенциальной энергии k <sub>d</sub>
5	Сан-Франциско 18.04.1906	а	8.25	430	15	-	5-7	17.3	17.47
		в	7.8	432	12	6.1	3.3	16.5	16.44
8	Северный Идзу 25.11.1930	а	7.1	20	11	-	3.0	15.3	15.47
		в	7.3	35	12	3.8	2.9	15.75	15.26
11	Империал Вэлли 19.05.1940	а	7.1	70	11	-	2.0	15.0	15.17
		в	7.2	60	11	5.9	1.5	15.6	15.01

а – по данным К.Касахара (1985),  
в – по данным Веллса и Коппершмита (Wells, Coppersmith, 1994) и предлагаемым формулам (12) и (13).  
Значения U<sub>max</sub> у Касахара отсутствуют. Истинное значение энергии землетрясения E=10<sup>k</sup> в джоулях или E=10<sup>k+7</sup> в эргах.

Как видно из таблицы, полученные результаты по двум землетрясениям N8 и N11 имеют хорошую сходимость. Что касается землетрясения N5, то различие при расчете k<sub>s</sub> между двумя результатами обусловлено ощутимым различием исходной магнитуды землетрясения M<sub>s</sub> (соответственно 8.25 и 7.8), а при расчете k<sub>d</sub> – двукратным различием между исходной средней подвижкой  $\bar{u}$  у разрыва (соответственно 6 м и 3.3 м).

**Энергия деформации у разрыва.** В литературе о количестве энергии землетрясений часто дискутируется вопрос – какая часть общей энергии, высвобожденной во время землетрясения, сосредотачивается в очаговой зоне – у разрыва. Естественно предполагать, что большая часть энергии высвобождается именно у разрыва, т.е. именно в очаговой зоне касательные напряжения повсюду превышают допустимые предельные значения.

В книге К.Касахара приводится оценка энергии деформации земной коры в критических условиях. В простейшем случае, когда поле деформаций представлено единственной компонентой сдвига  $\gamma_{xy}$  (как это имеет место во всех выше изложенных наших расчетах), энергия среды на единицу объема задается в виде:

$$e = \frac{1}{2} G \gamma_T^2, \quad (15)$$

где  $\gamma_T$  – предельная сдвиговая деформация пород коры.

По различным оценкам предельная деформация  $\gamma_T$  изменяется в пределах

$$\gamma_T = (1 \div 2) 10^{-4}.$$

Считается, что земная кора до этого уровня деформируется упруго, но никогда не переходит за этот предел без разрушения. По мнению ряда специалистов, это значение значительно ниже по сравнению с данными лабораторных экспериментов, дающих значение  $\gamma_T = 10^{-3}$ . Противоречие объясняется тем, что реально кора содержит множество трещин и ослаблений, которые уменьшают макроскопическую прочность пород земной коры. Как образно отмечает К.Касахара, "... любая цепь не прочнее своего самого слабого звена".

Принимая  $G = 5 \times 10^{11}$  дин/см<sup>2</sup>,  $\gamma_T = 1.1 \times 10^{-4}$ , по формуле (15), Касахара получил:

$$e \approx 3000 \text{ эрг/см}^3.$$

Следовательно, вся потенциальная энергия, которая накапливалась около плоскости разрыва с единичной толщиной будет:

$$E_f = L \cdot h \cdot 1 \cdot e = 3000 Lh \text{ эрг/см}^3,$$

а энергетический класс

$$k_f = \lg E_f - 7$$

Подставляя в формулу значения L и h, из табл.2 были вычислены значения энергии деформации у разрыва E<sub>f</sub> для рассмотренных 44 землетрясений и соответствующие энергетические классы k<sub>f</sub>. Сравнительная оценка отношений энергии у разрыва k<sub>f</sub> и всей энергии среды k по табл.2 показана на рис.5. Из рисунка видно, что k<sub>f</sub>/k в среднем составляет 0.63, т.е. из общего количества энергии, накопленной в среде перед землетрясением, более чем 60% накапливается у области будущего разрыва (разлома). Так как образовавшиеся после землетрясения разрывы обычно не имеют одну геометрически правильную плоскость, а представляют собой некоторое пространство разрозненных сегментов, то в действительности энергия, освобожденная у очаговой зоны землетрясения, будет намного больше указанных выше 60% и, возможно, достигнет 70%.

Кстати, афтершоковый процесс, начинающийся в постсейсмический период, обусловлен наличием в среде остаточной 30% энергии дефор-

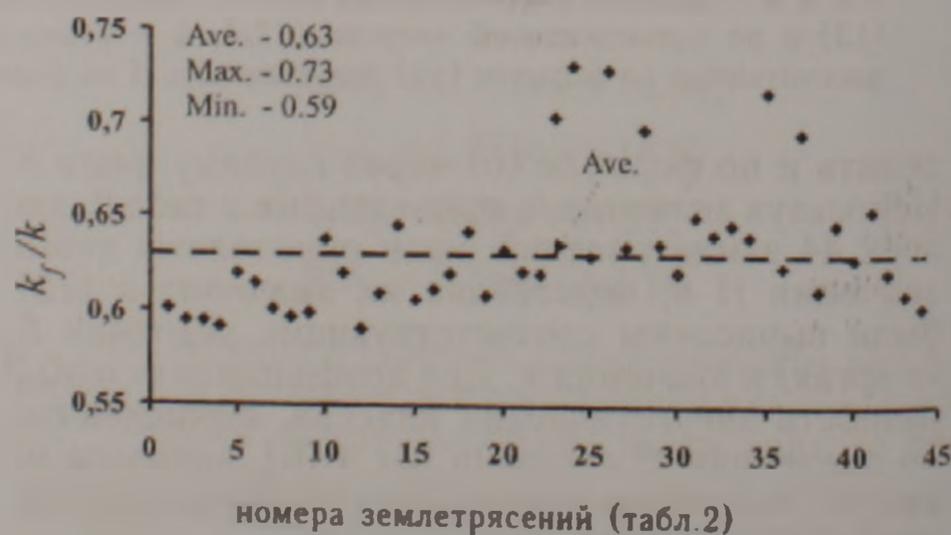


Рис.5. Отношения значений энергетических классов землетрясений у разрыва k<sub>f</sub> к классу общей энергии K всей деформированной среды.

## ЛИТЕРАТУРА

- Брун Дж.Н. Физика сильных движений, вызванных землетрясениями. В кн.: "Сейсмический риск и инженерные решения". М.: Недра, 1981, с.129-161.
- Касахара К. Механика землетрясений. М.: "Мир", 1985, 264с.
- Рикитакэ Т. Предсказание землетрясений. М.: "Мир", 1979, 388с.
- Тимошенко С.П., Гудьер Дж. Теория упругости. М.: "Наука", 1979, 560с.
- Хачиян Э.Е. Об одном подходе к определению величины энергии землетрясения по макросейсмическим параметрам очага землетрясения. ДНАН РА, 2001, т.101, N1, с.66-75.
- Wells D.L. and Coppersmith K.I. New Empirical Relationship among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. Bulletin the Seismological Society of America, vol.84, N4, pp.974-1002, August, 1994.

## ՈՒԺԵՂ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ՆԱԽԱՊԱՏՐԱՍՏՄԱՆ ՓՈՒԼՈՒՄ ՄԻՋԱՎԱՅՐԻ ԴԵՖՈՐՄԱՑԻՈՆ ԴԱՇՏԻ ՊՈՏԵՆՑԻԱԼ ԷՆԵՐԳԻԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

Է. Ե. Խաչիյան, Ա. Չ. Սարգսյան

### Ա մ փ ո փ ու մ

Բերվում են ուժեղ երկրաշարժի նախապատրաստման փուլում միջավայրի դեֆորմացիայի պատճառով ապագա օջախի շուրջը կուտակված պոտենցիալ էներգիայի հաշվարկման եղանակ: Որպես հաշվարկման պարամետրներ ընդունվում են երկրաշարժի հետևանքով երկրի մակերևույթին առաջացած խզվածքի երկարությունը  $L$ , օջախի խորությունը  $h$  և խզվածքի ուղղությամբ երկու հատվածամասերի հարաբերական տեղաշարժի միջին մեծությունը  $\bar{u}$ : 44 երկրաշարժերի համար առաջարկված եղանակով ստացված պոտենցիալ էներգիաների մեծությունները համեմատված են երկրաշարժի մագնիտուդի օգնությամբ սեյսմիկ ալիքների էներգիայի որոշման հայտնի եղանակով հաշվարկված մեծությունների հետ:

## ABOUT A POTENTIAL ENERGY OF ENVIRONMENT DEFORMATION DURING THE PREPARATION OF STRONG EARTHQUAKE

E. Y. Khachian, A. Z. Sargsyan

### Abstract

A method to determine the potential energy of deformed environment around a future source, accumulated during the whole preparation period of strong earthquake, is presented. The following parameters are taken as the initial ones: the fault length on Earth surface  $L$  after an earthquake, the depth of seismic source  $h$  and the relative average slip of blocks along the fault strike line  $\bar{u}$ . The comparative analysis of the obtained results with the results from known method to determine seismic waves' energy by earthquake magnitude is given for 44 strong earthquakes.

## СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

© 2005 г. С. М. Оганесян, А. О. Оганесян, Г. С. Гаспарян, Ф.М. Фиданян

Институт геофизики и инженерной сейсмологии имени академика А. Назарова НАН РА  
377515, Гюмри, ул. В. Саргсяна, 5, Республика Армения  
E-mail: iges-gyumri@yandex.ru  
Поступила в редакцию 23.09.2005 г.

На основании анализа результатов трехмерного гравитационного моделирования в комплексе с данными ГСЗ, сейсмологии, геотермии, геодезии, высокоточной гравиметрии и др. построена трехмерная структурно-динамическая модель сейсмоактивного слоя земной коры территории Армении в масштабе 1:200000.

Модель структуры верхней части земной коры представляется в виде системы блоков, разделенных глубинными разломами, по которым в течение неотектонического этапа происходило их относительное перемещение. Охарактеризованы структурные особенности отдельных блоков и оценен уровень их современной динамической активности.

Сопоставление древнего и новейшего структурных планов показывает, что земная кора территории Армении – продукт сложных динамических процессов. Ее изучение возможно путем построения различных абстракций или моделей этих процессов. В данном случае необходима такая модель, которая отображала бы не только структурные особенности земной коры, но и динамику перемещений относительно однородных ее частей (блоков) вдоль ограничивающих поверхностей, выступающих в качестве зон накопления экстремальных значений тектонических напряжений, разгрузка которых приводит к выделению сейсмической энергии. Для построения структурной модели земной коры территории Армении были использованы результаты трехмерной количественной интерпретации гравитационного поля в комплексе с данными ГСЗ, сейсмологии и других геофизических методов. А в качестве показателей динамичности этих структур приняты геолого-геоморфологические, геофизические, сейсмологические, геодезические и геотермические признаки.

Количественная интерпретация гравитационного поля проводилась по программе (двойственные численные методы решения трехмерной обратной задачи гравиметрии с контактной поверхностью), разработанной С.М. Оганесяном и М.Г. Оганесяном (1988) с учетом особенностей горного рельефа.

Известно, что достоверность построенной модели существенно зависит от степени геолого-геофизической изученности территории. Особо ценными для решения поставленной задачи являются данные о глубинном строении земной коры. Однако эти данные для территории Армении явно недостаточны. Недостаточно разработаны также многие вопросы изучения аномального гравитационного поля в горных областях. Поэтому при количественной интерпретации основное внимание было уделено разработке способов учета различных искажающих факторов на остаточные аномалии гравитационного поля. К числу последних относятся: переменная мощность рыхлых отложений, превышение высот пунктов наблюдений, выбор различных значений

плотности при вычислениях промежуточного слоя, влияние рельефа дневной поверхности и другие (Бабаджанян и др., 1999).

Результаты проведенных исследований и полученных зависимостей в дальнейшем были использованы при составлении трехмерной гравитационной модели строения земной коры территории Армении.

Исходя из имеющихся фактических геолого-геофизических материалов, за основу интерпретации принят способ последовательных геологических приближений, который состоит в следующем:

- за главные аномалияобразующие объекты приняты рельеф фундамента, поверхности Конрада и Мохоровичича и их плотностные неоднородности;
- разделение гравитационного поля на локальные и региональные составляющие с помощью квадратной палетки последовательно осредненным полем  $\Delta g_{\text{лок}}$  вначале до глубины 5 км и далее – 20 и 45 км;
- определение положения границы между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом;
- выделение горизонтальных плотностных неоднородностей строения земной коры;
- выделение вертикальных плотностных границ.

В результате интерпретации возможных избыточных плотностей ( $0.1-0.2 \text{ г/см}^3$ ), с учетом рельефа поверхности наблюдений, построены поверхности кристаллического фундамента ("Ф") и более глубокого (15-20 км) горизонта, именуемого в дальнейшем подошвой сейсмоактивного слоя, а также поверхность Мохоровичича (40-45 км).

Остаточное поле ( $\Delta g_{\text{лок}}$  (0-5 км)) силы тяжести, построенное в масштабе 1:200 000 с сечением изоаномал через 2 мГал, характеризуется наличием сравнительно интенсивных положительных и отрицательных аномалий силы тяжести различных размеров, отделяющихся друг от друга широкими и узкими полосами интенсивных горизонтальных градиентов различных простира-

Построенная на основе интерпретации вышеописанного локального поля поверхности кристаллического фундамента ("Ф") характеризуется весьма сложным рельефом, на котором можно выделить относительно приподнятые и опущенные участки (рис.1).

Глубоким залеганием поверхности "Ф" характеризуются районы расположения вулканов Гегамского нагорья – Арагац, Араилер и другие, а также дно озера Севан и Ширакская котловина. Относительно приподнятые поверхности "Ф" в геологическом отношении соответствуют районам выхода на поверхность докембрийских и па-

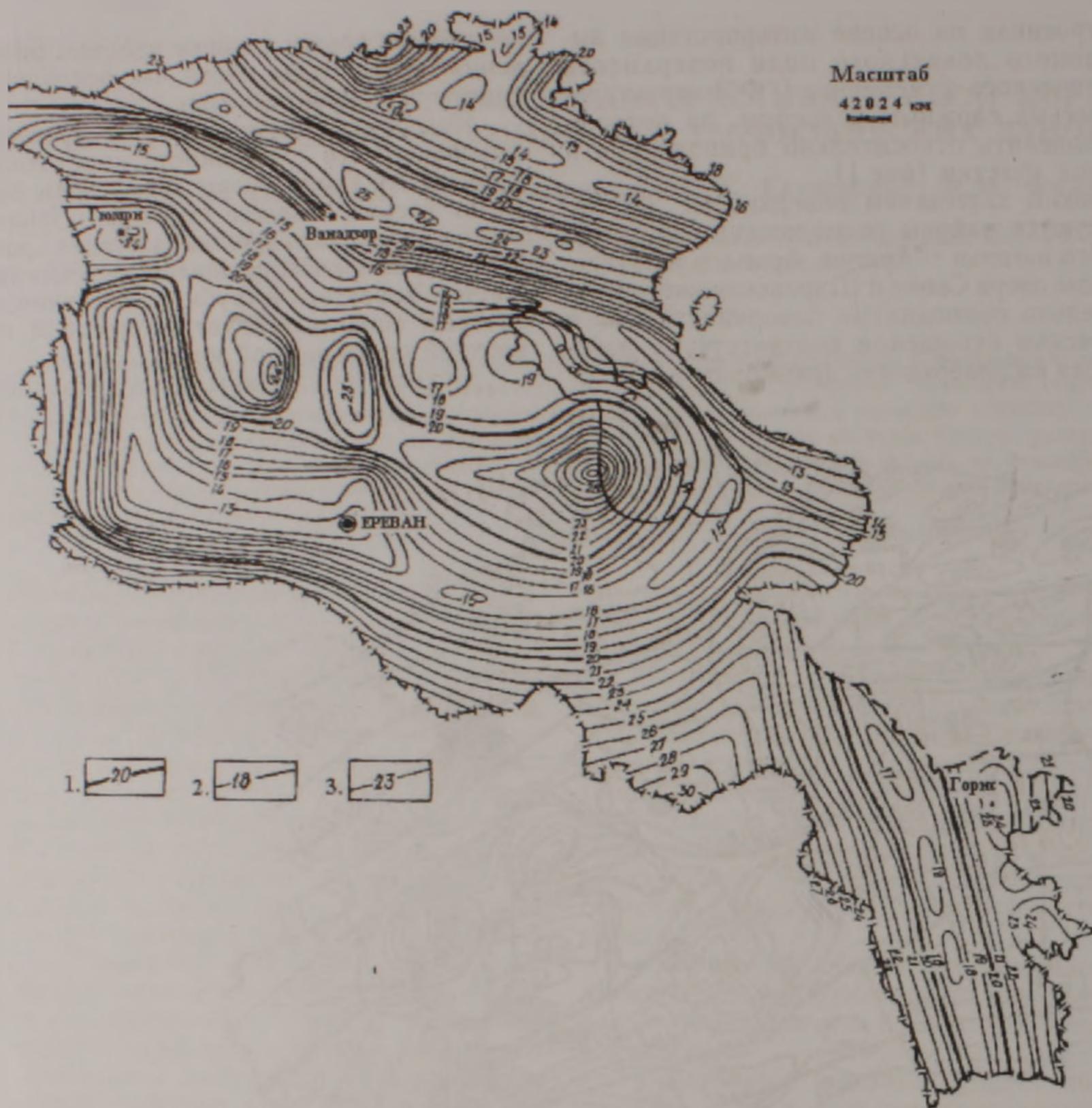
леозойских пород, а также районам распространения интрузивных пород как основного, так и ультраосновного составов.

Исходя из полученных результатов, можно заключить, что поверхность кристаллического фундамента земной коры территории Армении имеет весьма сложное строение. Наблюдаются резкие изменения глубины залегания кровли фундамента, сопровождающиеся нарушениями различного характера и глубины залегания, наличие которых свидетельствует о блоковом строении верхней части земной коры.

Исходя из глубины залегания контактной



Рис 1 Карта блокового строения поверхности кристаллического фундамента территории Армении (по гравиметрическим данным) 1 – нулевой изогипс (уровень моря), 2 – отрицательные изогипсы (участки, опущенные относительно уровня моря), 3 – положительные изогипсы (участки, приподнятые над уровнем моря). Блоки земной коры: I – опущенные блоки, "Ф" 5-9 км ниже уровня моря; II – опущенные блоки, "Ф" 0-4 км ниже уровня моря; III – приподнятые блоки, "Ф" выше уровня моря; IV – приподнятые блоки, связанные с наличием ультраосновных интрузивных пород. Разрывные нарушения: V – межблоковые; VI – внутриблоковые.



Масштаб  
42024 км

Рис. 2 Карта поверхности подошвы сейсмоактивного слоя, рассчитанная для глубин 20 км. 1 – среднерассчитанный изогипс 20 км. 2 – относительно приподнятые изогипсы (по сравнению с изогипсом 20 км); 3 – относительно опущенные изогипсы (по сравнению с изогипсом 20 км)

поверхности "Ф", блоки фундамента подразделены на четыре основные группы. В блоках первой группы фундамент залегает на глубине 5-9 км ниже уровня моря, 2-ой группы – 0-4 км, 3-ей группы (выступы) – фундамент залегает выше уровня моря и 4-ой группы – контактная поверхность совпадает с поверхностью интрузивных пород, основных и ультраосновных составов.

На глубине 15-20 км (рис.2) также отмечается раздробленное строение исследуемого горизонта, обусловленное изменчивостью поверхности – подошвы сейсмоактивного слоя. Указанный слой на территории Армении состоит из шести относительно приподнятых и опущенных участков общекавказского простиранья.

Третья поверхность, выделенная на глубине 40-45 км, характеризует изменения мощности земной коры территории Армении и соседних районов (рис.3). Мощность земной коры изменяется с севера на юг от 42 км в зоне Прикуринской депрессии до 46 км в Армянской складчатой (неовулканической) зоне, в зоне Среднеараксинского прогиба достигает 40 км.

Таким образом было подтверждено, что земная кора территории Армении имеет трехслойное строение, границы которых совпадают с поверхностями кристаллического фундамента Конрада и Мохоровичича. Установлены также места локализации вертикальных неоднородностей, в геологическом отношении совпадающих с зонами глубинных разломов.

В результате отмеченного комплекса исследований были составлены схемы разломно-блокового строения земной коры на трех уровнях глубины:

- 1) по поверхности кристаллического фундамента (средняя глубина 5 км);
- 2) по подошве сейсмоактивного слоя коры (средняя глубина 20 км);
- 3) по границе Мохоровичича (средняя глубина 45 км).

Согласно первой модели поверхность кристаллического фундамента имеет сложный, раздробленный рельеф и состоит из относительно приподнятых и опущенных участков, которые представляют отдельные тектонические блоки.

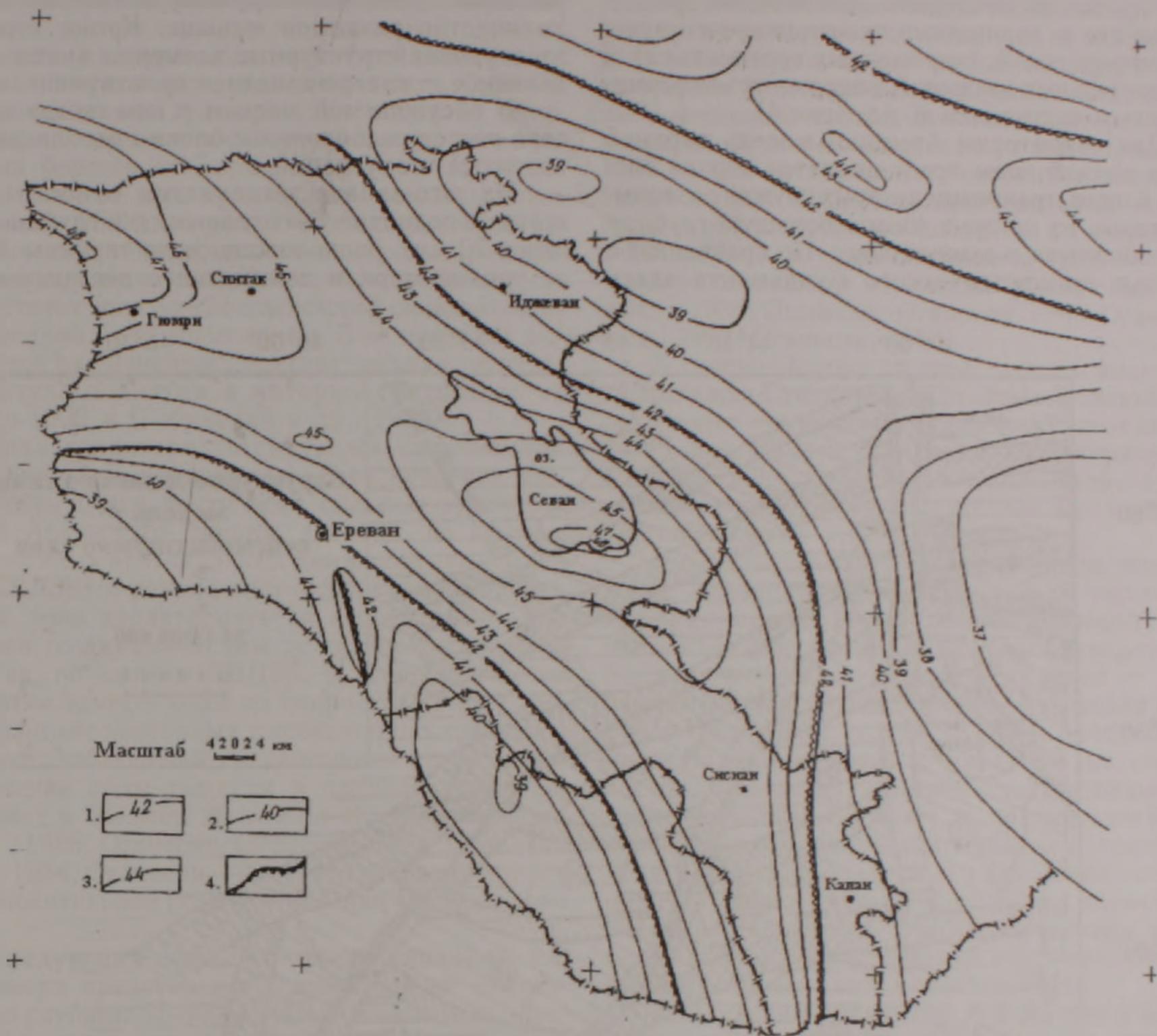


Рис 3 Карта мощностей земной коры территории Армении и сопредельных районов: 1 – среднерассчитанный изогипс – 42 км; 2 – относительно приподнятые изогипсы (по сравнению с изогипсом 42 км); 3 – относительно опущенные изогипсы (по сравнению с изогипсом 42 км); 4 – границы блоков (зоны глубинных разломов).

разграничивающиеся друг от друга разнопорядковыми и разнонаправленными тектоническими нарушениями, характеризующимися различной степенью новейшей тектонической активности (Бабаджанян и др., 1999).

Вторая модель характеризует структурные особенности земной коры в пределах глубин 13-30 км. Выбор отмеченных пределов обосновывается понятием о "сейсмоактивном слое", подошва которого, по данным о гипоцентрах землетрясений, в Армении расположена в пределах этих глубин.

Об активности этого слоя свидетельствуют также структурно-скоростные модели, построенные по данным ГСЗ (Геолого-геофизические..., 1988). Согласно последним существуют три уровня распределения скоростей, промежуточный из которых заключен в пределах 12-26 км. На этом уровне происходят изменения физического состава и состояния материи, в связи с чем происходят изменения также пластовых скоростей. Предполагается, что именно к таким областям изменений приурочены очаги землетрясений,

происходящих на территории Армении. Аналогичные данные получены при построении тепловой модели вулканических областей, согласно которой на уровне глубин 17-23 км существуют слои частичного плавления горных пород, в граничных областях которых происходит накопление термоупругих напряжений, приводящих к разрушению сплошности среды. Глубже указанного уровня область частичного плавления расширяется, а в пластичных породах не могут накапливаться напряжения, приводящие к возникновению землетрясений (Вартанян, Якоби, 1995). Эти области, скорее всего, составляют ту поверхность, по которой происходят горизонтальные передвижения мегаблоков и блоков земной коры, которые, в свою очередь, приводят к изменению напряженно-деформированного состояния, накоплению упругих напряжений и возникновению землетрясений.

Кроме вышеизложенного, для обоснования динамичности структурных элементов предложенной модели, по мере возможности, были использованы также экспериментальные материалы,

полученные за последние десятилетия при наблюдениях за вариациями гравитационного и геомагнитного полей, современных вертикальных и горизонтальных движений, напряженно-деформированным состоянием и т.д. (рис.4).

Для территории Армении модель верхней части земной коры представляется в виде системы блоков, границами которых служат разломы, некоторые из которых имеют большую глубину проникновения в земную кору. По сравнению с моделью кристаллического фундамента здесь

размеры блоков более крупные, а, следовательно, количество разломов меньше. Кроме того, на этом уровне структурные элементы имеют определенное – северо-западное простирание.

В обсуждаемой модели с юго-запада на северо-восток расположены блоки преобладающих поднятий и опусканий.

На юго-западе выделяется относительно крупное поднятие (по отношению к глубине изогипса 20 км), расположенное до глубины 13 км от уровня моря и занимающее весь юго-запад

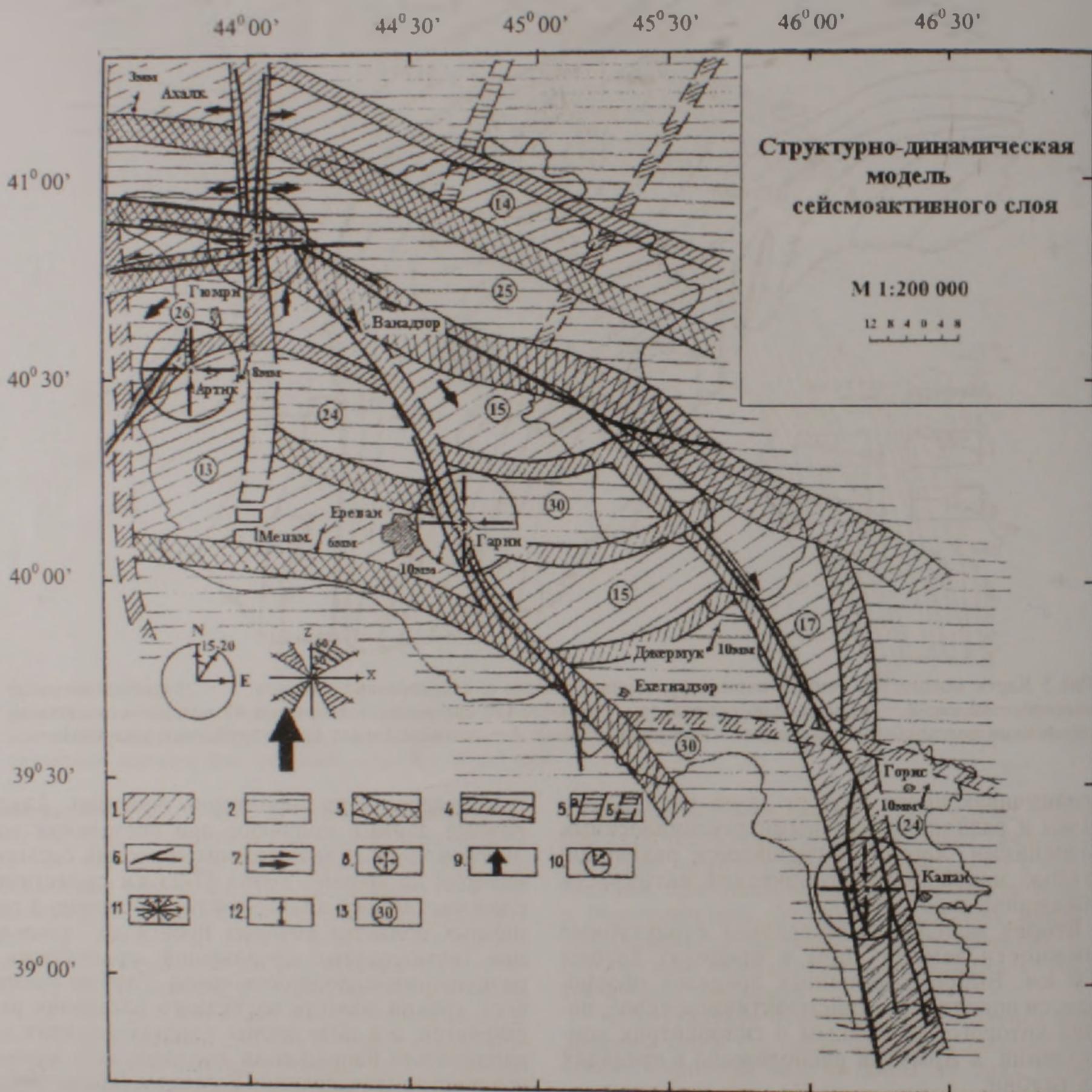


Рис.4. Структурно-динамическая модель сейсмоактивного слоя. 1 -относительно приподнятые блоки (по отношению к глубине 20 км), 2 -относительно опущенные блоки (по отношению к глубине 20 км); 3 - глубинные разломы (коровые, достигающие верхней мантии); 4 - активные разломы (внутрикоровые до 20 км, отражающиеся в рельефе); 5 -неактивные разломы (внутрикоровые, до 20 км): а) хорошо прослеживаемые; б) предполагаемые; 6 - активные разломы (Караханян, 1994); 7 - горизонтальные подвижки по разломам и направление относительных движений блоков (Караханян, 1994); 8 - области наибольших накоплений напряжений по современным геодиническим параметрам; 9 - направление влияния регионального напряжения; 10 - направление напряжений сжатия в коре (по механизму очагов землетрясений) (Геодакян, Геодакян, 1996); 11 - направление напряжений растяжения в коре (по механизму очагов землетрясений) (Геодакян, Геодакян, 1996); 12 - годовые горизонтальные движения (по системе GPS) (Оганесян, Оганесян, 1988); 13 - значение глубины распространения блоков от уровня моря

территории республики. По простиранию оно большей частью совпадает с известной Среднеараксинской мегарегиональной зоной относительных максимумов гравитационного поля. Однако, в отличие от нее границы зоны поднятия были расширены на восток-северо-восток до юго-восточных берегов оз.Севан. К юго-востоку и северо-западу от него происходит резкое падение глубины до 25-30 км, что, по-видимому, соответствует зонам глубинных разломов. Среднеараксинское поднятие в тектоническом отношении соответствует зоне позднеальпийской складчатости, выделенной А.А.Габриеляном. В ее пределах выделяется ряд новейших тектонических структур, амплитуда поднятия в которых составляет от 400 до 1000 м (Габриелян и др., 1981).

Зона характеризуется также современной тектонической активностью. В ее пределах расположены очаги почти всех сильных землетрясений Араратской группы. Однако, по данным современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК) и режимных геофизических наблюдений, зона характеризуется относительно спокойным геодинамическим режимом активности.

Так, по данным СВДЗК, в зоне отмечается поднятие земной коры со скоростью 2 мм/год, а по данным повторных высокоточных гравиметрических наблюдений, среднегодовое неприливное изменение силы тяжести в пределах зоны составляет в среднем 20 мкГал (Карта современных..., 1986; Оганесян, Оганесян, 1986; Оганесян и др., 1984; Оганесян, 1998), что свидетельствует об относительной геодинамической стабильности зоны.

Следующий элемент прослеживаемой поверхности представляет относительное опускание до глубины 25-30 км. Отмеченная зона опусканий пространственно совпадает с Центральной мегарегиональной зоной относительных минимумов гравитационного поля, а по тектоническим данным – со среднеальпийской зоной складчатости (Габриелян и др., 1981).

В создании современного облика неотектоники описываемой зоны большую роль сыграли продольные и поперечные разломы, которые расчленили ее на отдельные тектонические блоки, испытывавшие резко дифференцированные движения с амплитудой от 1500 и до 3000 м.

По данным СВДЗК, в пределах зоны отмечается скорость вертикальных движений 4-8 мм/год, что свидетельствует о высокой интенсивности современных движений земной коры. Об этом свидетельствуют также данные вариаций гравитационного поля, величина которых составляет в среднем 60 мкГал в год (Карта современных..., 1986; Оганесян, Оганесян, 1986; Оганесян и др., 1984; Оганесян, 1998).

К северо-востоку опускание резко переходит в поднятие, которое пространственно совпадает с Севано-Амасийской офиолитовой зоной, в пределах которой локальные поднятия имеют глубину залегания 13-14 км и ширину до 20-25 км. Это поднятие связано с крупным глубинным разломом, который является границей между Центральной мегарегиональной зоной опусканий и

Алаверди-Иджеванской зоной поднятий. Оно характеризуется высокой новейшей и современной активностью и контролирует эндогенный магматизм и сейсмичность региона. С ним связаны несколько очагов сильных землетрясений, в том числе и очаг Спитакского землетрясения 1988 г. Об активности зоны свидетельствуют также данные СВДЗК, согласно которым земная кора здесь испытывает поднятие со скоростью 8-10 мм/год, а среднегодовое изменение силы тяжести составляет 100 мкГал (Карта современных..., 1986; Оганесян, Оганесян, 1986; Оганесян и др., 1984; Оганесян, 1998).

К северо-востоку от этой границы выделяется Дилижан-Степанаванская зона опусканий, где локальные опускания поверхности доходят до 24-25 км. Отмеченная зона характеризуется относительно спокойной динамикой, о чем свидетельствует также отсутствие в ее пределах очагов сильных землетрясений.

Еще северо-восточнее от этой зоны расположена Алаверди-Иджеванская зона поднятий, которая соответствует одноименной зоне относительных максимумов гравитационного поля, а по геологическим данным – зоне раннеальпийской складчатости (Габриелян и др., 1981). Новейшая структура зоны представляет пологую моноклираль с наклоном на северо-восток. Амплитуда поднятия в неотектонический этап составляет 2-2.5 км, а по направлению к северо-востоку постепенно убывает, доходя до края Куринской впадины в нескольких сот метрах. Со слабо дифференциальным характером новейших движений этой зоны связаны также почти полное отсутствие орогенного вулканизма и сравнительно слабая сейсмичность.

Следующим элементом описываемой модели является Зангезурская зона поднятий, характеризующаяся локальными поднятиями с глубиной залегания 17-18 км и почти равномерной шириной 15-20 км. Она имеет субмеридиональное простирание от р.Аракс на юге и до юго-восточного побережья оз.Севан и ограничивается с востока и запада Хуступ-Гиратахским и Дебаклинским глубинными шовными разломами. Эти разломы контролируют магматизм, эндогенную минерализацию и сейсмичность в регионе. Между ними развита целая система северо-западных и субширотных нарушений второго порядка, которые расчлениают зону на отдельные сегменты, придавая ей мозаично-блоковый характер.

Большая амплитуда (3-3.5 км) и исключительно дифференциальный характер новейших тектонических движений обусловили сильно пересеченный горный рельеф и направление речных долин. Зона характеризуется также и современной тектонической активностью, о чем свидетельствуют зафиксированные вдоль нее молодые правосдвиговые смещения в районах сс.Таштун, Личк, а также эпицентры десятков землетрясений. Об активности этой зоны свидетельствуют также данные СВДЗК и повторных высокоточных гравиметрических наблюдений, согласно которым поднятие земной коры происходит со скоростью 10 мм/год, а среднегодовое

изменение силы тяжести составляет 100 мкГал (Карта современных..., 1986; Оганесян, Оганесян, 1986; Оганесян и др., 1984; Оганесян, 1998).

Кроме вышензложенного на результирующую схему были нанесены также результаты исследований по оценке современных геодинамических параметров и общего напряженно-деформированного состояния в виде областей наибольшего накопления напряжений (Оганесян и др., 1984; Оганесян, 1998; Прилепин и др., 1999), а также направления напряжений сжатия и расширения земной коры региона, подтвержденные анализом параметров механизмов очагов землетрясений (Геодакян, Геодакян, 1996).

Таким образом, анализ проведенных работ и полученных результатов показывает высокую эффективность использования программы решения трехмерной обратной задачи гравиметрии, в результате реализации которой впервые была составлена трехмерная гравитационная модель земной коры территории Армении, с выявлением ее структурных особенностей.

Кроме того, использованный комплекс геолого-геофизических данных позволил представить модель структуры верхней части земной коры в виде системы блоков, разделенных глубинными разломами, по которым в течение неотектонического этапа происходило относительное перемещение блоков. Как правило, эти зоны обладают повышенной сейсмичностью и к ним приурочены гипоцентры сильных землетрясений. Следовательно, рассмотренная модель структуры верхней части земной коры может служить основой сейсмоструктурного районирования, главная задача которого – выделение сейсмогенных зон.

## ЛИТЕРАТУРА

Бабалжян А.Г., Фиданиян Ф.М., Оганесян А.О., Гаспарян Г.С. Методика и результаты построения трехмерной гравитационной модели земной коры территории Армении. В сб.: Научн. труды конф., посвященной памяти А.Г. Бабалжяна, Гюмри: Изд. "Гитутюн", 1999, с. 54-67.

Вартанян К.С., Якоби Н.М. Источники аномального теплового потока на территории Армянской ССР. Изв.

АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1995, N2, с.48-53.

Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмоструктура Армянской ССР. Ереван: Изд. ЕГУ, 1981, 236 с.

Геодакян Н.Э., Геодакян Э.Г. Анализ напряженного состояния основных сейсмоструктурных зон Армянского нагорья. Тезисы докл. юбилейн. научн. конф., посв. 35-летию основания ИГИС НАН РА, Гюмри: Изд. НАН РА, 1996, с.18-19.

Караханян А.С. Активная тектоника и сейсмичность. В кн.: Геология Севана, Ереван: Изд-во НАН Армении, 1994, с.122-128.

Карта современных вертикальных движений земной коры на территории Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши, Румынии, СССР (Европейская часть), Чехословакии. М.: ГУГК, 1986.

Научно-технический отчет: Геолого-геофизические условия очаговой зоны Спитакского землетрясения 1988 г., МГ СССР, НПО "Нефтегеофизика", М.; Арм-геолфонд, 1990, 110 с.

Оганесян А.О., Оганесян Ш.С. Повторные гравиметрические измерения с целью изучения деформаций земной коры в сейсмоактивных районах Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1986, т. XXXIX, N 5, с.17-23.

Оганесян А.О., Оганесян Ш.С., Оганесян Л.Б. Совместный анализ геофизических и геодезических данных при изучении современной динамики земной коры на территории Армении. В кн.: Комплексные геодинамические полигоны (Методика и результаты исследований). М.: "Наука", 1984, с.71-74.

Оганесян А.О. Ретроспективный анализ геодезических данных района Спитакского землетрясения. В сб. Научн. труды конф., посв. 90-летию со дня рождения академика А.Г. Назарова (1-4 июня 1998 г., г. Гюмри), Гюмри: Изд-во НАН РА, 1998, с.282-288.

Оганесян С.М., Оганесян М.Г. Регулирующие алгоритмы решения трехмерных обратных задач гравиметрии. Геофизический журнал, 1988, т.10, N1, с.21-36.

Оганесян С.М., Оганесян М.Г. Регулирующие алгоритмы решения трехмерных обратных задач гравиметрии. Геофизический журнал, 1988, т.10, N3, с.47-63.

Прилепин М.Т., Баласанян С.Ю., Баранова С.М. и др. Изучение кинематики Кавказского региона с использованием GPS технологии. М., Физика Земли, 1999, N6, с.68-75.

**ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՏԱՐԱԾՔԻ ԵՐԿՐԱԿԵՂԵՎԻ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԱ-ԴԻՆԱՄԻԿ  
ԲՆՈՒԹԱԳԻՐՆ ԸՍՏ ՀԱՄԱԼԻՐ ԵՐԿՐԱՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ՏՎՅԱԼՆԵՐԻ**

**Ս. Մ. Հովհաննիսյան, Հ. Հ. Հովհաննիսյան, Հ. Ս. Գասպարյան, Ֆ. Մ. Ֆիդանյան**

**Ա մ փ ո փ ու մ**

Երկրակեղևի վերին շերտի կառուցվածքի մոդելը ներկայացված է տարբեր չափերի բեկորների համակարգով, որոնք բաժանված են միմյանցից խորքային բեկվածքների գոտիներով: Բնութագրված է բեկորների համակարգերի կառուցվածքային առանձնահատկությունները և գնահատված է նրանց ժամանակակից երկրադինամիկական ակտիվությունը: Առավելագույն երկրադինամիկ ակտիվությամբ բնութագրվում են ծովի մակերևույթի նկատմամբ հարաբերական բարձրացված բեկորները և խորքային բեկվածքների գոտիները, որոնք ունեն ընդհանուր կովկասյան տարածում և ենթարկվում են լարվածային դաշտի սեղմման ազդեցությանը հարավ-արևմուտքից հուսիս-արևելք ուղղությամբ: Քննարկվող մոդելը և նրանում պարունակվող տեղեկությունները կարող են բավարար հիմք հանդիսանալ Հայաստանի տարածքի սեյսմատեկտոնական շրջանացման, սեյսմածին գոտիների անջատման, ինչպես նաև նրանցում սեյսմիկ վտանգի գնահատականների ճշգրտման համար:

**THE STRUCTURAL AND DYNAMIC CHARACTERISTIC  
OF THE EARTH'S CRUST OF ARMENIA'S TERRITORY BASED  
ON COMPLEX GEO-PHYSICAL DATA**

**S. M. Hovhannisian, H. H. Hovhannisian, H. S. Gasparian, F. M. Fidanyan**

**Abstract**

The structural model of the upper layer of the Earth's crust represents a system of different breaks separated by depth-break zones. The structural peculiarities of the system of breaks are described, and their modern geodynamic activity evaluated. Peak geodynamic activity is typical of breaks positioned relatively high a.s.l. and depth break zones that are common for the Caucasus and experience the impact of tension field pressure south-west – north-eastward. The considered model and information it holds may efficiently underpin seismo-mathematical zonation of Armenia's territory, separation of seismic zones, and improvement of seismic risk assessment in the zones, as well.

## РАДИОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПОЧВ ГОРОДА ЭЧМИАДЗИНА И ЕГО ОКРЕСТНОСТЕЙ

© 2005 г. А. А. Кюрегян, В. Л. Ананян

Центр эколого-ноосферных исследований НАН РА  
375001, Ереван, ул. Абовяна, 68, Республика Армения  
E-mail: ecocentr@sci.am, armensch@yahoo.com  
Поступила в редакцию 3.10.2005 г.

Объектом исследований являлись почвы г. Эчмиадзина и его окрестностей. Целью исследования было выявить радиоэкологическую ситуацию на данной территории. Во взятых образцах почв определялась общая  $\beta$ -активность, проводился  $\gamma$ -спектрометрический анализ для выявления содержаний  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ . Полученные данные позволили проследить динамику распределения  $\beta$ -активности, содержаний  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{226}\text{Ra}$  на разной отдаленности от г. Эчмиадзина

Город Эчмиадзин, один из древних городов Армении и центр Армянского духовенства, находится в центральной части Араратской котловины. Население около 30 тыс., расстояние до г. Еревана 21 км, до АЭС – около 10 км. Количество осадков в среднем 250 мм/год. Почвы – бурые, бескарбонатные, суглинистые, орошаемые.

В г. Эчмиадзине не действуют крупные производственные предприятия. В районе развито сельское хозяйство, особенно виноградарство и выращивание зерновых культур. Почвы Эчмиадзинского района бедны азотом, богаты валовым фосфатом и калием (табл. 1).

Таблица 1

Валовое содержание гумуса, питательных веществ и рН, %. (Давтян, Бабаян, 1965).

Глубина, см	Гумус, %	N, %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , %	K <sub>2</sub> O, %	рН суспензии	
					водной	солевой
0-28	2,2	0,13	0,19	1,99	7,9	6,4
28-38	1,1	0,06	0,11	1,86	7,7	6,6
50-60	0,7	0,03	0,10	1,91	8,2	7,9
110-120	0,7	0,06	0,15	2,12	-	-

Естественная радиоактивность почв определяется наличием в их составе урана, радия, тория, продуктов их распада, а также калия и рубидия. Содержание урана в бурых почвах Араратской равнины колеблется в пределах 2.6-6.0  $10^{-4}$  %. Содержание урана для слоя 0-20 см в почве из Эчмиадзина составило 32.9 Бк/кг. Основная часть соединений урана находится в слабоподвижной форме и только 8.2-21.0% приняты за подвижную, извлекаемую 2п раствором HNO<sub>3</sub> (Ананян, Погосян, 1984).

Известно, что  $\beta$ -радиоактивность почв в основном обусловлена содержанием K<sub>2</sub>O. В пахотных почвах Эчмиадзина его содержание колеблется в пределах 1.60-2.21% (п-20). В пересчете на  $^{40}\text{K}$  эти величины составляют 372-462 Бк/кг.

Радиоактивностью обладает также щелочной элемент рубидий, близкий по своим свойствам с калием. Его содержание в почве значительно ниже, чем калия – 4.1  $10^{-3}$  %, однако процентное содержание  $^{87}\text{Rb}$  в природной смеси его изотопов высокое. Отношение K/Rb по ра-

диоактивности равно 13, тогда как по количественному содержанию составляет 293 (Араратян, Ананян, 1978). В табл. 2 приведены средние содержания ЕРЭ в почвах Эчмиадзинского района.

Таблица 2

Среднее содержание ЕРЭ в пахотном слое почв Эчмиадзинского района

	$^{238}\text{U}$	$^{226}\text{Ra}$	$^{232}\text{Th}$	$^{40}\text{K}$	$^{87}\text{Rb}$	Сумма
Бк/кг	32,9	30,7	28,5	418,5	27,0	511
% от суммы	6,4	6,0	5,6	81,9	5,3	100%

Таким образом, основные естественные радионуклиды в бурых бескарбонатных, орошаемых почвах Эчмиадзинского района составили в сумме 511 Бк/кг.

Суммарная  $\beta$ -активность дает качественную характеристику уровня радиоактивности почв и может служить индикатором загрязнения окружающей среды. За естественный уровень радиоактивности почв (фон) принята величина 600 Бк/кг (Давтян, Ананян, 1963; Налбандян, Ананян, 2000). В работе "Исследования радиоактивности почв Армянской ССР" приведены некоторые показатели радиоактивности культурно-поливной почвы из г. Эчмиадзина. Для сравнения приведем эти данные (табл. 3).

Таблица 3

Суммарная  $\beta$ -радиоактивность, калий и другие нуклиды в почвах г. Эчмиадзина, Бк/кг.

Слой, см	1958 г.			1959 г.			1960 г.		
	$\Sigma\beta$	$^{40}\text{K}$	другие нуклиды	$\Sigma\beta$	$^{40}\text{K}$	другие нуклиды	$\Sigma\beta$	$^{40}\text{K}$	другие нуклиды
0-28	510	452	66.6	722	452	270	729	452	277
28-60	-	-	-	502	-	-	-	-	-
60-90	-	-	-	550	-	-	-	-	-

В 1958г. почва имела естественный уровень радиоактивности. С 1959-1960гг. началось загрязнение глобальными выпадениями. Уровень  $\beta$ -активности пахотного слоя повысился до 730 Бк/кг, доля других радионуклидов соста-

Таблица 5

Результаты измерения образцов, взятых  
в г.Эчмиадзине в 2004 г.

Пункты отбора проб	β-активность Бк/кг	<sup>137</sup> Cs		<sup>226</sup> Ra	
		Бк/кг	% от β	Бк/кг	% от β
N1	690	22,7	3,3	30,8	4,5
N2	730	24,6	3,4	40,9	5,6
N3	690	-	-	30,7	4,4
N4	770	93,0	12,1	39,7	5,2
N5	690	49,5	7,2	37,4	5,4
N6	694	37,7	5,4	31,0	4,5
N7	671	13,7	2,0	24,4	3,6
N8	657	-	-	24,9	3,8
N9	725	-	-	33,8	4,7
N10	744	40,5	5,4	38,2	5,1
Среднее	706	40,2	5,54	33,2	4,7



Рис 1. Пункты отбора проб с территории г.Эчмиадзина

Были проведены также обследования радиоактивности полевых образцов почв вдоль трасс Эчмиадзин-Шаумян (рис.2) и Эчмиадзин-Армавир (рис.3). Расстояние между пунктами составляло

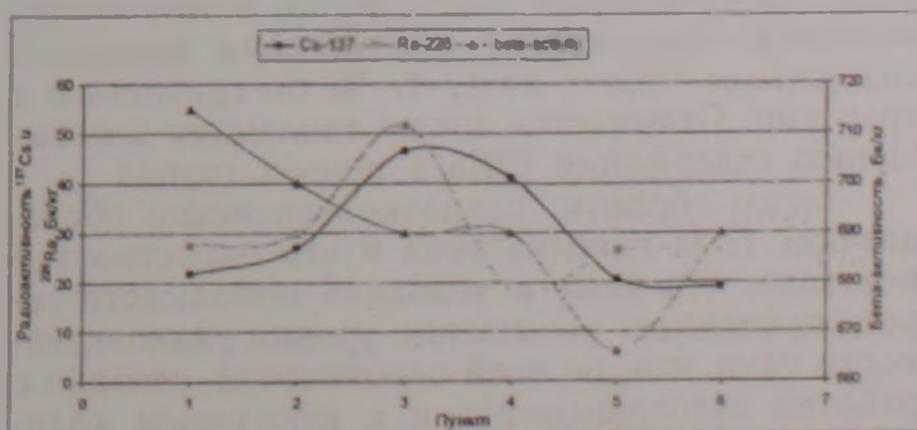


Рис 2. Результаты измерения образцов почв, взятых с трассы Эчмиадзин-Шаумян в 2004г.

вила 38%, в подпахотном слое (28-90 см) сохранился естественный уровень.

С годами уровень радиоактивности, вызванный выпадениями глобальных радионуклидов (<sup>90</sup>Sr, <sup>137</sup>Cs и других короткоживущих изотопов) снижается. Так например, по сравнению с 1969-1983гг. в г.Ереване уровень β-активности в 1989-1998гг. атмосферных выпадений снизился на 52%. Отмечается значительное снижение концентрации искусственных радионуклидов в почве за счет распада и перераспределения в биосфере (Ананян, Налбандян, 1999; Налбандян, 2005). Еще в 1991г. в 2-х образцах почв в г.Эчмиадзине измеренный уровень β-активности показал 584-592 Бк/кг. Измеренная в 1995г. в нескольких образцах почв β-активность показала следующие величины: 591, 566, 634, 622 Бк/кг, в среднем – 603, т.е. находится на фоновом уровне.

В 2003 и 2004гг. было проведено исследование радиоактивности почв города Эчмиадзина и его окрестностей. Измерение β-активности производили радиометром РКБ4-1еМ., определение <sup>226</sup>Ra и <sup>137</sup>Cs проводилось методом γ-спектрометрии на установке CANBERRA. Почвенные образцы были взяты с территории города и с мест, прилегающих к основным автодорожным трассам. Всего было взято 32 образца и проведено 96 измерений. Во взятых образцах были определены бета-активность, концентрации <sup>137</sup>Cs и <sup>226</sup>Ra. Результаты измерений показывают увеличение уровня β-активности над природным фоном.

В образцах 2003г. (табл.4) концентрации <sup>137</sup>Cs находятся в пределах 24,8-44,5 Бк/кг. Концентрация <sup>226</sup>Ra находилась в пределах 29,0-41,1 Бк/кг, β-активность – 700-756 Бк/кг.

Таблица 4

Результаты измерений образцов почв  
г.Эчмиадзина в 2003 г.

Пункт	β-актив- ность Бк/кг	<sup>137</sup> Cs		<sup>226</sup> Ra	
		Бк/кг	% от β	Бк/кг	% от β
Арм-1	738	27,6	3,7	30,9	4,2
Арм-2	700	35,0	5,0	37,5	5,4
Арм-3	756	44,4	5,8	29,0	3,8
Арм-4	750	44,5	5,9	35,4	4,7
У западного берега оз. Чайлах	712	30,4	4,3	41,1	5,8
Газон-1	718	24,8	3,5	32,8	4,6
Среднее	729	34,4	4,7	34,4	4,72

В образцах 2004г. (табл.5) наличие <sup>137</sup>Cs было выявлено в семи образцах. Концентрация <sup>137</sup>Cs колебалась в пределах 13-93 Бк/кг, среднее значение составляет 40,2 Бк/кг. Такой сильный разброс, очевидно, связан с различиями растительного покрова в точках отбора проб. Содержание <sup>226</sup>Ra колебалось в пределах 24,4-40,9 Бк/кг, β-активность – 657-770 Бк/кг.

1-2 км, образцы почв брались на расстоянии 10-20 м от дороги. Уровни бета-активности образцов почв колебались в пределах 666-715 Бк/кг, т.е. отмечается несколько повышенный уровень по сравнению с естественным (600 Бк/кг). Содержание  $^{226}\text{Ra}$  находится в пределах

одного порядка – составляет 2,7-5,6% от бета-активности. Содержание  $^{137}\text{Cs}$  также находится в пределах одного порядка – составляет 3,0-6,7% от суммарной бета-активности.

Небольшое повышение радиоактивности

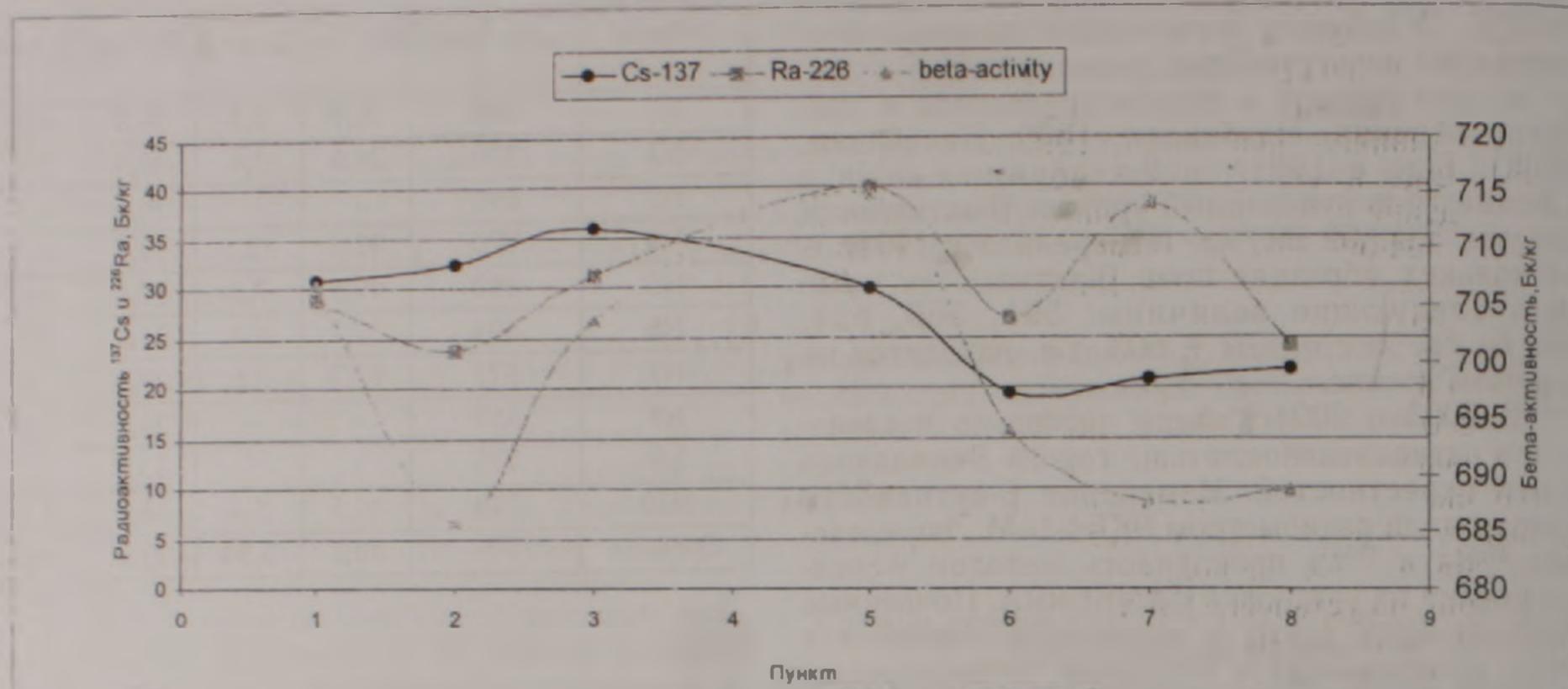


Рис 3. Результаты измерения образцов почв, взятых с трассы Эчмиадзин-Армавир в 2004г.

почв как в городе Эчмиадзине, так и вдоль трасс, по всей вероятности, связано с работой авто-

Таблица 6

Сравнение усредненных данных по городу и на трассах

	$\Sigma\beta$ , Бк/кг	$^{137}\text{Cs}$		$^{226}\text{Ra}$	
		Бк/кг	% от $\Sigma\beta$	Бк/кг	% от $\Sigma\beta$
В городе	729	34.4	4.7	34.4	4.7
	706	40.2	5.5	33.2	4.7
На трассе	692	29.3	3.1	29.9	3.7
	698	27.3	3.5	30.5	4.4

транспорта и незначительным количеством глобального  $^{137}\text{Cs}$ .

Для сопоставления мы усреднили данные, полученные на территории города и на трассах (табл. 6). Суммарная  $\beta$ -активность почв в городе несколько повышенная. Значительно повышено содержание  $^{137}\text{Cs}$  – на 17-47 % по сравнению с трассами. Отмечается также тенденция к повышению содержания  $^{226}\text{Ra}$  в почвах города.

Таким образом, радиоэкологическое обследование почв г.Эчмиадзина и его окрестностей показало, что даже в условиях небольшого города происходит повышение уровня радиоактивности почв, что, по всей вероятности, связано с работой автотранспорта и с некоторым количеством  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ .

## ЛИТЕРАТУРА

- Ананян В.Л., Налбандян А.Г. К вопросу о техногенном загрязнении почв радионуклидами. В кн.: II Международное совещание "Геохимия биосферы", посвящ. памяти А. И. Перельмана, Тезисы докладов Новосибирск, 1999, с.3-4.
- Ананян В.Л., Погосян Е.А. О содержании урана в некоторых почвах Армянской ССР. Ж. Почвоведение, 1984, N10, с.17-20.
- Араратян Л.А., Ананян В.Л. Содержание щелочных элементов (K, Na, Rb, Zr) в почвах Армянской ССР. Сообщение N19, Ин-т агрохимических проблем и гидропоники АН АрмССР. Общая и радиационная агрохимия. Агрохимические свойства щелочных элементов. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1978, с.3-31.
- Давтян Г.С., Ананян В.Л. Естественная бета- и гамма-радиоактивность некоторых почв Армении. В кн.: Исследования радиоактивности почв Армянской ССР (1958-1960гг.). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1963, с.1-62.
- Давтян Г.С., Бабаян Г.Б. Агрохимическая характеристика почв Армянской ССР. Агрохимическая характеристика почв СССР. Армянская ССР. М.: Наука, 1965, с.162.
- Налбандян А.Г., Ананян В.Л. Суммарная  $\beta$ -активность – индикатор радиоактивного загрязнения почв. В кн.: Сб. мат. Республиканской научно-практ. конференции "Перспективы экологической науки на рубеже XXI века". Изд. ЕГУ, 2000, с.24-28.

**ԷՉՄԻԱԾԶԻ ԵՎ ՆՐԱ ԱՐՎԱՐՉԱՆՆԵՐԻ ՀՈՂԵՐԻ  
ՌԱԴԻՈԷԿՈԼՈԳԻԱԿԱՆ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆ**

**Ա. Ա. Կյուրեղյան, Վ. Լ. Անանյան**

**Ա ս փ ո փ ո ս մ**

Կատարված հետազոտությունները հնարավորություն տվեցին դիտարկել  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{226}\text{Ra}$  և գումարային  $\beta$ -ակտիվության բաշխումը ք. Էջմիածնի հողերում 2003, 2004 թթ. և հիմնական մայրուղիների երկայնքով 2004 թ.: Կարելի ասել, որ նույնիսկ ոչ մեծ քաղաքի պայմաններում տեղի է ունենում ռադիոակտիվության մակարդակի ավելացում համեմատած շրջակայքի հետ: Այսպիսով  $^{137}\text{Cs}$  – ի պարունակությունը զգալի բարձր է՝ 17-47 %, նկատվում է  $^{226}\text{Ra}$  – ի պարունակության աճ,  $\beta$ -ակտիվության մակարդակների տարբերությունը չնչին է: Ամենայն հավանականությամբ այդ աճը կապված է ավտոտրանսպորտի աշխատանքի և որոշակի քանակությամբ  $^{137}\text{Cs}$  ներհոսքի հետ:

**RADIOECOLOGICAL STUDY OF THE SOILS  
OF ETCHMIADZIN AND ITS ENVIRONS**

**A. A. Kyureghyan, V. L. Ananyan**

**Abstract**

The study object was the soil of Etchmiadzin and its environs. The research was aimed to the establishment of radioecological status of the study area. Gross  $\beta$ -radioactivity was measured, and  $\gamma$ -spectrometric analysis performed to identify concentrations of  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{226}\text{Ra}$  and other  $\gamma$ -nuclides. The dynamics of gross  $\beta$ -radioactivity level and  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{226}\text{Ra}$  concentration distribution were traced in direction of roadways.

## ПОВЕДЕНИЕ ОСТАТОЧНОЙ ПРОЧНОСТИ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ ПРИ ПОВТОРНОМ ВИБРАЦИОННОМ ВОЗДЕЙСТВИИ

© 2005 г. С. Р. Месчян\*, К. А. Таслагян\*\*

\*Институт механики НАН РА  
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24б, Республика Армения

\*\*Институт геологических наук НАН РА  
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения

E-mail: roubenhar@web.am

Поступила в редакцию 28.07.2005 г.

В статье приведены результаты исследований поведения глинистых грунтов под вибрационным воздействием. Установлено, что по мере возрастания величины нормального напряжения  $\sigma_z$  имеет место уменьшение как амплитуды, так и ускорения крутильных колебаний. Опыты показали, что при всех трех последовательных циклах испытания образцов на вибрационное воздействие виброостаточная и остаточная прочности грунтов  $\tau_{res}$  практически остаются неизменными, а после прекращения вибрационных воздействий остаточная прочность образцов практически восстанавливается полностью.

Прочностные свойства глинистых грунтов при динамических воздействиях вообще, при вибрационных воздействиях в частности, в отличие от песчаных, исследованы очень слабо, несмотря на их большое теоретическое и практическое значение. В этом плане представляет особый интерес не только вопрос изменчивости прочностных свойств глинистых грунтов под действием вибрационных воздействий, но и их послевибрационное поведение. Чтобы ответить на этот вопрос нами исследовано влияние вибрационного воздействия на остаточную прочность  $\tau_{res}$  указанных грунтов, причем при трехкратном вибрационном воздействии.

Осуществлено испытание трех различных глинистых грунтов – глины и двух суглинков на прочность методом закручивания образцов диаметром  $d=101$  мм, высотой  $h=24$  мм на устройстве М-11 (Месчян, 1997) в кинематическом режиме – в режиме контроля крутящих моментов  $M_{tor}$  (касательных напряжений  $\tau$ ).

Из каждого грунта испытаны на прочность шесть образцов-близнецов нарушенного сложения, физические свойства после испытания которых приведены в табл.1.

остаточная прочность образца  $\tau_{res}$ , а после стабилизации крутящего момента (касательного напряжения), без прекращения закручивания он подвергался воздействию крутильных колебаний, создаваемых кривошипно-шатунным вибратором (Таслагян, 2004) при вращении электродвигателя со скоростью 1750 оборотов в минуту.

Как было отмечено выше, образцы грунтов подвергались трехкратному вибрационному испытанию. Вибрационные воздействия на образцы чередовались минутным отдыхом, опять без прекращения процесса их закручивания. При этом фиксировались крутящие моменты как при отсутствии вибрационного воздействия, так и в процессе его воздействия. При вибрации замерялись также амплитуды крутильных колебаний на наружных гранях образцов виброизмерительным прибором ВИП-2.

Остаточные прочности образцов грунтов, зафиксированные в трех циклах воздействия крутильных колебаний, после определения остаточной прочности  $\tau_{res}$  в кинематическом режиме обозначены  $\tau_{res,vib1}$ ,  $\tau_{res,vib2}$  и  $\tau_{res,vib3}$ . Остаточные прочности образцов, зафиксированные между циклами вибрационного воздействия (при прекраще-

Показатели физических свойств испытанных грунтов

Таблица 1

Наименование грунта	$\rho_s$	$W_L$	$W_P$	$I_P$	$\sigma_z = 0,1$ МПа		$\sigma_z = 0,2$ МПа		$\sigma_z = 0,3$ МПа	
					$\rho$	$w$	$\rho$	$w$	$\rho$	$w$
Глина	2.70	0.522	0.218	0.304	1.888	0.350	1.920	0.333	1.965	0.306
Суглинок 1	2.73	0.294	0.137	0.157	2.124	0.196	2.164	0.187	2.196	0.175
Суглинок 2	2.73	0.218	0.121	0.097	2.175	0.166	2.178	0.163	2.197	0.160

Образцы-близнецы грунтов перед испытанием на прочность подвергались двухнедельному уплотнению под действием нормальных напряжений  $\sigma_z = 0.1; 0.2$  и  $0.3$  МПа. Повторность опытов двухкратная.

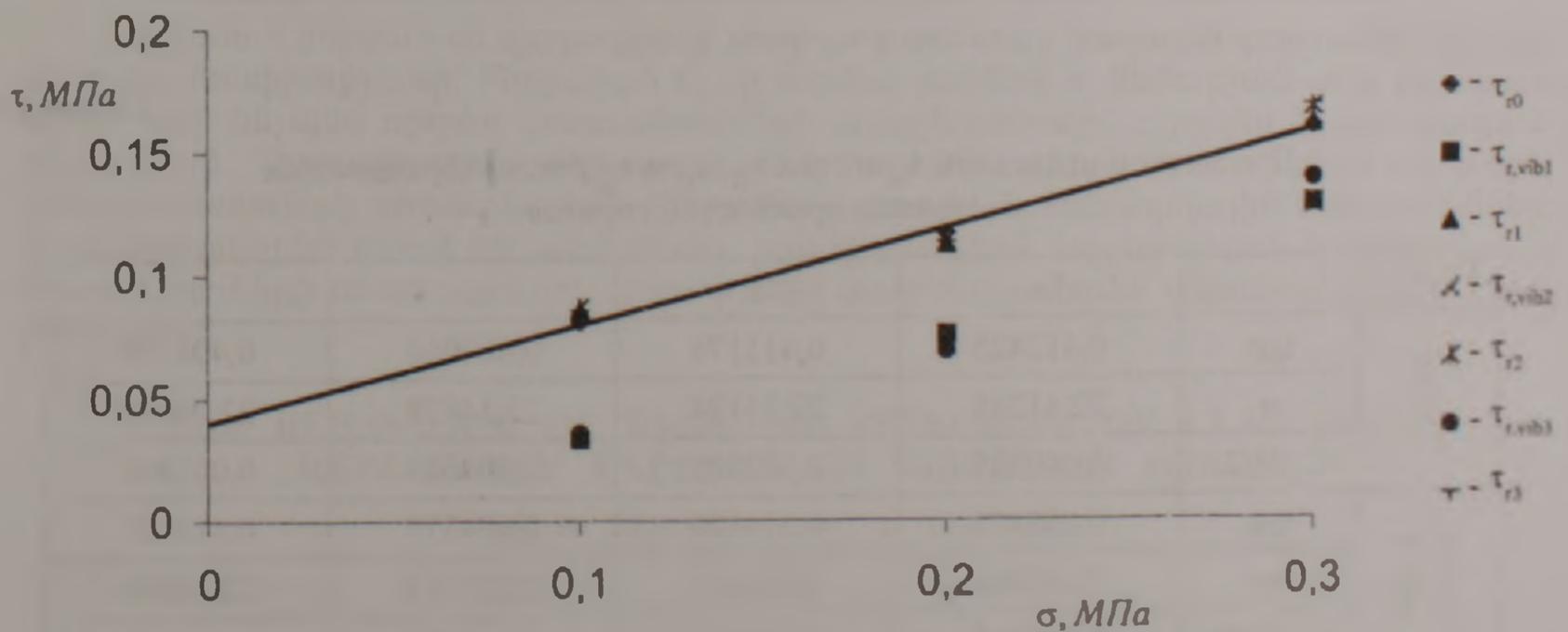
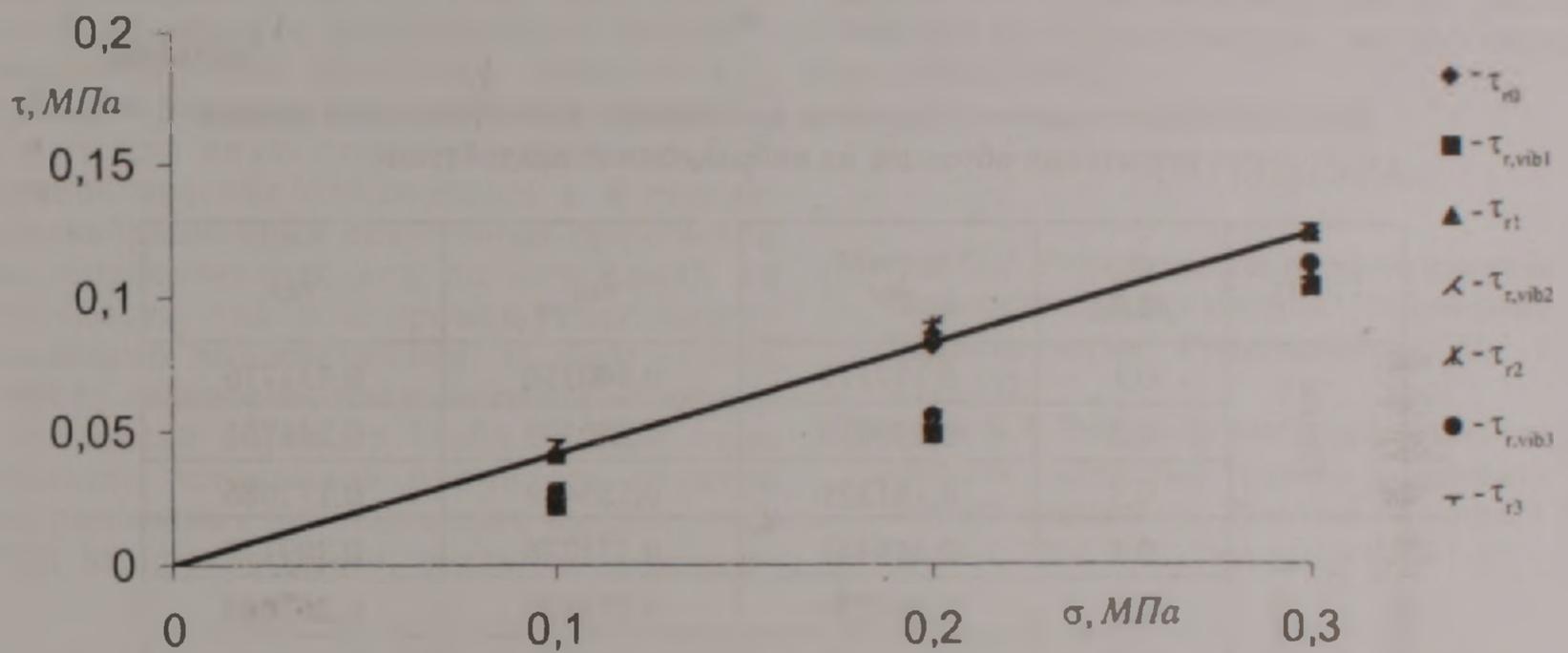
Испытание каждого из образцов под действием отмеченных выше нормальных напряжений  $\sigma_z$  осуществлялось закручиванием со скоростью 4.4 градуса в минуту. В начале определялась

начальная остаточная прочность  $\tau_{res}$ , а после стабилизации крутящего момента (касательного напряжения), обозначены  $\tau_{res,1}$ ,  $\tau_{res,2}$  и  $\tau_{res,3}$ .

Результаты испытания образцов грунтов приведены в табл.2 и на рис.1,2,3. На рисунках сплошными линиями показаны диаграммы начальной остаточной прочности  $\tau_{res}$  испытанных грунтов. На этих же рисунках разными обозначениями отмечены данные остаточных прочностей, зафиксированные как при вибрационных воз-

## Данные остаточной прочности испытанных образцов грунтов

Грунт	$\sigma_{22}$ МПа	$\tau_{r0}$ МПа	$\tau_{r,vib1}$ МПа	$\tau_{r1}$ МПа	$\tau_{r,vib2}$ МПа	$\tau_{r2}$ МПа	$\tau_{r,vib3}$ МПа	$\tau_{r3}$ МПа
Глина	0,1	0,041875	0,022230	0,041975	0,027410	0,043550	0,028095	0,046750
	0,2	0,082195	0,049065	0,086535	0,054280	0,089770	0,055520	0,090640
	0,3	0,124360	0,104310	0,124210	0,109235	0,124960	0,112270	0,127580
Суглинок 1	0,1	0,081295	0,033600	0,085230	0,033600	0,086525	0,035665	0,085850
	0,2	0,116445	0,075980	0,112315	0,071150	0,113475	0,068515	0,113475
	0,3	0,159990	0,128735	0,161050	0,128105	0,167400	0,138880	0,168975
Суглинок 2	0,1	0,069955	0,024685	0,074625	0,022640	0,072625	0,021960	0,071285
	0,2	0,137215	0,099905	0,137780	0,107410	0,139995	0,107405	0,141075
	0,3	0,180555	0,147660	0,180030	0,149270	0,177395	0,149830	0,179500



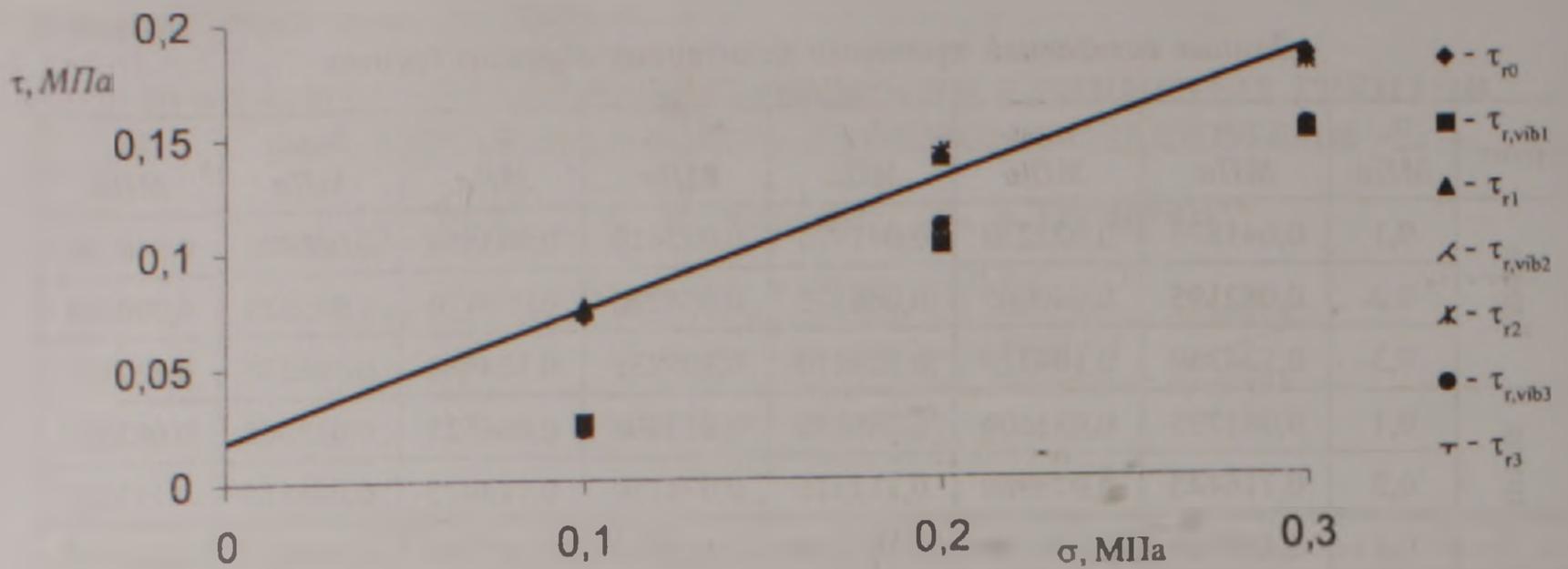


Рис 3. Диаграмма остаточной прочности суглинка 2.

действиях, так и после их прекращения.

Данные об относительных ускорениях крутильных колебаний  $J_0 = J_s / g$  ( $g$  – ускорение силы

тяжести), под действием которых осуществлены три цикла испытаний образцов грунтов, приведены в табл.3, а данные показателей остаточной

Таблица 3

Данные относительного ускорения крутильных колебаний трех циклов испытания образцов на вибрационное воздействие

Грунт	$\sigma_n$ МПа	$J_{0,1}$	$J_{0,2}$	$J_{0,3}$
Глина	0,1	0,397179	0,440350	0,431716
	0,2	0,259030	0,250395	0,241761
	0,3	0,181321	0,155418	0,172686
Сугли- нок 1	0,1	0,414447	0,371276	0,397179
	0,2	0,207224	0,233127	0,267664
	0,3	0,142466	0,164052	0,138149
Сугли- нок 2	0,1	0,388544	0,405813	0,405813
	0,2	0,224492	0,189955	0,207224
	0,3	0,120880	0,107929	0,120880

Таблица 4

Показатели начальной  $\tau_0$  и трех  $\tau_{r1}$ ,  $\tau_{r2}$  и  $\tau_{r3}$  послевибрационных остаточных прочностей грунтов

Грунт		$\tau_0$	$\tau_{r1}$	$\tau_{r2}$	$\tau_{r3}$
Глина	$tg\varphi$	0,412425	0,411175	0,407050	0,404150
	$\varphi$	22,41248	22,35124	22,14878	22,00610
	$C, МПа$	0,000325	0,002005	0,004683	0,007493
Сугли- нок 1	$tg\varphi$	0,393475	0,379100	0,404375	0,415625
	$\varphi$	21,47840	20,76172	22,01718	22,56899
	$C, МПа$	0,040548	0,043712	0,041592	0,039642
Сугли- нок 2	$tg\varphi$	0,553000	0,527025	0,523850	0,541075
	$\varphi$	28,94259	27,79035	27,6478	28,41671
	$C, МПа$	0,018642	0,025407	0,025235	0,022405

прочности образцов грунтов ( $C, \varphi, \operatorname{tg}\varphi$ ) – в табл.4.

Анализ данных экспериментальных исследований остаточной прочности  $\tau$ , трех различных глинистых грунтов, осуществленных испытанием образцов в кинематическом режиме с воздействием крутильных колебаний показывает что при всех других равных условиях показатели прочности существенно зависят как от величины уплотняющего нормального напряжения  $\sigma$ , так и от физических свойств и гранулометрического состава материала исследования. При приложении к образцам грунтов крутильных колебаний с одинаковой частотой, по мере возрастания величины нормального напряжения  $\sigma$  имеет место уменьшение как амплитуды, так и ускорений крутильных колебаний. При этом, если при возрастании нормального напряжения  $\sigma$  от 0.1 до 0.2 МПа ускорение крутильных колебаний глины при первом цикле вибрирования снизилось примерно в два раза, то суглинков – в три раза (табл.3).

Опыты показали, что во всех трех циклах испытания образцов на вибрационное воздействие виброостаточная прочность грунтов  $\tau_{r,vib}$  практически оставалась неизменной – она изменялась в ту или иную сторону в пределах 5%. Аналогичное явление наблюдалось и в поведении послевибрационных остаточных прочностей грунтов, определенных как до испытания на вибропрочность, так и в промежутках между вибрационными воздействиями. В этом случае имело место некоторое, несущественное возрастание прочности образцов (табл.2). При этом изменимость остаточной прочности грунтов как при приложении вибрационных воздействий, так и при их прекращении, независимо от дли-

тельности вибрации, протекала исключительно быстро. После прекращения вибрационных воздействий остаточная прочность образцов практически восстанавливалась полностью (табл.4).

Опыты показали также, что изменимость остаточной прочности грунтов при всех других равных условиях зависит от вида грунта. Например, при равных значениях ускорений крутильных колебаний  $J_0=0.4g$  и  $\sigma=0.1$  МПа (рис.2,3) остаточная прочность глины снизилась примерно в два раза, а суглинков – примерно в три раза. Это значит, что по мере уменьшения глинистости грунта – при переходе от глины к суглинкам влияние вибрационного воздействия значительно возрастает.

Привлекают внимание результаты виброостаточной прочности грунтов, определенные под действием небольших нормальных напряжений, например при  $\sigma_z=0.1$  МПа. Судя по диаграммам сопротивления сдвигу суглинков (рис.2 и 3) при  $\sigma_z=0.05$  МПа, вибрационные воздействия при  $J_0=0.4g$  должны привести к полной потере прочности этих грунтов вследствие их разжижения. Это только предположение, которое нуждается в подтверждении.

## ЛИТЕРАТУРА

- Месчан С.Р. Устройство для определения реологических свойств глинистых грунтов. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. М.: 1997, №1, с.121-127.
- Таслагян К.А. Вибратор для определения прочностных свойств глинистых грунтов в условиях динамического воздействия. Вестник строителей Армении. Ереван, 2004, №4, спец. выпуск, с.11-13.

## ԿԱՎԱՅԻՆ ՓԵՏՆԱՀՈՂԵՐԻ ՄԱՅՈՐԴԱՅԻՆ ԱՄՐՈՒԹՅԱՆ ՎԱՐՔԸ ԿՐԿՆԱԿԻ ՎԻՐՐԱՅԻԱՅԻ ԱՁԴԵՑՈՒԹՅԱՆ ԴԵՊՔՈՒՄ

Ս. Ռ. Մեսչյան, Կ. Ա. Թասլագյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում բերված են վիբրացիայի ազդեցության տակ կավային գետնահողերի վարքի ուսումնասիրությունը: Պարզված է, որ նորմալ լարման  $s_z$  մեծության աճի ժամանակ տեղի ունի ինչպես ոլորող տատանումների ամպլիտուդայի, այդպես էլ արագացման փոքրացում: Վիբրացիայի ազդեցության տակ փորձանմուշների փորձարկման բոլոր երեք ցիկլերի ժամանակ գետնահողերի վիբրոմնացորդային և մնացորդային ամրությունները փորձնականորեն մնում են անփոփոխ, իսկ վիբրացիոն ազդեցության դադարեցումից հետո նմուշների մնացորդային ամրությունը փորձնականորեն վերականգնվում է ամբողջովին:

## THE BEHAVIOUR OF RESIDUAL INTEGRITY OF CLAY SOILS REPEATEDLY EXPOSED TO VIBRATION IMPACT

S. R. Meschyan, K. A. Taslagyan

Abstract

The article highlights the research outcomes for behavior of clay soils exposed to vibration. As established, the increase in standard tension value  $s_z$  entails the decrease of amplitude and acceleration of rotation fluctuations. The tests evidence that during the three successive cycles of sample testing for vibration, vibro-residual and residual integrity of soils  $\tau_{r,vib}$  remain practically unchangeable, and after ceasing the vibration impact, residual integrity of samples practically whollys rehabilitates.

## НЕУТОМИМЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ (К 200-ЛЕТИЮ ГЕРМАНА АБИХА)

© 2005 г. Р. А. Мандалян

Институт геологических наук НАН РА  
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
E-mail: roubenhar@web.am  
Поступила в редакцию 28.07.2005 г.



Уроженец Берлина Герман Вильгельмович Абих с ранних лет питал интерес к природным явлениям и путешествиям, чему способствовало его близкое окружение: отец – горный советник, дед – известный химик и дядя, Юлий Клапрот – знаменитый путешественник-ориенталист и знаток народностей Кавказа. Именно это привело одаренного юношу на

физико-математическое отделение философского факультета Берлинского Университета, где в числе его наставников оказались видные ученые первой половины 19 века: Георг Гегель (философия), Леопольд Бух и Александр Гумбольдт (геология), Карл Риттер (география), Леопольд Ранке (история). В 1831 году Абих защищает диссертацию на минералогическую тему, а затем уезжает на три года в Италию для изучения потухших и действующих вулканов. Уже в то время у него стали проявляться такие качества исследователя, как тонкая наблюдательность и строгость в подборе фактов, целеустремленность и самоотверженность. По свидетельству очевидцев-проводников, при 5-6-минутных перерывах в деятельности вулкана Стромболи, пренебрегая опасностью, Абих в одиночку перебежал от одного участка кратера к другому для отбора проб и полноты наблюдений. По возвращению из Италии он публикует серию статей по вулканизму, которые приносят ему европейскую известность. Они были богато иллюстрированы детальными разрезами и великолепными зарисовками. Забегая вперед, отметим, что рисунки всегда усиливали научное значение работ Абиха, делая их легко воспринимаемыми.

В начале 40-ых годов позапрошлого столетия русское правительство приглашает Германа Абиха на должность профессора кафедры минералогии в Дерптском (Тартуском) университете. Этому способствовали высокая репутация и рекомендация ученого-геолога Александра Гумбольдта. А спустя два года Петербургский корпус Горных инженеров предлагает Абиху изучение крупной природной катастрофы, имевшей место на Большом Арарате в 1840г. Поясним, что при этом изменилась топография библейской горы, и было уничтожено село Акори, расположенное по ее северным склонам. Ученый отозвался на предложение и в марте 1843г. представил док-

ладную записку с обзором геологии и геоморфологии Армянского нагорья, основанном на скудных и отрывистых данных предшественников-натуралистов и пионеров-геологов. Затем он составил подробный план экспедиции и попросил помощника из числа выпускников Горного института. Им оказался горный инженер-поручик Виктор Соколов. Незадолго до отъезда из Петербурга Абих беседует с католиком Нерсесом Аштаракеци, передавшим ему ряд рекомендательных писем. По прибытию в Тифлис ученый встречается с губернатором Закавказского края генералом Нейдгардтом, который оказывает помощь в организации экспедиции и предлагает включить в ее состав Хачатура Абовяна. Абих знал о его восхождении на Арарат в составе экспедиции Ф Паррота (1829г.) и поэтому с радостью соглашается. На этом этапе их сотрудничество продолжается до ноября 1844г. Готовясь к восхождению, экспедиция обходит смежные участки Армянского нагорья и в июне достигает города Маку. Получив разрешение баязетского паши, Абих намеревается посетить район озера Ван, но, обеспокоенный происками местных разбойников, возвращается к северо-восточным склонам библейской горы и, проведя здесь детальные исследования, снова направляется в Маку. С августа до начала сентября того же года экспедиция Абиха (при участии Х.Абовяна) совершает три попытки восхождения на Арарат, но каждый раз участникам не удается подняться на вершинную часть горы ввиду обильного снегопада и града. Вероятно, поэтому ученый не высказал твердого мнения о природе катастрофы 1840 года, хотя с самого начала придерживался сейсмической версии. В конце июля 1845 года он покорил вершину горы и уверенно причислил катастрофу к разряду землетрясений. В качестве переводчика на сей раз Абиха сопровождал ученик Абовяна – Петрос Шароян.

Так произошло восхождение Германа Абиха на высочайшую вершину Армянского нагорья, положившее начало его плодотворнейшей, поистине героической деятельности, продолжавшейся свыше 30 лет. Для Абиха это была пора выполнения профессионального долга, самовыражения, познания красот природы и творческого удовлетворения. Не оставив без внимания ни один из узловых геологических вопросов, неутомимый исследователь прошел огромные расстояния от озера Урмия и верховьев р. Евфрат к Карину (Эрзеруму) и Карсскому плато; от Джавахетии и Алавердского рудного поля до Сюникского нагорья, Нагорного Карабаха и Нахичевани.

Первая сводная работа, подытоживающая ранний этап исследований, появилась в 1859г., а.

спустя восемь лет, возникла более детальная сводка, посвященная территории междуречья Куры и Аракса. Переехав затем в Вену (1876г.), выдающийся исследователь постоянно возвращается к кавказским материалам, публикует статьи и монографии. В их числе сводный труд "Geologische Forschungen in den Kaukasischen Landern", первые две части которого были изданы при жизни Абиha (1878, 1882) и были удостоены медали Русского географического общества. Позже была издана третья часть, подготовленная к печати Эдуардом Зюссом. Четвертая часть его работы осталась неизданной, но ее материал был использован Э.Зюссом в его труде "Das Antlitz der Erde". С 1845 года труды Абиha стали издаваться в российской печати: Горном журнале, Записках Академии наук и Географического общества, Трудах Кавказского горного бюро и других геологических сборниках. Из этой серии особый интерес представляет "Геология Армянского нагорья. Западная и Восточная часть. Орографическое и геологическое описание". (Перевод Г.З.Коленко. Записки Кавказского отд. Русск. геогр. общ-ва, 1899, кн.21, с.111, 1-202, карты, 1902, т.23, с.1-67).

Всего по Малому Кавказу и сопредельным площадям Абихом было опубликовано свыше 30 работ.

Абиh первый начал проводить геологическое картирование Армянского нагорья с охватом смежных участков Грузии, Ирана и Турции, что позволило ему создать схематическую геологическую карту большей части этой территории в М 1:420.000 (10 верст в дюйме) с многочисленными разрезами и панорамами. При этом было выделено 28 различных стратиграфических единиц — от палеозоя до плиоцен-четвертичных образований. Карта явилась выдающимся достижением в области геологической картографии, многие десятилетия оставаясь основным источником информации для проведения изысканий и обобщений. Поскольку Абиh постоянно брал с собой в экспедиции аппаратуру для геодезических измерений, его топографические основы для картирования отличались максимальной точностью.

Весьма важно и то обстоятельство, что Абиh на должном уровне разобрался в вопросах стратиграфии Армянского нагорья, начиная от палеозоя и в особенности детально — мезокайнозоя, чему способствовали личные палеонтологические исследования по определению различных групп организмов: брахиопод, мшанок, губок, кораллов, морских ежей, криноидей, аммонитов, пелеципод, гастропод. Впоследствии некоторая часть фауны из его коллекции изучалась другими исследователями, в их числе В.Меллером (1879), М.Неймаром и В. Улигом (1892), В.В.Богачевым (1913, 1936), А.Д.Миклуха-Маклаем (1947) и тем самым она послужила разработке стратиграфии Малого Кавказа и сопредельных областей. Абиh первый указал на развитие здесь отложений триаса (1878) и юры (1856, 1873). В составе последних он констатировал широкое развитие верхней юры в Северной и Южной Армении. Примечательно, что он впервые упоминает о наличии оксфорда в Алавердском районе (1856). В Сюникской области им фаунистически обоснован верхнеюрский воз-

раст карбонатного массива горы Тапасар и мраморизованных известняков в ущелье р.Воротан.

Из значительных достижений Абиha отметим выделение рудисто-гастроподовых известняков турона в долине р.Веди, выявление большого развития на северо-востоке Армении известняков и мергелей сенона. Заслугой Абиha является обнаружение ургонских известняков с фауной рудистов и гастропод в Сюнике, на правом берегу р.Воротан и по водоразделу Халадж-Кашуни. В первом пункте он заметил скопления травертинов и активное проявление разломной тектоники. Установив присутствие в мезозое Малого Кавказа значительного количества вулканических продуктов, он справедливо отмечает большие трудности, возникающие при стратиграфическом расчленении и корреляции подобных толщ. Вероятно, здесь имелись в виду скудность фауны и несоизмеримость в скоростях накопления осадочных и вулканических продуктов.

Абихом приводятся интересные данные по мезозойской палеонтологии Нагорного Карабаха (1867). Здесь он обосновал развитие отложений кимериджа, титона и мела, а в особенности детальные исследования провел в Мартунинском синклинории, включая прилегающую часть Шушинского плато. На основании тщательной палеонтологической обработки богатой фауны, включая нуммулиты, Абиh установил нижнеолигоценовый возраст песчано-глинистых отложений Приереванского района (Шорахпюр-Вохчаберд). Важное значение имеет работа Абиha, посвященная соленосным отложениям пограничных районов Армении, Ирана и Турции (1857). Он относил соленосную формацию к средней-верхней части миоцена. В настоящее время эта точка зрения разделяется большинством геологов. Таковы основные итоги кропотливых исследований Абиha в области стратиграфии Закавказья и сопредельных областей. Впоследствии его палеонтологическое наследие широко использовалось несколькими поколениями армянских геологов (К.Н.Паффенгольц, А.Т.Асланян, А.А.Габриелян, А.А.Атабекян, В.Т.Акопян, Н.Р.Азарян, М.С.Абрамян, Р.А.Аракелян, П.М.Асланян, С.А.Бубикян, С.М.Григорян, Ю.А.Мартirosян, Н.А.Саакян). При разработке стратиграфических схем фанерозоя Армении Абиh постоянно стремился к полноценному изучению состава горных пород — сам пользовался микроскопом, а другую часть шлифов отправлял на просмотр знаменитому петрографу Бекке. Ученый проводил механическое разделение обломочных накоплений, был искусным химиком-аналитиком. Он упоминает о развитии гнейсов, амфиболитов и мраморов в глубоких ущельях южных отрогов Памбакского хребта, систематизирует разные группы магматических пород, придавая важное значение полевым шпатам. Герман Абиh был опытным вулканологом. Судя по превосходным зарисовкам потоков "пиллоу"-лав, он раньше многих европейских геологов разобрался в механизме их формирования. Так, на рисунке 1 им отчетливо зафиксировано приспособление нижней части вновь образованных сферонидов к микрорельефу, созданному уже остывшими подушками. Из этого можно заключить, что Абиh рассматривал подушечное строение как

результат подводного расщепления потока на полупластические сфероидальные составляющие.

Значительное внимание он уделял полезным ископаемым каждого изученного региона, характеризуя их и указывая на возможности практического использования. В большей мере это относится к месторождениям цветных металлов. В работах по Алавердскому району и Сомхетии Абих пишет о наличии медного оруденения и отмечает



Рис 1. Полисферический диабаз-порфирит (по Абиху) у Аспинзы, в долине р Куры. Зарисовка.

его значительные перспективы, приводит некоторые данные о содержании благородных металлов. Указывая на продолжение минерализации к востоку, он предполагает важную роль кварцевых порфиров в ее локализации по северо-восточным склонам Малого Кавказа. Абих быстро распознал значение антиклинальных структур в образовании рудной минерализации.

Формирование тектонических структур он объяснил поднятиями, обусловленными действием плутонических сил, придавая при этом важное значение самой магме, играющей активную роль в создании лика Земли.

Из неметаллических полезных ископаемых наибольшее его внимание привлекали залежи каменной соли, которым он дает подробную характеристику, а также мраморизованных известняков, травертинов и диатомитов. Отмечая высокое качество шущинских известняков, Абих связывает быстрое развитие города с их широким использованием в строительном деле. А описывая литографские известняки Нагорного Карабаха, он параллелизует их с аналогичными образованиями Золенгофена (Бавария). Абих интересовался минеральными водами и подчеркивал их приуроченность к тектонически ослабленным зонам. Он зафиксировал повышенную бороносность источников у озера Урмия (1862).

Таким был творческий потенциал выдающегося исследователя, и для осознания его необъятности добавим, что в эти же годы Абих плодотворно работал в зоне Главного Кавказского хребта и его северо-западного и юго-восточного погружений, а также на других площадях. По этим территориям им написана серия работ, в их числе "Объяснение геологического строения разреза северного склона Кавказа от Эльбруса до Бештау" (1852). Он дал объяснение образованию грязевых вулканов Тамани и Южного Закавказья и выявил связь нефтепроявлений Кавказа с приподнятыми частями геологических структур. Многогранная научно-практическая деятельность Абиха оказала влияние на развитие ряда отраслей геологической науки и становление некоторых ее принципов.

В процессе геологических изысканий он занимался также гляциологией, гидрологией, кли-

матологией, геоботаникой и археологией. В его работах приведены сведения о расположении горных хребтов, характере рельефа, границах снеговой линии, колебаниях уровня воды в горных реках, уклоне их русел. С геоботанических позиций интересны его наблюдения по смене растительности с высотой местности, климатическими и другими условиями. В краткие перерывы между полевыми изысканиями Абих уезжает в Европу и выступает с докладами о геологическом строении Кавказа, которые вызывают огромный интерес и прения в научных обществах. За выдающиеся успехи в 1853г. он избирается ординарным академиком Петербургской Академии наук, а в 1866г. — ее почетным академиком.

С самого начала пребывания на Армянском нагорье Абиха стали привлекать архитектурные и исторические ценности. После посещения Ани он в январе 1845г. обращается с письмом к президенту Петербургской Академии наук, которым призывает создать экспедицию по изучению этого крупного очага средневековой цивилизации. Сам же не упускает возможности зарисовать очередной армянский храм и другие строения. Абиху принадлежит превосходный рисунок древнего монастыря Сурб-Степанос на правом берегу Аракса у Джульфы. А в 1879г. в книге "Пятый археологический съезд в Тифлисе" была опубликована статья Абиха о древней столице Армении — Ани объемом 25 с. и с превосходными зарисовками автора. В письмах родителям и сестрам он рассказывает о буднях возглавляемой им экспедиции, друзьях и соратниках, исторических ценностях и красотах армянской природы. Абиха очень беспокоит таинственное исчезновение Хачатура Абовяна, в связи с чем он неоднократно обращается с запросами к местным властям и католику Нерсесу Аштаракети. Впоследствии эти письма были опубликованы его вдовой Аделаидой Гесс, однако долгие годы оставались неизвестными многим биографам Абиха. До армянского читателя они дошли в деталях благодаря статье Альберта Мушегяна "Герман Абих и Абовян" (Гитутюн ев Техника, N12 (268), декабрь 1985).

Научное наследие Германа Абиха помогло нескольким поколениям кавказских геологов в познании строения этого сложного участка земной коры. Многие десятилетия его мнение по этому региону считалось решающим, а некоторые положения остаются незыблемыми и к настоящему времени. И не удивительно, что последователи Абиха окрестили его почетным титулом "отца геологии Кавказа". А целой плеяде известных геологов — представителей следующих поколений достижения Абиха помогли в осуществлении крупных обобщений, региональных сопоставлений и корреляций. В их числе Э.Зюсс, Ф. Левинсон-Лессинг, Ф. Освальд, И. Мушкетов, Э. Арган, К. Паффенгольц, П. Бонне, Б. Мефферт, Л. Варданянц, В. Ренгартен, С. Авдалян, Т. Джрбашян, А. Асланян, А. Габриелян, Е. Милановский, А. Джанелидзе, Г. Дзоценидзе, В. Хайн, Э. Шихалибейли.

Воздавая должное неутомимому исследователю Кавказа Герману Вильгельмовичу Абиху (1806-1886), поставим его в один ряд с виднейшими учеными-геологами 19-го века — Эли де Бомоном, Р. Мурчисоном, Э. Зюссом, А. Карпинским.