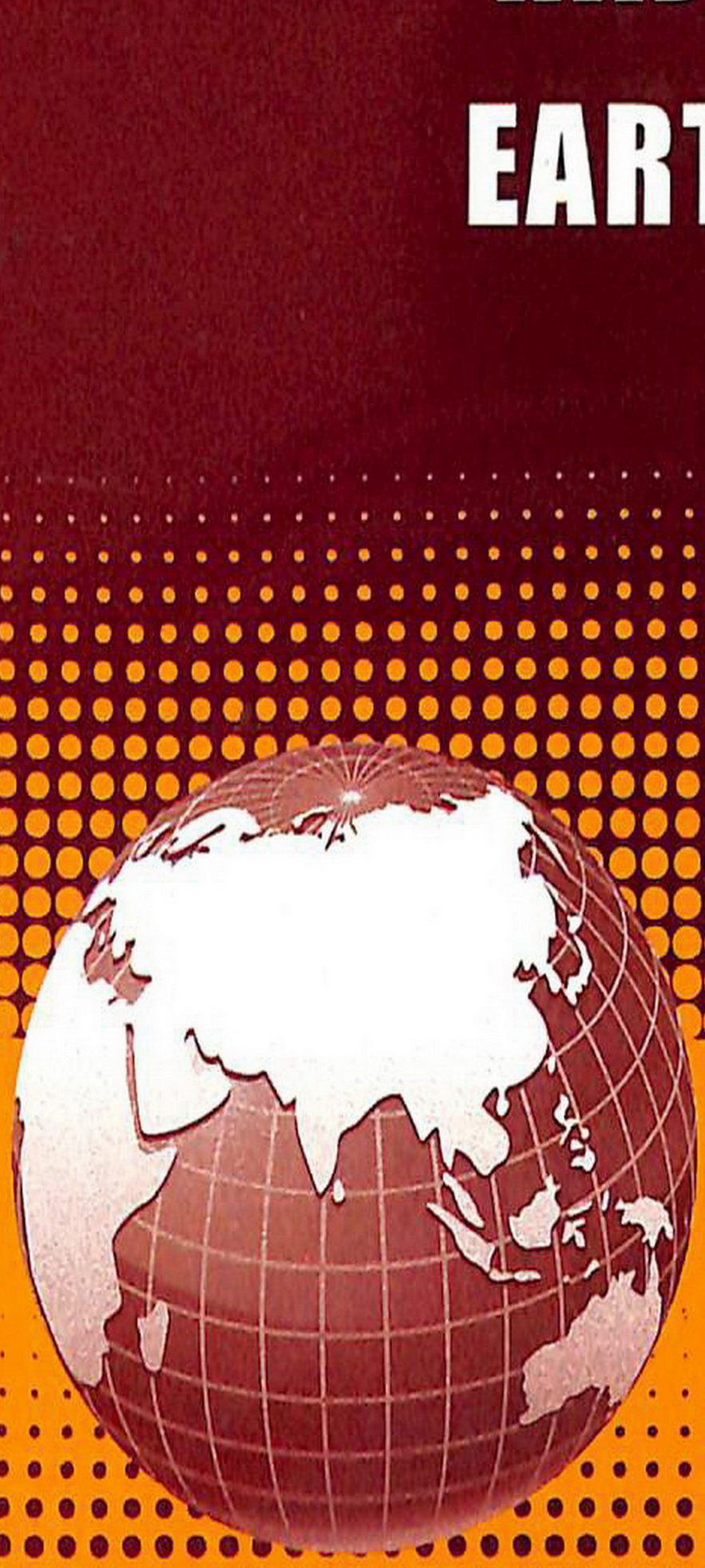
ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ
PROCEEDINGS OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF ARMENIA

ISSN 05[illegible]5-961X

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



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

Պատասխանատու խմբագիր՝
Բ. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

Պատասխանատու խմբագրի տեղակալներ՝
Ռ. Տ. ՋՐԲԱՇՅԱՆ, Ա. Ս. ՖԱՐԱՄԱԶՅԱՆ

Պատասխանատու քարտուղար՝
Է. Ս. ՌՈՍՏՈՄՈՎԱ

Խմբագրական կոլեգիա՝

Պ. Գ. ԱԼՈՅԱՆ, Շ. Հ. ԱՄԻՐՅԱՆ, Ա. Լ. ԱՆԱՆՅԱՆ,
Վ. Ռ. ԲՈՅՆԱԳՐՅԱՆ, Ս. Ս. ԴԱՐԲԻՆՅԱՆ, Ս. Մ. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ,
Ռ. Լ. ՄԵԼՔՈՆՅԱՆ, Ռ. Տ. ՄԻՐԻՋԱՆՅԱՆ, Ս. Ն. ՆԱԶԱՐԵԹՅԱՆ,
Մ. Ա. ՍԱԹԻԱՆ

Ответственный редактор
Б. К. КАРАПЕТЯН

Заместители ответственного редактора
Р. Т. ДЖРБАШЯН, А. С. ФАРАМАЗЯН

Ответственный секретарь
Э. С. РОСТОМОВА

Редакционная коллегия

П. Г. АЛОЯН, Ш. О. АМИРЯН, А. Л. АНАНЯН,
В. Р. БОЙНАГРЯН, С. С. ДАРБИНЯН, Р. Л. МЕЛКОНЯН,
Р. Т. МИРИДЖАНЯН, С. Н. НАЗАРЕТЯН,
С. М. ОГАНЕСЯН, М. А. САТИАН

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

© Издательство «Гитутюн» НАН РА
Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997

ԱՊԻ 409

ՀՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

Թիվ 1—2 ՀԱՏՈՐ L 1997

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ս. Մ. Գրիգորյան, Յու. Ա. Մարտիրոսյան. *Սպիտակի երկրաշարժի գոտու վերին կավիճ-ստորին պալեոգենի նստվածքների բնութագրումն ըստ միկրոֆաունայի* 3
Յու. Վ. Սայադյան. *Երևան քաղաքի երկրաբանական միջավայրի և տեխնոգենեզի հարցերը* 8
Մ. Ա. Սաթյան, Ա. Վ. Վարդանյան, Ժ. Հ. Ստեփանյան, Ի. Ն. Տայան, Ա. Խ. Մնացականյան, Մ. Ա. Հարությունյան, Տ. Ռ. Նիսանյան. *Վեդու օֆիոլիտային գոտու չամպրոֆիրային դիատրեմների երկրաբանական կառուցվածքի և միներագենիայի մասին* 14
Ի. Ա. Մանդալյան. *Դիլիջանի այրվող ժայռաքարերի հանքավայրը՝ կառուցվածք, կազմ, առաջացման պայմանները* 25
Շ. Հ. Ամիրյան, Մ. Ս. Ազիզբեկյան, Ա. Զ. Ալտունյան, Ա. Ս. Ֆարամազյան. *Թուխմանուկ ոսկի-սուլֆիդային հանքավայրի հանքանյութերի միներալա-երկրաքիմիական և գենետիկ առանձնահատկությունները* 34
Խ. Բ. Մելիքսեթյան. *Փոքր Կովկասի վերին կավճի հրաբխայնության պետրոերկրաքիմիական առանձնահատկությունները* 41
Ա. Վ. Հարությունյան, Ս. Բ. Աբովյան, Ա. Ա. Բդոյան, Գ. Բ. Բաբայան, Վ. Հ. Մարուքյան. *Հայկական լեռնաշխարհի լեռնային ապարների համակցություններում միներալների դեհիդրատացիայի և միներալառաջացման պրոցեսների ուսումնասիրություններ բարձր ջերմաճնշումային պայմաններում* 50
Ի. Խ. Պետրոսով, Յու. Ի. Կագրամանով. *Կավային լուծույթների մասին՝ կապված ՀՀ նավթագազաբերության պրոբլեմի հետ* 54
Լ. Ա. Գրիգորյան, Վ. Ա. Ավետիսյան, Ա. Լ. Անանյան, Պ. Մ. Վասիլանյան, Հ. Վ. Շահինյան, Մ. Հ. Էմսուզյան. *ՀՀ տարածքի հիդրոերկրաբանական և հիդրոերկրաքիմիական շրջանացման սխեման ըստ տնտեսական-խմելու նշանակության ստորերկրյա ջրերի տարածման պայմանների* 61
Ի. Ա. Փաշայան, Հ. Ա. Թումանյան. *ՀՀ տարածքի երկրակեղևի ժամանակակից շարժումների հետ կապված հիդրոերկրաբանական էֆեկտների երևակման յուրահատկությունները* 74
Ժան Կլոդ Գերլո, Ա. Ա. Բդոյան. *Ստորգետնյա ճնշումնային ջրային հորիզոնի պիեզոմետրիկ վարքագիծը սեյսմոակտիվ շրջաններում. Սևանա լճի օրինակով (Հայաստան)* 80
Ա. Մ. Գավրյան, Ա. Գ. Մանուկյան, Ի. Խ. Մաթևոսյան. *Երկրաշարժերի հիմնական պարամետրերի որոշումը* 89
Ա. Վ. Ավագյան. *ՀՀ տարածքի կենտրոնական մասի և 1988 թ. Սպիտակի երկրաշարժի օջախային գոնայի միկրոտեկտոնական տվյալների անալիզ* 91
Վ. Ի. Բոյնագրյան. *Հայաստանի դելյուվիալ չինդիլների տեղաշարժման ուսումնասիրումը* 99
Յու. Ա. Ադաբալյան. *Պինդ օգտակար հանածոների հանքավայրերի պաշարների դասակարգման մասին* 104

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Ս. Բ. Աբովյան. *Փոքր Կովկասի օֆիոլիտային գոտիների ոսկինգիտները* 117
Ս. Վ. Մուրադյան, Ի. Ս. Կուզանյան. *Ածխաջրածնային գազերի անոմալ պարունակություններ Գեղամա լեռնաշղթայի ենթահոդային օդում* 118
Հ. Ա. Վարդանյան, Ջ. Հ. Միքայելյան, Ա. Կ. Կարախանյան. *Ջկնագետի երկրաբանական կտրվածքի մագնիսական և հելիամագնիսական պարամետրերը* 122
Ա. Մ. Գավրյան. *Երկրի երկխուության մոդելի մասին* 128

СОДЕРЖАНИЕ

С. М. Григорян, Ю. А. Мартиросян. Микрофаунистическая характеристика верхний мел-нижнепалеогеновых отложений зоны Спитакского землетрясения 3
Ю. В. Саядян. Вопросы геологической среды и техногенеза города Еревана 8
М. А. Сатиан, А. В Варданян, Ж. О. Степанян, Р. Н. Таян, А. Х Мнацаканян, М. А. Арутюнян, Г. Б. Нисанян. О геологическом строении и к минерагении лампрофировых диатрем Вединской офиолитовой зоны 14
Р. А. Мандалян. Дилижанское месторождение горючих сланцев: строение, состав, условия формирования 25
Ш. О. Амирян, М. С. Азизбекян, А. З. Алтунян, А. С. Фарамазян. Минералого-геохимические и генетические особенности руд Тухманукского золото-полиметаллического месторождения 34
Х. Б. Меликсетян. Петрогеохимические особенности верхнемелового вулканизма Малого Кавказа 41
А. В Арутюнян, С. Б. Абовян, А. А. Бдоян, Г. Б. Бабаян, В. О. Марукян. Процессы дегидратации и минералообразования при высоких термобарических условиях в компановках горных пород офиолитовой ассоциации Армянского нагорья 50
И. Х Петросов, Ю. Р. Каграманов. О глинистых растворах в связи с проблемой нефтегазоносности Республики Армения 54

ЦНБ Ереванский государственный университет

Л. А. Григорян, В. А. Аветисян, А. Л. Ананян, П. М. Капланян, Г. В. Шагинян, Ц. О. Эксузян. Схема гидрогеологического и гидрогеохимического районирования территории Республики Армения по условиям распространения подземных вод хозяйственно-питьевого назначения 61
Р. А. Пашаян, Г. А. Туманян. Краткосрочные гидрогеологические эффекты, связанные с современными движениями земной коры на территории Республики Армения 74
Жан Клод Грио, А. А. Бодоян. Пьезометрическое поведение напорного водного горизонта в сейсмоактивных зонах: на примере бассейна озера Севан (Армения) 80
А. М. Аветисян, А. Г. Манукян, Р. Х. Матевосян. Определение основных параметров землетрясения 89
А. В. Авагян. Анализ микротектонических данных очаговой зоны Спитакского землетрясения 1988 г. и центральной части территории Республики Армения 94
В. Р. Бойнагрян. Изучение смещения делювиальных чингилов (каменных россыпей) в Армении 99
Ю. А. Агабалян. О классификации запасов месторождений твердых полезных ископаемых 104

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. Б. Абовян. Родингиты офиолитовых поясов Малого Кавказа 112
А. В. Мурадян, Р. С. Кузанян. Аномальные концентрации углеводородных газов в подпочвенном воздухе Гегамского нагорья 118
А. А. Варданян, Дж. О. Минасян, А. К. Караханян. Магнитные и палеомагнитные параметры геологического разреза Дзкнагет (Армения) 122
А. М. Давтян. О двухплотностной модели Земли 126

TABLE OF CONTENT

S. M. Grigoryan, Yu. A. Martirosyan. Microfauna Characteristics of the Upper Cretaceous-Lower Palaeogene Sediments of the Spitak Earthquake's Zone. . 3
Yu. V. Sayadyan. Issues of Geological Medium and Technogenesis in Yerevan City. 8
M. A. Satian, A. V. Vardanyan, Zh. H. Stepanyan, R. N. Tayan, A. Kh. Mnatsakanyan, M. A. Haroutynyan, G. B. Nisanyan. On Geological Structure and Minerallogeny of Lamprophyric Diatremes of the Vedy Ophiolite Zone . . . 14
R. A. Mandalyan. Dilijan Oil Shale Deposit Structure, Composition and Formation Conditions. 25
Sh. H. Amiryan, M. S. Azizbekyan, A. Z. Altounyan, A. S. Faramazyan Mineralogical-and-Geochemical and Genetic Specific Features of the Toukhmanouk Gold-Complex Deposit's Ores 34
Kh. B. Meliksetyan. Petrochemical Peculiarities of the Upper Cretaceous Volcanism of the Minor Caucasus 41
A. V. Haroutyunyan, S. B. Abovyan, A. A. Bdoyan, G. B. Babayan, V. H. Maroukyan. Dehydratation and Mineral Formation Process at High Thermobaric Conditions in Mountain Rocks' Setting of Ophiolite Association in the Armenian Highland. 50
I. Kh. Petrosov, Yu. R. Kagramanov. On Mud Solutions in the Connection with Oil and Gas Presence in the Republic of Armenia 54
L. A. Grigoryan, V. A. Avetisyan, A. L. Ananyan, P. M. Kaplanyan, H. V. Shahinyan, Ts. H. Eksuzyan. Scheme for Hydrogeological and Hydrogeochemical Zonation of the Territory of the Republic of Armenia in Accordance with the Conditions of Economic-and-Drinking Purpose Underground Water Spreading. . . 61
R. A. Pashayan, H. A. Toumanyan. Short-Term Hydrogeological Effects Related to Contemporary Motions of the Earth's Crust in the Territory of the Republic of Armenia 74
Jean Clodt Griot, A. A. Bodoyan. Piezometric Behavior of Confining Horizon in Seismically Active Zones: on the Example of Lake Sevan (Armenia). 80
A. M. Avetisyan, A. G. Manoukyan, R. Kh. Matevosyan. Determination of Earthquake's Basic Parameters 89
A. V. Avagyan. Analysis of Microtectonic Data of the Focus Zone of the 1988 Spitak Earthquake and the Central Part of the Territory of the Republic of Armenia. 94
V. R. Boinagryan. Study of Deluvium Chingils' (Stone-Fields) Displacement in Armenia 99
Yu. A. Aghabalyan. On Classification of Solid Mineral Resource Reserves . . 104

SHORT NOTES

S. B. Abovyan. Rodingites of Ophiolite Belts of the Minor Caucasus. 112
A. V. Mouradyan, R. S. Kouzanyan. Anomalous Concentrations of Hydrocarbon Gases in Subsoil Air at the Gegama Range. 118
A. A. Vardanyan, G. O. Minasyan, A. K. Karakhanyan. Magnetic and Palaeomagnetic Parameters of the Dzknaget Geological Section (Armenia). . . . 122
A. M. Davtyan. On a Two-Density Model of the Earth 126

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, L, №1—2, 3—7

МИКРОФАУНИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНИЙ МЕЛ-НИЖНЕПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗОНЫ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

© 1997 г. С. М. Григорян, Ю. А. Мартиросян

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

Поступила в редакцию 26.01.96.

На основании изучения пограничных отложений позднего мела и палеогена зоны Спитакского землетрясения разработана схема более детального биостратиграфического подразделения по мелким и крупным фораминиферам. Эта схема хорошо сопоставляется с разрезами южных районов Республики Армения

Опустошительное Спитакское землетрясение 1988 г. как грозное явление природы привлекло внимание геологов и геофизиков мира.

В связи с этим были начаты детальные и всесторонние исследования в области изучения геологического развития с целью установления природы землетрясения и возможного прогноза этого явления.

С этой целью в 1992—1995 гг. проводились полевые исследования во многих районах зоны Спитакского землетрясения, в том числе в областях Арагацотн, Гугаркской и Ширакской.

В указанных местах были составлены шесть послойных разрезов пограничных отложений позднего мела и палеогена (разрезы Армянского и Курдского Памба, сс. Чобанмаз, Лернаван, Крашен и Кармракар).

Следует указать, что изученные нами разрезы по своей полноте и более или менее хорошо представленным ископаемым микрофаунистическим остаткам являются опорными для Базумо-Зангезурской эвгеосинклинальной структурно-формационной зоны Армении.

По мелким и крупным фораминиферам в вышеуказанных разрезах выделяются характерные комплексы и зоны, позволяющие стратифицировать вмещающие отложения.

В позднемеловых отложениях установлены характерные комплексы мелких фораминифер коньякского, сантонского и кампан-маастрихтского ярусов и многочисленные зоны палеоцена, нижнего и среднего эоцена.

Среди разрезов исследованной территории наиболее полными являются разрезы между сс. Лернаван и Памб (в ущ. Качагани-джур, северный склон Памбакского хребта) и с. Кармракар Ширакской области.

Ниже приводится послойное описание указанных разрезов.

1. Восходящий разрез сс. Лернаван и Памб (в ущелье Качагани-джур) представлен в следующем виде:

Пачка 1. Глины и песчанистые глины желтовато-серого цвета с многочисленными гастроподами. Мощность 42 м.

Пачка 2. Конгломераты светло-серые, с известковым цементом. Гальки состоят из вулканогенных пород. Мощность 10 м.

Пачка 3. Чередование алевролитов песчанистых, песчаников глинистых, глин известковистых, глин песчанистых, известняков и алевролиточ. Мощность 89,25 м.

В них встречаются гастроподы, остракоды, иглы ежей и мелкие фораминиферы: *Globotruncanella inornata* (*Bolli*), *Globotruncana lapparenti Brotzen*, *Hedbergella agalarovae* (*Vassilenco*)

Пачка 4. Конгломераты серого цвета с редкими прослоями песчаников. В них В. П. Ренгартеном выявлены *Radiolites sp.* Мощность 100 *м*.

Пачка 5. Песчаники с прослоями конгломератов с зеленовато-серым цементом с *Globotruncana lapparenti Brotzen*. Мощность 15 *м*.

Пачка 6. В нижней части обнажаются песчаники тонкослоистые желтовато-серого цвета (мощность 25 *м*). Верхняя часть пачки представлена чередованием глин песчанистых, алевролитов и известняков с *Globotruncana lapparenti Brotzen*, *G. linneiana* (*Orb.*), *G. ventricosa White*, *G. concavata* (*Brotzen*), *G. coronata Bolli* и с, *Ostracoda* и *Radiolaria*. Мощность 87, 70 *м*.

Пачка 7. Чередование конгломератов, известняков песчанистых, песчаников глинистых, известняков и алевролитов с *Globotruncana conica*, *G. linneiana* и с. Мощность 25,2 *м*.

Пачка 8. Известняки желтовато-серого цвета с редкими прослоями известняков песчанистых серовато-коричневого цвета с *Globotruncana contusa*, *G. conica*. Мощность 110. 35 *м*.

Пачка 9. Микроконгломераты, цемент желтовато-серого цвета, известняки песчанистые серовато-желтого цвета с *Gioborotalia aragonensis*, *Acarinina triplex*, *Globigerina eocaena* и с. Мощность 13 *м*

Пачка 10. Туфопесчаники серовато-бурого цвета. Мощность 0,8 *м*

Пачка 11. Песчаники грубозернистые серовато-коричневого цвета с многочисленными мелкими нуммулитами--*Nummulites globulus Leym.* (А) (очень много). *N. planulatus* (*Lamck*,) (единичные), *Discocyclina douvillei* (*Schlumb*). Мощность 11 *м*.

Пачка 12. Туфогенные песчаники слабо известковистые, серого цвета. Мощность 15 *м*.

13. Туффиты зеленого цвета. В верхней части пачки встречаются алевролиты серовато-коричневого цвета с плохой сохранностью мелких фораминифер—*Acarinina bulibrooki* и *Radiolaria*. Мощность пачки 25,5 *м*.

Пачка 14. Туф гравийный, слабо сцементированный, серого цвета. Мощность 26 *м*.

Пачка 15. Туфогенные песчаники зеленовато-серого цвета. Верхняя часть представлена известняками серого цвета, алевролитами коричневого цвета. Общая мощность пачки 83,5 *м*.

Таким образом, выявленные органические остатки в позднемеловых и палеогеновых отложениях дают возможность описанный разрез расчленить на следующие стратиграфические единицы, хотя они бедны ископаемыми остатками (общая мощн. 141,2 *м*).

Пачки 1, 2 и 3 на основании гастропод и мелких фораминифер относятся к коньякскому ярусу. Характерным комплексом мелких фораминифер для этого яруса является—*Globotruncana lapparenti*, *Globotruncanella inornata*. *Hedbergella agalarovae*.

Отложения пачек 4, 5 и 6 на основании выявленных мелких фораминифер—*Globotruncana lapparenti*, *G. linneiana*, *G. concavata*, *G. coronata* и *Radiolaria* относятся к сантонскому ярусу, общей мощностью 202,9 *м*.

Отложения пачек 7 и 8 (мощность 135 *м*) на основании выявленных в них мелких фораминифер—*Globotruncana, linneiana*, *G. conusa*, *G. conica*, *G. arca* относятся к кампан—маастрихтскому ярусу. Выше залегают отложения палеогена с конгломератом в основании.

Отложения пачек 9—12 на основании встречающихся в них мелких и крупных фораминифер—*Globigerina eocaenica*, *Globorotalia*

aragonensis, *Acarinina triplex*, *Nummulites globulus*, *N. planulatus*, *Discocyclina douvillei* относятся к верхней части нижнего эоцена—к зоне *Globorotalia aragonensis* и *Nummulites planulatus*. (общая мощность нижнего эоцена 68,5 *м*).

Отложения пачек 13—15, в которых выявлены единичные *Acarinina bullbrooki* и мелкие фораминиферы плохой сохранности, можно отнести к основанию среднего эоцена.

2. Разрез в 1,5 *км* к северу от Кармракар.

Здесь стратиграфически снизу-вверх обнажаются:

Пачка 1. Песчаники известковистые, в основании пачки красного цвета, а в верхней части становятся серого цвета (обр. 1—7). Мощность 4,8 *м*.

В образце № 4 выявлены овальные удлиненные полые тела, кремнистые. В обр. 6 выявлены *Ostracoda* п/с.

Пачка 2. В основании пачки обнажаются песчаники известковистые, с шаровой отдельностью. Мощн. 1,5 *м* (обр. 8), выявлены п/с мелкие фораминиферы. Выше обнажаются песчаники известковистые, содержат шаровые тела розового цвета (обр. 9, мощн. 1,5 *м*). Мощность пачки 4 *м*

Перерыв в обнаженности 20 *м*.

Пачка 3. Известняки желтовато-серого цвета (обр. 10 *м*). Мощность 50 *м*.

Пачка 4. Известняки розового цвета, мощностью 2 *м*, содержат мелкие фораминиферы—*Globotruncana lajparenti* (*Orb*) и п/с фораминиферы (обр. 11). Выше обнажаются известняки желтовато-серого цвета, мощн. 15 *м* (обр. 11, 12). Общая мощность пачки 17 *м*.

Пачка 5. Песчаники известковистые серого цвета, содержат мелкие фораминиферы—*Globigerina triloculinoides Plummer*, *G. varianta Subbotina*, *G. edita Subbotina* и *Radiolaria* п/с (обр. 13) Мощность 1 *м*.

Выше песчаники известковистые темно-серого цвета, содержат *Globigerina edita*. *Acarinina inconstans Subbotina* (обр. 14) Мощность 1,5 *м*. Песчаники известковистые желтовато-серого цвета, содержат *Globigerina* и *Radiolaria* п/с. (обр. 15), мощн. 2 *м*. Общая мощность пачки 4,5 *м*.

Пачка 6. Нижняя часть пачки представлена чередованием песчаников известковистых и алевролитов (обр. 16—26). Мощность 43,6*м*. В образце 17 выявлены мелкие фораминиферы п/с *Globorotalia angulata* White, *G. ehrenbergi* Bolli, *Globorotalia pseudobulloides* Plummer. В обр. 25 выявлены—*Radiolaria* п/с и чечевицеобразные тела. Выше пачка представлена чередованием песчаников глинистых и глин песчанистых (обр. 27—31). Мощность 26,5 *м* В образце 27 выявлены *Globorotalia lensiformis* Subbotina, *G wilcoxensis* Cushman *et* Ponton, *G. subbotinae* (Morozova), *Acarinina triplex* Subbotina и *Radiolaria* п/с. В обр 28 и 29 выявлены *Globigerina* п/с и *Radiolaria*. В обр 30 обнаружены *Globorotalia aragonensis* Nuttall, *G. subbotinae* (Morozova), *G caucasica* Glaessner, *G. wilcoxensis* Cushman *and* Ponton *Acarinina pentacamerata* (Subbotina), *A. pseudotopilensis* (Subbotina), *Globigerina* п/с и *Radiolaria* п/с.

В верхней части пачки обнажаются песчаники туфогенные серого цвета (обр. 31), мощн. 12 *м*. Общая мощность пачки 82,1 *м*.

Пачка 7. В основании пачки обнажаются брекчии и конгломераты, мощностью 5 *м*. На конгломератах залегают кварц-порфириты и туффиты зеленовато-голубого цвета. Общая мощность пачки 21,5 *м*.

Пачка 8. Песчаники известковистые желтовато-коричневого цвета ,туфопесчаники зеленовато-серые, содержат мелкие фораминиферы– *Acarinina bullbrooki* Bolli, *Globigerina* п/с и *Radiolaria* п/с (обр. 32). Выше залегают плотные песчаники известковистые желтовато-коричневого цвета с крупными фораминиферами –*Nummulites laevigatus* (Brw$_2$). (A, B). *N. uroniensis* Helm (A, B) (обр. 32 а). Мощность 6 м.

Итак, по микрофаунистическим данным, разрез расчленяется на следующие стратиграфические единицы.

В отложениях пачек 1—4 выявлены фораминиферы –*Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana sp.* п/с, *Radiolaria* п/с и макрофауна.

Комплекс мелких фораминифер очень беден, но содержит виды, наиболее типичные для низов верхнего мела, и условно определяется как коньякский ярус(?). (обр. 1—12). Мощность 75,8 м.

Выше с перерывом на отложениях коньякского яруса залегают слои, в которых выявлены следующие фораминиферы—*Globigerina edita*, *G. varianta*. *G. triloculoculinoides*. *G. pseudobulloides*, *Acarinina inconstans*. Приведенный комплекс дает возможность отложения пачки 5, мощн. 4,5 м. (обр. 13—15) отнести к нижнему палеоцену—верхней зоне датского яруса– *Acarinina inconstans*.

Отложения нижней части пачки 6 (мощн. 43,6 м) (обр. 16—26) на основании содержащихся в них мелких фораминифер—*Globorotalia angulata*, *G. ehrenbergi*. *G. pseudobulloides* относятся нами к низам верхнего палеоцена—зоне *Globorotalia angulata*.

Далее без видимого несогласия на отложениях верхнего палеоцена залегают слои верхней части нижнего эоцена (мощностью 26,5м, обр. 27—31) с комплексом—*Globorotalia aragonensis*, *G. lensiformis*, *G. wilcoxensis*, *Acarinina pentacamerata*, *A. triplex* (зоня *Globorotalia aragonensis*).

Выше с конгломератом в основании залегают отложения пачек 7.8 (мощн. 39.5 м, обр. 32, 32а) с характерными для нижней части среднего эоцена мелкими (*Acarinina bullbrooki*) и крупными фораминиферами—зоны *Nummulites laevigatus* и *Acarinina bullbrooki*.

Сопоставление зональной схемы мелких форминифер Базумо-Зангезурской структурно-формационной зоны с Еревано-Ордубадской зоной приведено в таблице 1 [1—5].

Работа выполнена в рамках темы 92—220, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

ՍԱՓՏԱԿԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ԳՈՏՈՒ ՎԵՐԻՆ ԿԱՎՃԻ-ՍՏՈՐԻՆ ՊԱԼԵՈԳԵՆԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ԿԵՆՍԱՇԵՐՏԱԳՐՈՒԹՅՈՒՆԸ ԸՍՏ ՄԻԿՐՈՖԱՈՒՆԱՅԻ

Ս. Մ. Գրիգորյան, Յ. Ա. Մաւսիսոսյան

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Կապված Սպիտակի երկրաշարժի գոտու ֆաներոզոյի նստվածքների կենսաշերտագրական ուսումնասիրությունների հետ 1992—1995 թթ կազմվել են շերտավոր կտրվածքներ բրածո ֆաունայի հավաքով նշված գոտու մի շարք մարզերում՝ Արագածոտնի, Գուգարքի և Շիրակի։

Այդ ուսումնասիրությունների արդյունքում ստեղծվել է վերին կավճի և ստորին պալեոգենի նստվածքների կենսաշերտագրական ստորաբաժանման ավելի մանրամասն սխեմա՝ վերին կավճի հարկերին (կոնյակ, սանտոն, կամ-

Таблица I

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ СХЕМА ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ НИЖНЕПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН АРМЕНИИ ПО МЕЛКИМ ФОРАМИНИФЕРАМ

Система	Отдел	Подотдел	Ереванo-Ордубадская зона		Базумо-Заангезурская зона
			Зоны мелких фораминифер		
Палеоген	Эоцен	Средний	Acarinina bullbrooki		Acarinina bullbrooki, A.pentacamerata, Globigerina pseudobulloides, Globigerapsis ex.gr. index
		Нижний	Globorotalia aragonensis		Globorotalia aragonensis, G.wilcoxensis, Acarinina pentacamerata, A.interposita, A.whitei, A.pseudotopilensis, G.eocenica
			Globorotalia marginodentata subbotinae	Подзона Globorotalia marginodentata	
				Подзона Globorotalia subbotinae	Globorotalia subbotinae, G.aequa, Globigerina sp.
	Палеоцен	Верхний	Globorotalia velascoensis		Globorotalia velascoensis, G.elongata, G.imitata, G.gabriellami, A.acarinata, A.soldadoensis, G.quadritriloculinoides
			Globorotalia angulata	Подзона Globorotalia conicotruncata	
				Подзона Globorotalia angulata	Globorotalia angulata, G.ehrenbergi, G.pseudobulloides
		Нижний (Датский ярус)	Acarinina inconstans		Acarinina inconstans, Globigerina varianta, G.triloculinoides, G.edita, Globorotalia pseudobulloides, G.compressa
			Globoconusa daubjergensis		
			Globigerina taurica		

պան-մաաստրիխտ) բնորոշ կոմպլեքսներով և ստորին պալեոգենի բազմաթիվ պլանկտոն և բենթոս խմբերի զոնաներով։

Ուսումնասիրված կտրվածքները հանդիսանում են հենակետային Հանրապետության Ազդամ-Չանգեզուրի ստրուկտուր-ֆորմացիոն զոնայի համադրման գծապատկերներ ստեղծելու համար։

Հոդվածում բերվում է նշված զոնայի համեմատաբար լրիվ և բրածո ֆաունայով լավ բնութագրվող երկու կտրվածքների՝ 1. Լեռնական-Փամբ և 2. Կարմրաքար գյուղերի մանրամասն նկարագրությունը։

MICROFAUNA CHARACTERISTICS OF THE UPPER CRETACEOUS-LOWER PALAEOGENE SEDIMENTS OF THE SPITAK EARTHQUAKE'S ZONE

S. M. Grigodyan, Yu. A. Martirosyan

Abstract

The scheme of more detailed biostratigraphy in accordance with the division into smaller and lager foraminifera, based on studies of transitional deposits of the Upper Cretaceous and Palaeogene in the Spitak earthquake zone. This scheme correlates with sequences of thesouthern regions of the Republic of Armenia.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Габриелян А. А.** Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР. 1964, 299 с.
2. **Григорян С. М.** Нуммулиты и орбитоиды Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 216 с.
3. **Мартиросян Ю. А.** Биостратиграфия позднемеловых и раннепалеогеновых отложений юга Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 105 с.
4. **Крашенинников В. А., Музылёв Н. Г., Птухян А. Е.** Стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Армении по планктонным фораминиферам, наннопланктону и нуммулитам. (Опорные разрезы палеогена Армении). Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1985, № 27, с. 130—170.
5. **Саркисян О. А.** Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Ереван: Митк. 1966, 178 с.

Известия НАН РА. Науки о Земле, 1997, L, №1—2, 8—14

ՕՐՕՎԱՆ ՓԱԿԱՓԻ ՕՐԿԻՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ՄԻՋԱՎԱՅՐԻ ԵՎ ՏԵԽՆՈԳԵՆԵԶԻ ՀԱՐՑԵՐԸ

© 1997 թ. Յու. Վ. Սայադյան

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 10.09.96.

Վերլուծված են Երևան քաղաքի երկրաբանական միջավայրի և տեխնոգենեզի կարևորագույն բաղադրամասերը, տրված է նրանց տիպային մոդելների դասակարգումը քաղաքի պլանավորման և զարգացման համար։

Հոդվածի հիմնական նպատակն է՝ ցույց տալ երկրաբանական միջավայրի և տեխնոգենեզի ստացիոնար հետազոտությունների անհրաժեշտությունը Երևան քաղաքի պլանավորման և զարգացման գործում։

Երկրաբանական միջավայրը շրջակա միջավայրի և կենսատորտի անբաժանելի մասն է, որն ընդգկում է լիթոսֆերի շերտերի չորս կարևորագույն բաղադրամասերը՝ լեռնային ապարները (հողերի հետ միասին), ստորերկրյա ջրերը, բնական գազերը և միկրոօրգանիզմները, որոնք մշտապես գտնվում են փոխներգործության մեջ և բնական ու խախտված պայմաններում ձևավորվում են միջավայրի դինամիկ հավասարակշռություններ [2, 3, 4, 5, 7]։

Առանձնացվում են երկրաբանական միջավայրի կառույվածքի ոևգիոնալ մասշտաբի երեք տիպեր՝ հումիդային, արիդային և կրիոգեն։ Երևան քաղաքի երկրաբանական միջավայրը պատկանում է արիդային տիպին։

Երևան քաղաքի տարածքում համակցվում են մակերևույթի խիստ բարդ երկրակառուցվածքային տարրեր, որոնք արտացոլում են նորագույն տեկտոնական շարժումների, հրաբխականության, քայքայիչ և կուտակիչ պրոցեսներից առաջացած ռելեֆի բազմապիսի ներծին և արտածին ձևերը [1, 6]։

*Կառուցվածքային տեսակետից քաղաքի տարածքը իրենից ներկայացնում է մի իջվածք, որը գտնվում է Միջարաքսյան երիտասարդ միջլեռնային ճկվածքի սահմաններում։ Այդ իջվածքը, որը գրականության մեջ հայտնի է որպես «Երևանյան իջվածք», կարգացել է Երևանյան մահացող գեոսինկլինալային ճկվածքի սահմաններում և աստիճանաբար լցվել հզոր նստվածքներով՝ վերին էոցենի և օլիգոցենի (Շորաղբյուրի), ստորին միոցենի (Հացավանի, խայտաբղետ), միջին միոցենի (Ջրվեժի, գիպսաբեր-աղաբեր), վերին միոցենի (Երևանյան, սպիտակավան և Հրազդանի), մէոտիս-պոնտի (Ողջաբերդի) շերտախմբերով և պլիոցեն-չորրորդական ժամանակաշրջանի նստվածքային և հրաբխային ապարներով, որոնց հզորությունը գերազանցում է 5000 մ։ Այդ ապարների համալիրի տակ տեղադրված է էոպալեոգոյի մետամորֆիկ հիմքը։ Միայն պլիոցենի և անտրոպոգենի ապարների հզորությունը, որոնց վրա կառուցված է Երևանը, ավելի քան 500 մ է։ Ոչ մեծ տարածությունների վրա ինչպես հորիզոնական, այնպես էլ ուղղաձիգ ուղղություններով տեղի են ունենում այդ ապարների ծագումնային տիպերի կազմի և ռելիեֆի հաճախակի փոփոխություններ։ Քաղաքի հյուսիսային և հյուսիս-արևելյան մասերի հիմքը կազմում է վերին պլիոցենի դոլերիտային և անդեզիտաբազալտային լավաների հզոր ծածկոցը, որը իր հերթին, ծածկված է պլեյստոցենի և հոլոցենի ժամանակաշրջանին պատկանող տարբեր փխրուն ապարներով, քաղաքի կենտրոնի զգալի մասը՝ Հանրապետության հրապարակը և հյուսիսից ու արևելքից նրան կից փողոցները, տեղադրված են չորրորդական հաստակի տուֆերի և անդեզիտաբազալտների վրա, հարավային մասը (Տիգրան Մեծի պողոտա, մերձկայարանային հրապարակ, Արշակունյաց պողոտա, Գարեգին Նժդեհի հրապարակ և այլն) կառուցված է ալյուվիալ և պրոլյուվիալ նստվածքների վրա, քաղաքի հարավ-արևելյան և արևելյան ծայրամասերում տարածված են գիպսաբեր-աղաբեր շերտախմբի նստվածքները, իսկ Դավթաշենի, Արաբկիրի, Խորհրդային շրջանների կառույցները տեղադրված են չորրորդական ժամանակաշրջանի բազալտների և անդեզիտաբազալտների վրա։

Քաղաքի տարածքը բնորոշվում է նորագույն և ժամանակակից տեկտոնական շարժումների զգալի ինտենսիվությամբ, բարձր սեյսմիկականությամբ, որոնք երկրաբանական միջավայրի յուրացման համար ունեն չափազանց կարևոր նշանակություն։ Դրանցով են պայմանավորված նոր երկրաբանական կառուցվածքների առաջացումը, Երկրի կեղևի ակտիվ խզումների առկայությունը, սեյսմիկական ձևախախտումները (սողանքներ, փլուզումներ, փլվածքներ, էռոզիայի երևույթներ և այլն)։ Այսպես օրինակ, 1988 թ. դեկտեմբերի 7-ի Սպիտակի երկրաշարժից հետո Նուբարաշենի գերեզմանոցի և նրա շրջակայքի սահմաններում երևան եկավ ապարների անընդմիջության մի հեղրվածք (մակերևույթում արտահայտված մոտ 3 կմ) և ակտիվացան սողանքային երևույթները, որոնց առաջացումը անկասկած կապված է Երևանյան խորքային խզման ակտիվացման հետ։ Այդ խզման բավականին ակտիվ և վտանգավոր լինելու մասին վկայում է նաև 1997 թ. մարտի 1-ին Երևանում տեղի ունեցած 5—6 բալային երկրաշարժը, որի էպիկենտրոնը գտնվում էր Երևանի և Փարաքարի միջև։

Անհրաժեշտ է նաև նշել նեոտեկտոնական էկոլոգիայի կամ լեռնային զանգվածների և հողերի տեխնոգեն շարժումների պրոբլեմը, որը կապված է մարդու գործունեության հետ՝ շատ տարածված երևույթներ, որոնցից ամեն մեկը արժանի է հատուկ ուսումնասիրության։ Դա վերաբերվում է հատկապես քաղաքի այն շրջաններին, որտեղ զարգացած են՝ սեյսմոակտիվ հեղրվածքները և խզումները, ջրով հագեցված գրունտները, որոնք շինությունների ճնշման և այլ մեխանիկական գործոնների (երկրաշարժերի կամ ավելի դանդաղ «դարավոր» Երկրի կեղևի շարժումների և այլն) ազդեցությամբ տարատեսակ հողմում և սողանքային են, հրաբխային ապարների վրա գոյացած սպիտակահողերը, սելավատար ուղիները, ծածկված սողանքները և սողանքային համակարգերը, փլուզումները, էրոզիոն հողերը, գրունտները և այլն։

Նշված պայմաններում Երևանի տարածքում կատարված շինարարությունը մի շարք դեպքերում առաջացրել է անբարենպաստ երևույթներ. գրունտների իջեցում, փլուզումներ, սողանքներ, կառույցների իջեցում, դեֆորմացիաներ և երբեմն կործանարար բնույթի՝ ինչպես Աջափնյակի բնակելի թաղամասում, Նոր-Նորքի շրջանում կամրջի կառույցի և այլն։ Այս երևույթները, շինություններին հասցրած ուղղակի վնասից բացի, ազդեցություն են գործում շրջակա միջավայրի վրա։

Այսպիսով, Երևանի երկրաբանական միջավայրի վերին սահմանը, որտեղ տեղի է ունենում ողջ տնտեսական գործունեությունը, իրենից ներկայացնում է մի ծածկույթ, որը կազմված է պլիոցեն-չորրորդական հասակի փխրուն և հրաբխային ապարներից տարբեր ծագումնային տիպերի բարդ համակեցությունից։ Ահա թե ինչու ինժեներաերկրաբանական որոնումների և երկրաբանական միջավայրի յուրացման համար առաջնակարգ նշանակություն ունեն չորրորդական երկրաբանության գծով ստացիոնար հետազոտությունները։

Երևանի երկրաբանական միջավայրը բնութագրվում է մարդու բավականին ինտենսիվ տեխնոգեն ազդեցությամբ, որի պատճառները բազմազան են։ Քաղաքի սահմաններում իրագործվում է իր կառուցվածքով բարդ, բազմաճյուղային թաղաքացիական, արդյունաբերական, տրանսպորտային, ջրատնտեսական օբյեկտների շինարարություն, ջերմային էլեկտրակայանի, ստորերկրյա հաղորդակցության (ներառյալ մետրոպոլիտենը) շահագործում։

Շինությունների այսպիսի բարդ համալիրները մի կողմից ապահովում են քաղաքային համակարգում ստորերկրյա ջրատար հորիզոնների ցամաքեցումը (դրենաժը) և ստեղծվում են անվտանգ պայմաններ շինարարական օբյեկտների շահագործման համար։ Միաժամանակ ջրահավաք (կապտաժ) համակարգի միջոցով տնտեսական ջրամատակարարման նպատակով վերցվում են զգալի քանակությամբ ստորերկրյա ջրեր։ Մյուս կողմից, քաղաքի տարածքում է Հրազդանի և Գետառի գետային ցանցը, որի վրա կառուցված են արհեստական լճեր, ջրանցքներ և Երևանյան ջրամբարը, որոնք ջրաերկրաբանական տեսակետից ունեն լրիվ հակառակ ուղղվածություն՝ մակերեսային ջրերի ինտենսիվ ներծծում, որի շնորհիվ ստորերկրյա ջրատար շերտերը ստանում են տեխնոգեն համալրում։

Ներկայումս ՀՀ-ում գործում է 1000-ից ավելի տարբեր տեսակի ավտոմատ գործողության հեռախոսակայաններ, որոնք ունեն տարբեր հնարավորություններ և տարբեր կառուցվածք։ Ավտոմատ հեռախոսակայանների տեխնիկական միջոցների ընտրությունը կախված է հեռախոսակայանի տեսակից, հեռախոսակայանի հնարավորություններից, ինչպես նաև հեռախոսակայանի շահագործման պայմաններից։

Ստորև բերված է ավտոմատ հեռախոսակայանների տեխնիկական միջոցների ընտրության աղյուսակը։

Աղյուսակ 1 (տե՛ս նաև 1-ին էջի շարունակությունը)

Հեռախոսակայանի տեսակը	Տեխնիկական միջոցների անվանումը	Տեխնիկական միջոցների կիրառման նպատակը
Ստորգետնյա հեռախոսակայաններ	Ստորգետնյա ֆիդերային տուփեր	Ստորգետնյա մալուխների միացման համար
	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփեր	Ստորգետնյա մալուխների միացման համար
	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի ամրակներ	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի ամրացման համար
	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կափարիչներ	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կափարիչների ամրացման համար
	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնիքներ	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնքման համար
	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնիքների ամրակներ	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնիքների ամրացման համար
	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնիքների ամրակների կափարիչներ	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնիքների ամրակների կափարիչների ամրացման համար
	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնիքների ամրակների կափարիչների ամրակներ	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնիքների ամրակների կափարիչների ամրացման համար
	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնիքների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչներ	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնիքների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրացման համար
	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնիքների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակներ	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնիքների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչներ
	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնիքների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակներ	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնիքների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչներ
	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնիքների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակներ	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնիքների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչներ
	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնիքների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակներ	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնիքների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչներ
	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնիքների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակներ	Ստորգետնյա մալուխների միացման տուփերի կնիքների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակների կափարիչների ամրակ

բավականին ինտենսիվորեն, որի հետևանքով տեղի են ունենում մակերևսի ձևախախտումներ (սողանքներ, ձորակների առաջացում, փլուզումներ և այլն)։

Շերտային ճնշման իջեցման դեպքում կավավազային ապարների ջրատար հորիզոններում, Հանրապետության հրապարակից սկսած դեպի հարավ, ձևավորվում են երկրորդական իջուլթային (դևպրեսիոն) խառացման տեխնոգեն պրոցեսներ։ Այստեղ երկրաբանական միջավայրը զգալի տեխնոգեն բնավածություն է կրում քաղաքացիական արդյունաբերական շինություններից։ Տեխնոգենեզի ազդեցության տակ տեղի է ունենում զգալի տարածություններ ջրակալում։ Այդ իսկ պատճառով անհրաժեշտ է լինում կիրառել լրացուցիչ պաշտպանական միջոցառումներ, կառույցները հնարավոր ձևախախտումներից փրկելու համար։

Երևանի երկրաբանական միջավայրը կարելի է ստորաբաժանել վեց տիպային մոդելների։ Այդ մոդելների համառոտ բովանդակությունը բերված է աղյուսակում (աղ. 2)։ Այսպիսի տիպային ստորաբաժանումը տեխնոգեն պրոցեսների ձևավորման պայմանների նախնական կանխագուշակման համար ունի էական նշանակություն։ Տեխնոգեն պրոցեսների գնահատման համար անհրաժեշտ է օգտագործել լեռնային ապարների ֆիզիկական, մեխանիկական և քիմիական հատկությունների վերաբերյալ տվյալները։

Քաղաքի երկրաբանական միջավայրի կառուցվածքի և հատկությունների վրա զգալի ազդեցություն են ունենում ստորերկրյա (այդ թվում՝ ծակոտկենային) լուծույթները և գրավիտացիոն ջրերը։ Ներկայացված առաջին չորս մոդելների փխրուն ապարների չորացումը դրենաժի միջոցով բարելավում է նրանց ֆիզիկական և մեխանիկական հատկությունները, ապահովելով կառույցների ամրությունը (օրինակ՝ գրունտների ամրությունը քաղաքի կենտրոնական մասում, Հանրապետության հրապարակում և դեպի հարավ՝ մետրոպոլիտենի գծի ուղղությամբ, որտեղ տարածված են լճային և ալյուվիալ նստվածքներ)։ Սակայն այս դեպքում կարող են ծագել մի շարք տեխնոգեն պրոցեսներ, որոնք երկրաբանական միջավայրի այլ հատկությունների համար կունենան բացասական ազդեցություն։

Էական նշանակություն ունեն երկրաբանական միջավայրում ձևավորվող բնական գազերի և գազային ֆազայի փոխներգործության ուսումնասիրությունները այլ բաղադրամասերի, օրինակ՝ լեռնային ապարների և ստորերկրյա ջրերի հետ։ Սակայն քաղաքի տարածքում ապարների գազատարության վերաբերյալ ստույգ տվյալները բացակայում են։

Բոլորովին հետազոտված չէ ապարների և ստորերկրյա ջրերի հետ միկրոօրգանիզմների փոխներգործությունը։ Սակայն, ինչպես նշում էր վ. ի. Վերնադսկին [3], միկրոօրգանիզմները երկրաբանական միջավայրի ձևավորման համար էական նշանակություն ունեցող հզոր գործոն են։

Ամբողջ այս շարադրանքը հանգեցնում է հետևյալ եզրակացություններին.

ա) Երևան քաղաքի երկրաբանական միջավայրը իրենից ներկայացնում է շրջակա միջավայրի անբաժանելի մասը, նրա բաց նյութական համակարգը, որը մշտապես գտնվում է դինամիկ հավասարակշռության մեջ, բ) մարդու տնտեսական գործունեության հետևանքով երկրաբանական միջավայրի ցանկացած տեխնոգեն ծանրաբեռնվածությունը բերում է երկրաբանական միջավայրի վիճակի և հատկությունների փոփոխմանը, գ), այդ փոփոխությունների օրինաչափությունները երկրաբանական և հաճախ՝ ողջ շրջակա միջավայրի արդյունավետ յուրացման կարևոր գործոն է հանդիսանում, դ) ցավոր, բնական և տեխնոգեն միջավայրում երկրաբանական միջավայրի հիմնական բաղադրամասերի փոխներգործության պայմանները թույլ են ուսումնասիրված։ Անհրաժեշտ է համակարգված ձևով և մանրամասն հետազոտել տեխնոգեն պրոցեսները։

Այսպիսով, տեխնոգենեզի հետևանքով քաղաքի տարածքում տեղի է ունենում երկրաբանական միջավայրի բոլոր հիմնական բաղադրամասերի՝ հողաբուսական ծածկի, ջրոլորտի և լիթոլորտի բոլոր վերին շերտերի տեխնոգեն հատկությունների էվոլյուցիոն փոխակերպում։ Ահա թե ինչու քաղաքի երկրաբանական միջավայրի պահպանման և ռացիոնալ օգտագործման հա-

Աղյուսակ 2

Երևանի երկրաբանական միջավայրի տիպային մոդելների դասակարգումը

Մոդելի տիպը	Լեռնային ապարներ	Լեռնային ապարների կառուցվածքային էլեմենտներ	Մակերևութային և ստորերկրյա ջրեր	Բնական գազեր	Միկրոօրգանիզմներ
1-ին	Էլյուվիալ նստվածքներ՝ հողեր, բուն հողմնահարման կեղևի խումբ (էլյուվի)	Մակոտինային կառուցվածք	Անճնշում քաղցրահամ դրունտային ջրեր	Առավելապես մթնոլորտային ծագման	Լայն տարածված, հատկապես՝ օդահագեցման (աէրացիա) շերտում
2-րդ	Լանջային (կոլյուվիալ) նստվածքներ՝ գրավիտացիոն խումբ (փլուզային, փլվածքային, սողանքային կուտակումներ) դելյուվիալ խումբ (ողողման կոլյուվի՝ դելյուվի)	Մակոտինային կառուցվածք	Անճնշում քաղցրահամ դրունտային ջրեր	Առավելապես մթնոլորտային ծագման	Լայն տարածված, հատկապես՝ օդահագեցման շերտում
3-րդ	Ալյուվիալ և պրոլյուվիալ դնատաքարեր, ավազներ, կավավազներ, կավեր	Մակոտինային կառուցվածք	Անճնշում քաղցրահամ գրունտային ջրեր	Առավելապես մթնոլորտային ծագման	Տվյալներ չկան
4-րդ	Լճային նստվածքներ՝ առավելապես շերտային հերթափոխմամբ կավեր և ավազներ	Մակոտինային կառուցվածք	Գրունտային և ճնշումային, առավելապես քաղցրահամ, հուլլ հանքայնացված ջրեր, որոնք հանդիսանում են ջրատար շերտախմբի բաղադրամասը	Առավելապես մթնոլորտային, հազվադեպ՝ խորքային ծագման	Տվյալներ չկան
5-րդ	Հրաբխային ճեղքավորված ապարներ	Ռեգիոնալ ճեղքավորվածություն և տեկտոնական խախտումների գոնաներ	Անճնշում ճեղքային-գրունտային և ճնշումային ճեղքային քաղցրահամ ջրեր	Մթնոլորտային և խորքային ծագման	Տվյալներ չկան
6-րդ	Բարդ կառուցվածք՝ վրայից փխրուն ապարներ, ավելի ցածր Ողջարերդի, Հրազդանի և Երևանյան (ապիտակավուն), Ջրվեժի (գիպսաստդարեր) և Հացավանի (խայտարդետ-կարմրագույն) շերտախմբերի հրաբխանստվածքային, ավազակավային և կարբոնատային ապարների շերտային հերթափոխում	Մակոտինային կառուցվածք, ճեղքավորվածություն և կարստավորվածություն	Գրունտային, ճնշումային տարբեր հանքայնացում ունեցող ջրեր, որոնք հանդիսանում են ջրատար շերտախմբի բաղադրամասը	Առավելապես խորքային ծագման	Տվյալներ չկան

մար միանգամայն կանոր նշանակություն ունեն ստացիոնար հետազոտությունները, Հաշվի առնելով Երևանի զարգացման արդյունաբերական ուղղվածությունը և տեխնոգենեզի բավականին բարդ բնույթը, նպատակահարմար է հետազոտությունները անցկացնել տեխնոմոնիտորինգի ավտոմատացված բազայի և մշտական գործող մաթեմատիկական մոդելի վրա։ Այսպիսի ժամանակակից հետազոտությունները հնարավորություն կտան կիրառել երկրաբանական միջավայրի ոչ միայն պահպանման, այլ նաև բարելավման համար ստույգ միջոցառումներ։

Երկրաբանական միջավայրը գտնվում է բնության և հասարակության, բնական ու հասարակական երևույթների փոխազդեցությունների ոլորտում։ Այդ հանգամանքը թույլ է տալիս ընդունել, որ երկրաբանական միջավայրը բնահասարակական հասկացություն է։

Երկրաբանական միջավայրի ուսումնասիրման ընթացքում ներկայումս ձևավորվում է երկրաբանական գիտության բնագավառում նոր ուղղություն՝ շրջակա միջավայրի երկրաբանություն։ Քանի որ մարդու կենսական և անտնտսական գործունեությունը ընթանում է հիմնականում չորրորդական ժամանակաշրջանի ապարների վրա, շրջակա միջավայրի երկրաբանության հարցերի լուծումը պետք է տա չորրորդական երկրաբանությունը, որը իր հերթին սերտորեն առնչվում է նաև Երկրի տեսքը և օրգանական աշխարհն ուսումնասիրող գիտությունների՝ գեոմորֆոլոգիայի, կլիմայաբանության, հողագիտության, կենսաբանության, մարդաբանության, հնագիտության, ինժեներային երկրաբանության, սեյսմաբանության և այլնի հետ։ Այս գիտությունը լայն զարգացած է աշխարհի շատ երկրներում։ Չորրորդական ժամանակաշրջանի պրոբլեմների հետազոտություններին և միջազգային կապերի զարգացմանը աջակցում է Չորրորդական ժամանակաշրջանը ուսումնասիրող միջազգային միությունը (INQUA)։

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ И ТЕХНОГЕНЕЗА ГОРОДА ЕРЕВАНА

Ю. В. Саядян

Резюме

В пределах территории Еревана происходят необратимые техногенные изменения основных компонентов геологической среды: почвенно-растительного покрова, гидросферы и эволюционное преобразование всех верхних слоев литосферы.

Первостепенное значение имеет изучение той части геологической среды, с которой непосредственно связана активная форма жизни и производственной деятельности человека. Необходимо проведение стационарных комплексных исследований различных типов рыхлых отложений и вулканических пород плиоцен-четвертичного возраста, на которых построен весь город и продолжается его застройка. Базой этих исследований должна служить автоматизированная система техногеомониторинга и постоянно действующая математическая модель. Такой современный комплекс исследований позволяет своевременно применить не только меры защиты геологической среды, но и меры по ее облагораживанию, что является важнейшей проблемой градостроительства.

ISSUES OF GEOLOGICAL MEDIUM AND TECHNOGENESIS IN YEREVAN CITY

Yu. V. Sayadyan

Abstract

The important components of the geological medium and technogenesis in Yerevan City are analyzed, and their typical models' classification is given for town planning and development purposes.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Асланян А. Т., Карапетян К. И., Саядян Ю. В.** Сводная геологическая карта города Еревана и его окрестностей, М 1:25000. Ереван, ИГН АН АрмССР, 1981.
2. **Бондарик Г. К.** Общая теория инженерной (физической) геологии. М.: Недра, 1981. 235 с.
3. **Вернадский В. И.** Химическое строение биосферы Земли и его окружение. М.: Наука, 1965. 378 с.
4. **Говард А. Д., Ремсон И.** Геология и охрана окружающей среды. Л.: Недра, 1982. 583 с.
5. **Леггет Р.** Города и геология. М.: Мир, 1976. 558 с.
6. **Саядян Ю. В., Харазян Э. Х.** Геологическая карта города Еревана М 1:10000 (с объяснительной запиской). Ереван: Армжилпроект, 1990.
7. **Сергеев Е. М.** Инженерная геология и охрана окружающей среды.—Вестн. МГУ, сер. геол., 1979, № 9, с. 75—85.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, L, №1—2, 14—24

О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И К МИНЕРАГЕНИИ ЛАМПРОФИРОВЫХ ДИАТРЕМ ВЕДИНСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ

© 1997 г. **М. А. Сатиан, А. В. Варданян, Ж. О. Степанян, Р. Н. Таян, А. Х. Мнацаканян, М. А. Арутюнян, Г. Б. Нисанян**

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 17.04.96.

В статье рассмотрены геологическое строение и вещественный состав лампрофировых диатрем Вединской офиолитовой зоны. Выяснены принадлежность туфов диатрем к гологиалиновым разностям щелочных лампрофиров, раннемеловой возраст туфов и позднемеловой—даек диатрем, структурный контроль разломами и складчатостью поствалаижин-допозднеальбского этапа р офиолитах, потенциальная перспективность в отношении драгоценных минералов группы корунда и возможность использования туфов для получения стеклокерамики и цветного стекла.

Проявления щелочных базит-ультрабазитовых эруптивных брекчий в офиолитовых зонах весьма редки, но, будучи автономными и более молодыми по возрасту образованиями, они являются важными индикаторами тектоно-магматических обстановок постофиолитового этапа развития этих зон. Кроме того, с ними связываются перспективы поисков алмазов и других минералов высоких давлений в кимберлитовых комплексах [8, 12]. В Севано-Акеринской зоне эруптивные брекчии, секущие офиолиты, отмечены на Севанском хребте [13]; выявлены они и в верховье р. Акера [1], хотя структурная их позиция,

ISSUES OF GEOLOGICAL MEDIUM AND TECHNOGENESIS IN YEREVAN CITY

Yu. V. Sayadyan

Abstract

The important components of the geological medium and technogenesis in Yerevan City are analyzed, and their typical models' classification is given for town planning and development purposes.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Асланян А. Т., Карапетян К. И., Саядян Ю. В.** Сводная геологическая карта города Еревана и его окрестностей, М 1:25000. Ереван, ИГН АН АрмССР, 1981.
2. **Бондарик Г. К.** Общая теория инженерной (физической) геологии. М.: Недра, 1981. 235 с.
3. **Вернадский В. И.** Химическое строение биосферы Земли и его окружение. М.: Наука, 1965. 378 с.
4. **Говард А. Д., Ремсон И.** Геология и охрана окружающей среды. Л.: Недра, 1982. 583 с.
5. **Леггет Р.** Города и геология. М.: Мир, 1976. 558 с.
6. **Саядян Ю. В., Харазян Э. Х.** Геологическая карта города Еревана М 1:10000 (с объяснительной запиской). Ереван: Армжилпроект, 1990.
7. **Сергеев Е. М.** Инженерная геология и охрана окружающей среды.—Вестн. МГУ, сер. геол., 1979, № 9, с. 75—85.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, L, №1—2, 14—24

О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И К МИНЕРАГЕНИИ ЛАМПРОФИРОВЫХ ДИАТРЕМ ВЕДИНСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ

© 1997 г. **М. А. Сатиан, А. В. Варданян, Ж. О. Степанян, Р. Н. Таян, А. Х. Мнацаканян, М. А. Арутюнян, Г. Б. Нисанян**

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 17.04.96.

В статье рассмотрены геологическое строение и вещественный состав лампрофировых диатрем Вединской офиолитовой зоны. Выяснены принадлежность туфов диатрем к гологиалиновым разностям щелочных лампрофиров, раннемеловой возраст туфов и позднемеловой—даек диатрем, структурный контроль разломами и складчатостью поствалаижин-допозднеальбского этапа р офиолитах, потенциальная перспективность в отношении драгоценных минералов группы корунда и возможность использования туфов для получения стеклокерамики и цветного стекла.

Проявления щелочных базит-ультрабазитовых эруптивных брекчий в офиолитовых зонах весьма редки, но, будучи автономными и более молодыми по возрасту образованиями, они являются важными индикаторами тектоно-магматических обстановок постофиолитового этапа развития этих зон. Кроме того, с ними связываются перспективы поисков алмазов и других минералов высоких давлений в кимберлитовых комплексах [8, 12]. В Севано-Акеринской зоне эруптивные брекчии, секущие офиолиты, отмечены на Севанском хребте [13]; выявлены они и в верховье р. Акера [1], хотя структурная их позиция,

как и минералогия, особенно акцессориев, осталась недостаточно раскрытой. В Вединской офиолитовой зоне обнаружены диатремы щелочных лампрофиров [20, 21]. В пределах тетических разрезов диатремы щелочных лампрофиров были выявлены среди офиолитов Баер-Бассита северной Сирии [9]. Силловые залежи щелочных лампрофиров известны среди шаровых лав офиолитов Тосканы в Апеннинах [23]. Во всех этих регионах щелочно-лампрофировые диатремы формируются на постофиолитовом этапе. Лампрофиры внедряются либо сразу после становления офиолитов в структуре континентальной коры, как например, в Вединской зоне и в Тоскане, либо спустя значительный интервал времени, обозначенный длительной седиментацией, как в Баер-Бассите, где лампрофиры датируются постмаастрихтским временем. Поэтому совершенно естественен вопрос о причинах пространственного сонахождения офиолитов, которые большинством исследователей рассматриваются в качестве крупных аллохтонов и секущих их лампрофиров. Однако, в данной статье мы ограничимся изложением основных особенностей геологического строения выявленных диатрем, их петролого-минералогической характеристикой и кратко остановимся на перспективах прежде всего в отношении драгоценных цветных минералов группы корунда.

Краткая геологическая характеристика Вединской офиолитовой зоны и диатрем лампрофиров

Породы позднемезозойской офиолитовой ассоциации, простирающиеся вдоль бассейна рр. Аракс и Веди южного Закавказья, вскрыты единичными глубокими скважинами под мощным, до 3,5 *км*, сенонкайнозойским осадочным комплексом. Их выходы в Вединском антиклинории (верховья бассейна р. Веди) и в 30 *км* западнее, в ядре Ерахской антиклинали представляют особый интерес, поскольку только здесь можно видеть структурные соотношения всего петрографического разнообразия слагающих их пород. Офиолитовая серия сложена толщей афировых субщелочных, реже толеитовых базальтов с единичными потоками пикродолеритов [2], которая сменяется в верхах разреза щелочными базальтами, а также субвулканическими телами и пластовыми залежами трахитов (K-Ar—130-120 *млн. л)* и мелкими секущими телами карбонатитов доломитового ряда, обогащенных Zr, изредка их вулканогенно-седиментационными разностями (чередование доломитов и глобулярных кремней). Ассоциирующиеся с нижними горизонтами толщи глубоководные осадки—пачки микритовых известняков и линзы радиоляритов палеонтологически и радиологически относятся к позднеюрскому-раннемеловому времени [4, 17, 18]. Весь этот комплекс пород, именуемый нижней вулканогенно-осадочной толщей, интенсивно тектонизирован, в приразломных участках до меланжа, и включает в себе протрузии брекчированных серпентинитов и интрузии габбро, детально изученные Г. А. Казаряном [7]. В верхах разреза толщи устанавливаются мелкие пластины серпентинитов в подошве пологих надвигов. Латерально эта толща сменяется менее глубоководной щелочно-базальтовой толщей, вероятно включающей карбонатиты (сёвиты); возраст ее также позднеюрский-раннемеловой. В Ерахской антиклинали керсутитовые щелочные базальты, впервые подробно охарактеризованные Г. А. Казаряном, латерально к востоку сменяются потоками оливиновых базальтов. Здесь они включают линзу известняков с аммонитами берриаса [18]. В разрезе меланжа у с. Нор-Уги выявлены крупные рифы биоморфных (с кораллами) известняков в виде олистолитов. Возраст их по кораллам

датируется поздней юрой-неокомом. В пределах развития офиолитов отчетливо картируется, кроме того, верхняя вулканогенно-осадочная толща, в значительной мере соответствующая «хосровской свите» В. Л. Егояна [6]. Слагает ее парагенезис менее глубоководных пород: щелочных базальтов, трахиандезито-базальтов, в верхах разреза— трахитов (К-Ar—90 *млн. л*). Базальты содержат линзы микритовых известняков, радиоляриты же отсутствуют. Вся толща гораздо менее тектонизирована, залегает на нижней несогласно и в краевых разрезах представлена мелководными карбонатными и прибрежными терригенными отложениями, включающими крупные олистолиты пород обрамления и нижней толщи. Возраст верхней толщи определяется как позднеальбский-доаптскенонский [15].

Диатремы лампрофиров секут нижнюю, позднеюрскую-валанжинскую толщу, тогда как в пределах верхней толщи они не были обнаружены. Пространственно диатремы подчинены разломам и складчатым структурам пород офиолитовой серии, главный этап формирования которых определяется как постваланжинский-допозднеальбский. К-Ar радиологический возраст, видимо, омоложенный по причине гологиалинового состава туфов, соответствует 102 *млн. л.*, а редких ксенолитов керсутитовых лампрофиров—115 *млн. л.* Ерахская диатрема имеет эллипсовидную форму с длинной осью до 0,6 *км*, что следует из детального картирования и данных магнитометрических профилей и четырех картировочных скважин (глубиной до 60 *м*). В плане она вытянута широтно. Осложняющий диатрему с юга широтный разлом за ее пределами к западу представляет границу двух тектонических пластин: южной, сложенной толеитовыми и субщелочными афировыми базальтами офиолитовой серии, и северной, сложенной щелочными базальтами также позднеюрского-раннемелового возраста. В северной половине диатремы намечается система радиальных разломов, смещающая кольцевую дайку камптонитов и мончикитов. К востоку от Ерахской антиклинали дайки камптонитов и мончикитов были выявлены А. Р. Давтяном у северо-западной окраины пос. Веди. Далее к востоку, в Вединском антиклинории обнаружено до девяти выходов туфов. Они также эллипсовидной формы, но меньших размеров—до 150-170 *м* по длинной оси при ширине до 40-50 *м*. Контролируются эти выходы разломами СЗ, реже В-СВ простирания в пределах осевой части Хосровской антиклинали, представляя, видимо, «приразломные эксплозии» апикальных частей слабо эродированных крупных трех диатрем: к северу от г. Црдут, в 1 *км* восточнее среднего течения р. Кюсуз и, наконец, по правобережью р. Веди, в 1,3 *км* СВ развалин с. Азизкенд.

Петрографо-минералогическая характеристика пород диатрем

Туфы—главный тип пород выполнения диатрем. Зеленовато-серые, голубовато-светло-зеленые, массивные, они обычно низкой крепости, витрокластические, с карбонатным цементом. Ксенолиты в них сходны с породами нижней вулканогенно-осадочной толщи, что подтверждается как петрографическим сходством, так и радиологическими датировками. Краевые крупнообломочные (10—20 *м*) брекчии разрушения сменяются к центру Ерахской диатремы более однообразными по составу мелкообломочными (6—15 *см*, изредка до 0,5 *м*) жерловыми брекчиями. Среди обломков их преобладают миндалекаменные базальты. Обнаружены родственные глубинные включения керсутитовых и Ti-клинопироксен-керсутитовых габбро, амфиболитов, анортозитов, изредка гарцбургитов. Особо интересны табачно-желтые

Таблица 1

Представительные химические анализы клинопироксенов из щелочных туфов и даек лампрофиров Вединской офиолитовой зоны

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	42,27	42,37	43,35	47,90	44,04	43,51	42,43	45,22	48,61	49,64	51,86
TiO_2	4,81	2,57	1,91	2,12	3,39	3,26	4,56	3,02	0,96	0,92	—
Al_2O_3	11,51	8,75	8,63	6,46	10,26	12,72	11,65	12,74	10,54	8,66	2,99
FeO*)	7,65	5,87	5,60	8,09	8,78	5,79	7,61	5,35	5,97	5,28	2,34
MnO	—	0,08	0,44	0,05	0,41	0,02	0,18	0,15	0,06	—	—
MgO	10,73	12,46	13,39	12,90	11,46	11,84	11,01	9,65	13,14	14,79	16,36
CaO	21,47	25,16	25,15	22,38	21,66	21,54	22,27	21,65	17,67	19,17	24,47
Na_2O	2,53	1,41	1,18	—	—	1,04	—	1,93	2,92	1,48	0,35
K_2O	0,03	0,38	0,02	—	—	0,06	0,19	0,03	0,16	—	0,08
Cr_2O_3	—	0,92	0,34	0,10	—	0,22	0,08	—	—	—	1,56
Σ	100,00	100,60	100,00	100,0	100,00	100,00	100,00	100,09	100,00	100,00	100,00

Примечание: Анализы выполнены на микрозонде «Camebax», ИЭМ РАН, аналитик Л. П. Плюснина.

*) Все железо в форме закиси железа.

1—обр. 139, Ti—фассаит из щелочно-лампрофировых туфов Ерахской диатремы; 2—обр. 1, Ti—фассаит из туфов диатремы Вединского антиклинория; 3—обр. 2, то же; 4—обр 152, Ti—салит из дайки, Ti—клинопироксен-керсутитового мончикита, Ерахская диатрема, центр зонального мегакристалла; 5—обр. 152, то же; Ti—фассаит краевой каймы мегакристалла; 6—обр. 136, Ti—фассаит из дайки оливин- Ti—клинопироксенового камптонита, Ерахская диатрема, центр зонального фенокристалла; 7—обр. 136, то же, Ti—фассаит краевой каймы фенокристалла; 8—обр. 147, Ti—фассаит из силла керсутитового фонотефрита, Ерахская диатрема; 9—обр. 29а, омфацит, ксенокристалл в щелочно-лампрофировых туфах, Ерахская диатрема; 10—обр. 29, то же; 11—обр. 94/128, хромдиопсид, ксенокристалл в щелочно-лампрофировых туфах, Ерахская диатрема.

карбонатиты—сёвиты в виде автолитов до 20 *см* в диаметре и их брекчий. В составе минералов сёвитов помимо породообразующего кальцита установлены зонально размещенные относительно зерен карбоната мегакристы мантийного хромдиопсида (табл. 1) (Cr_2O_3—0,92-1,56 вес. %, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70403 \pm 0.00018$), глиноземистые, умеренно-низкохромистые хромшпинелиды (Cr_2O_3—31,13—18,81 вес. %, Al_2O_3—33.87—49.73 вес. %), титанистый и хромистый биотит, фуксит, реликты магнезиального оливина, серпентин. K-Ar возраст автолитов по тремолитовым прожилкам в них определен в 140 *млн. лет*.

До 65—70% от общей массы туфов слагают витрокласты угловатой, иногда рогульчатой формы, почти все они обнаруживают глобулярную гекстуру стекла, где глобули (0.1—0.5 *мм*) слагают до 20—30% поверхности. Структура стекла гологиалиновая, иногда редкопорфировая. Относительно матрикса глобули обогащены калием, в меньшей мере натрием, а также магнием, железом, титаном и рядом микроэлементов. Отдельные глобули сложены нацело гематитом с примесью кальцита. Как и матрикс, глобули замещены иногда хлоритом, смектит-монтмориллонитом. Субфенокристаллы в витрокластах (3-4%) представлены замещенным оливином, клинопироксенами разной генерации (Ti-фассаиты и Ti-салиты с $Al^{VI}/Al^{IV} = 0.10—0.76$) (табл. 1, рис. 1а), керсутитом (TiO_2-5.24 вес. %), ортоклазом, анортоклазом, биотитом (FeO—9.74 вес. %, MgO—7.98 вес. %). Ксенокристы (?) в туфах образованы хромдиопсидом, омфацитом ($Al^{VI}/Al^{IV} = 1.85-1.97$), диопсидом, гиперстеном, базальтической и обыкновенной роговыми обманками, тремолитом, актинолитом, глаукофаном, а также плагиоклазом и кварцем. Нередки игольчатые выделения апатита и зерна магнетита; отмечены единичные зерна мелилита и флюорита. Отмечены крупные таблитчатые выделения анальцима.

Карбонатный цемент туфов (до 30—35%), скрепляющий витрокластический материал, порового и контактового типа, местами крустификационный и глобулярный. Структура его крупно-среднезернистая; кристаллический агрегат представлен субсферическими, иногда концентрически-зональными зернами с закругленными границами соприкосновения, вдоль которых нередко развивается анальцим. Отдельные зерна цемента сложены радиально-лучистыми, волокнистыми агрегатами и сферокристаллами. Состав цемента существенно кальцитовый (табл. 2) с примесью магния, марганца, железа; участками, по данным рентгено-спектральных определений, выявляются высокие содержания лантана, церия. По всем этим признакам большая часть цемента первичная, позднемагматическая—автометаморфическая. Вместе с тем, высокие значения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.706 \pm 0.0002$ в кальците позволяют предполагать привнос в систему радиогенного стронция других источников.

Из акцессорных минералов отметим лилово-красноватый рубин, зеленый, голубоватый, редко желтый сапфир, лейкосапфир*)—преимущественно обломки кристаллов, размером до 0.2—0.3, редко 0.7 *мм*. Обнаруживаются бесцветные и светло-желтые мелкие кристаллы граната андрадитовой группы, отмечены муассанит, циркон, рутил, сфен и анатаз, ильменит (MgO—3.69 вес. %), барит, целестин, графит. Несколько чаще встречаются глиноземистые, низкохромистые хромшпинели (Al_2O_3—33.6-26.2 вес. %; Cr_2O_3—25.7-28.6 вес. %). Выявлены самородные золото и серебро.

---

*) В начале 80-х годов А. Г. Мидян и П. М. Бартикян при проведении шлиховой съемки аллювиальных отложений р. Веди и ее притоков отмечали присутствие бесцветного корунда.

Таблица 2

Представительные химические анализы щелочных туфов и даек лампрофиров из диатрем Вединской офиолитовой зоны

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	32,93	34,84	37,75	35,62	37,78	40,53	0,30	42,87	43,45	41,91	42,24	51,07	52,25
TiO_2	1,85	1,82	2,40	2,55	3,56	1,93	0,01	1,80	2,09	1,84	2,30	1,50	1,12
Al_2O_3	11,49	9,40	12,67	12,02	11,94	14,19	0,11	17,84	16,03	16,27	14,21	19,69	19,70
Fe_2O_3		7,51		10,88	8,40	6,57		9,77	4,44	6,73	6,55	4,35	2,76
FeO	6,90	1,96	7,88	1,72	5,45	7,47	0,72	1,14	6,03	3,12	3,21	1,14	2,58
MnO	0,15	0,25	0,25	0,23	0,21	0,24	0,13	0,36	0,40	0,14	0,16	0,15	0,1
MgO	8,39	13,12	9,20	9,17	8,80	6,69	0,82	4,52	4,69	7,74	8,33	1,54	2,22
CaO	16,91	12,34	8,61	7,50	11,19	11,28	54,40	9,80	10,29	9,04	6,79	3,85	4,69
Na_2O	1,49	1,53	1,05	1,76	1,20	2,00	—	3,70	4,15	2,26	2,81	4,80	4,20
K O	2,61	0,99	2,78	2,72	0,35	0,85	—	0,85	0,92	2,56	2,06	5,20	4,50
P_2O_5	0,72	0,61	0,70	0,73	0,92	0,29	—	0,57	1,14	0,45	0,36	0,46	0,57
H_2O-	2,20	3,42	4,00	5,79	5,18	1,32	—	1,50	0,67	3,20	7,09	1,30	0,79
H_2O+	7,28	5,86	6,01	3,00	0,77	1,78	—	3,71	3,75	3,10	2,35	3,41	2,28
CO_2	6,80	6,25	6,30	5,50	5,75	5,14	—	2,15	1,20	1,30	0,90	1,76	2,77
Σ	99,71	99,90	99,27	99,50	100,50	100,28	56,65	100,58	99,15	99,66	99,38	100,22	100,54

Примечание: **Бассейн р. Веди:** 1—обр. А—1, витрокластическая брекчия, в 1,5 км к СВ от с. Азизкенд; 2—обр. БЕ-118, витрокластический туф, там же; 3—обр. К—4, витрокластическая брекчия, р. Кюсуз; **Ерахский хребет:** 4—обр. БЕ-122, витрокластическая брекчия, ЮВ фланг диатремы; 7—обр. К-87, кальцитовый цемент витрокластического туфа, ЮВ фланг диатремы, кроме того Cr_2O_3—0,10, NiO—0,06; 8—обр. Д-2, Ti—клинопироксен-керсутитовый мончикит со стекловатым базисом, кольцевая дайка Ерахской диатремы; 9—обр. БЕ-76, то же; 10—обр. 90-508, оливин- Ti—клинопироксен-плагиоклазовый камптонит с призматически-зернистым базисом, дайка в западной части Ерахской диатремы; 11—обр. БЕ-128, оливин- Ti—клинопироксен-керсутитовый кампто-мончикит со стекловатым базисом; дайка в восточной части Ерахской диатремы; 12—обр. БЕ-143, керсутитовый фонотефрит со стекловатым базисом, силл в восточной части Ерахской диатремы; 13—обр. Б-22, то же.

Туфы характеризуются низкими содержаниями кремнезема, обогащенностью щелочами (при варьирующих K/Na отношениях), магнием ,титаном (до 4—6 вес. % в Ерахской диатреме), фосфором и летучими компонентами, в том числе и CO_2 (3.50—11.77 вес. %), несколько повышенным для клана щелочных лампрофиров содержанием Al_2O_3 (табл. 2).

На дискриминационной диаграмме Н. Рока в координатах SiO_2—Na_2O+K_2O (рис. 1, *б*) химические составы туфов занимают поле щелочных лампрофиров со смещением в промежуточную область к ультраосновным составам. Принадлежность туфов к щелочным лампрофирам подтверждается также низкими значениями отношения SiO_2/Al_2O_3 в составах клинопироксенов (табл. 1). Содержания РЗЭ в туфах и в стекле (в скобках) составляют (в *г/т*): La—36(40), Ce—62(100), Nd—23(38), Sm—5.9(9), Eu—1.7(2.6), Tb—0.8(1.2), Tm—0.3(0.31), Yb—1.6(1.7), Lu—0.3(0.35); характер распределения РЗЭ, нормализованных к хондриту, соответствует щелочным лампрофирам [25]. По данным приближенного количественного анализа, содержания микроэлементов в туфах в среднем для 64 образцов составляют: Mn—0,1%, Co—0.005%, V—0.015%, Cr—0.028%, Mo—0.0008%, Zr—0.018%, Nb—0.008%, Cu—0.0034%, Sr—0.023%, Zn—0,01%, Pb—0.001%, Sn—0.0001%.

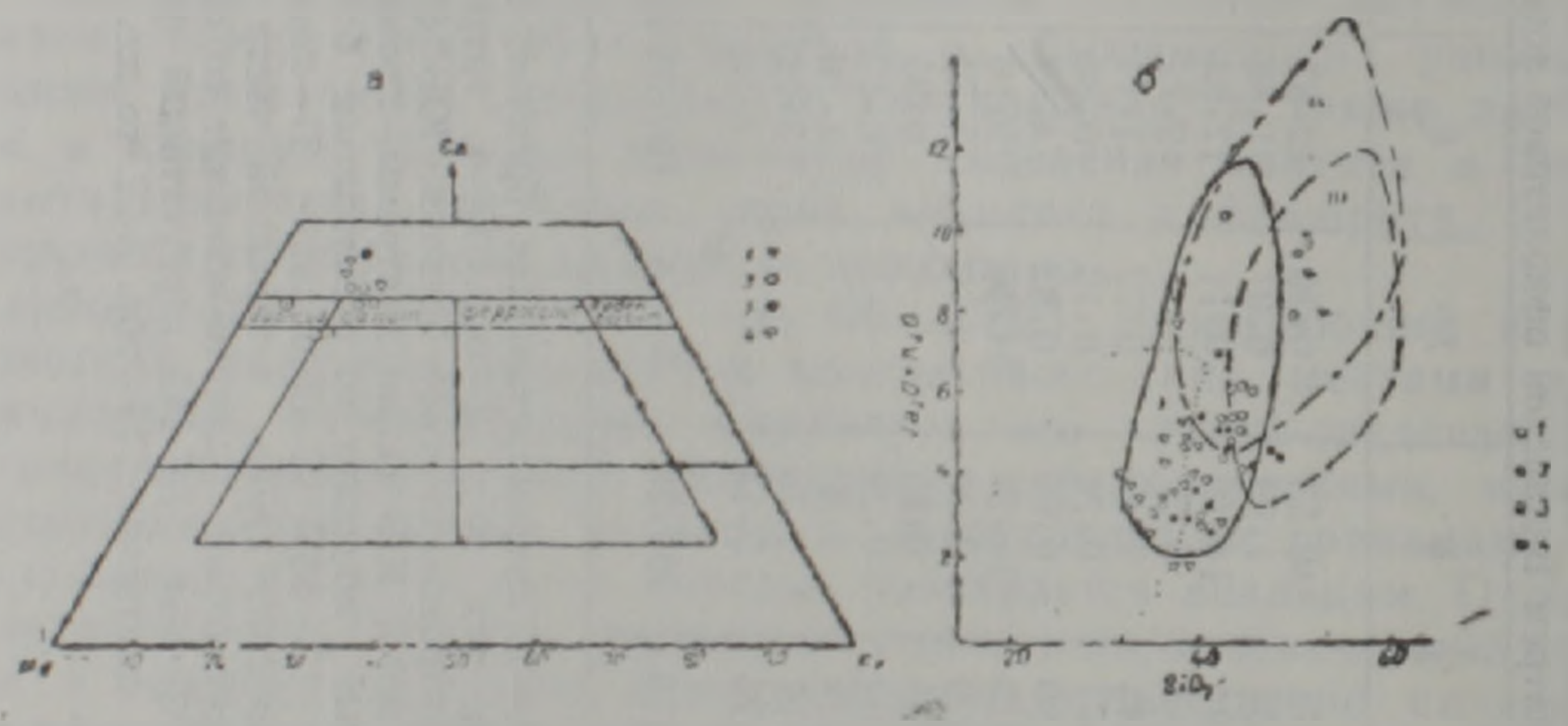


Рис. 1.*а*—Составы клинопироксенов из пород лампрофировых диатрем Вединской зоны на пироксеновой трапеции энстатит (Mg)—ферросилит (Fe)—волластонит (Ca). 1—клинопироксены из туфов; 2—клинопироксены из даек мончикитов и камптонитов; 3—клинопироксены из силлов фонотефритов; 4—клинопироксены ксенокристов. *б*—Составы пород лампрофировых диатрем Вединской зоны на дискриминационной диаграмме Н. Рока (1987) в координатах SiO_2—Na_2O+K_2O. Поля по Н. Року: I—ультрамафических лампрофиров; II—щелочных лампрофиров; III—известково-щелочных лампрофиров; IV—лампроитов. 1-4—лампрофиры из диатрем Вединской зоны: 1—щелочно-лампрофировые туфы выполнения диатрем; 2—дайки оливин—Ti—клинопироксен-керсутитовых камптонитов и кампто-мончикитов; 3—дайки Ti—клинопироксен-керсутитовых мончикитов; 4—силлы керсутитовых фонотефритов.

Дайки щелочных лампрофиров Ерахской диатремы представляют прерывистую гряду выходов подковообразной формы. По классификации Н. Рока [24] они определяются как мончикиты (Ti-клинопироксен-керсутитовые), кампто-мончикиты и камптониты (оливин—Ti-клинопироксен-плагиоклазовые, Ti-клинопироксен-керсутит-плагиоклазовые). Мощность кольцевой дайки составляет 3—5 *м*, местами— 10 *м*, падение дайки близвертикальное, местами с выполажи-

ванием до 40—50° к центру диатремы. Вдоль контактной зоны породы неравномерно-пористые с выполнением миндалин анальцимом и карбонатом, местами наблюдаются закалочные контакты. Дайки относительно туфов составляют на изученном уровне среза не более 10% от площади диатремы. В Ерахской диатреме отмечены также силлы керсутитовых фонотефритов.

В верховьях р. Веди эллипсоидальной формы выходы туфов сопровождаются редкими дайками плагиоклаз—Ti-клинопироксен-керсутитовых камптонитов и оливиновых щелочных базальтов, линейно вытянутых вдоль одного из краев диатремы. Кольцевых структур здесь не обнаружено.

Общими петрографическими признаками для даек и силлов являются лампрофировая структура, высокое содержание мега- и фенокристаллов темноцветных минералов с обратным характером зональности, обилие субфенокристаллов апатита, наличие стекловатого (мончикиты, фонотефриты) или призматически-зернистого (камптониты) базиса, преобладание в его составе микролитов и лейстов Ti-клинопироксена, керсутита, реже биотита, игольчатого апатита, интерстициальные выделения анальцима, калиевого полевого шпата и кальцита, присутствие более лейкократовых оцеллей.

По химизму дайки лампрофиров недосыщены SiO_2, нефелин-нормативного состава с повышенным содержанием окиси кальция, щелочей и TiO_2, а также P_2O_5, CO_2 и других летучих компонентов (табл. 2). На диаграмме Н. Рока (рис. 1,*б*) составы даек располагаются в поле щелочных лампрофиров, представляя сравнительно с туфами более дифференцированный по SiO_2 и общей щелочности ряд. Одновременно, в дайках увеличивается роль Al_2O_3 и уменьшается MgO. Составы фонотефритов за счет высокого содержания SiO_2 смещаются в область наложения полей лампрофиров и известково-щелочных лампрофиров. Составы вкрапленников клинопироксена из даек (табл. 1, рис. 1, *а*) отвечают Ti-фассаитам и характеризуются низкими Al^{VI}/Al^{IV} отношениями. Сравнительно с туфами, лампрофиры даек содержат меньше Cr, Ni, Co, Cu, но заметно более обогащены Zr (до 1000 *г/т*), P (до 1800 *г/т*) и Rb. Составы РЗЭ камптонитов и мончикитов (в скобках) следующие: La—110(75), Ce—170(122), Nd—55(37), Sm—12(7,6), Eu—3,5(1,85), Tb—1,2(0,8), Tm—0,6(0,4), Yb—3,3(3,4), Lu—0,47(0,53). Эти цифры указывают на усиление роли легких РЗЭ в дайках. В кампто-мончикитах выявлены муассанит, графит, хромшпинелиды, зерна самородного золота. Радиологически (K-Ar) лампрофиры даек датируются 97—92 *млн. л.* (сеноман-турон).

В целом приведенные петрографо-минералогические и геохимические особенности туфов диатрем позволяют предполагать для них мантийные уровни выплавления исходной магмы в условиях высокого P_{CO_2}, с обособлением вследствие ликвации карбонатитовой фракции расплава, а для даек лампрофиров—малоглубинные условия дифференциации насыщенных флюидами расплавов в магматических очагах, принадлежащих уровням континентальной коры.

Контактово-метасоматическое воздействие диатрем на вмещающие базальты выражено крайне слабо и неповсеместно монтмориллонитизацией. Широтный разлом вдоль южного края Ерахской диатремы сопровождается секущими туфы и дайку мончикитов кварц-карбонатными жилами с окисными марганцевыми рудами [14].

Подводя итоги, необходимо подчеркнуть новизну поставленной проблемы в региональной геологии юга Закавказья. Длительное проявление щелочно-базальтового магматизма с поздней юры до ран-

него сенона, связанное с полициклическим континентальным рифтогенезом северного края Иранской плиты [19], сопровождается, как видно, специфической минерагенией, более полное раскрытие которой—одна из задач последующих исследований. Для минерагенической оценки диатрем рубиноносных щелочных лампрофиров важно отметить генетическое их сходство с магматогенными месторождениями ювелирного корунда щелочно-базальтовой группы [10]. В одной из диатрем содержания рубина достигают 1—10 карат на тонну (в пересчете от содержания в пяти пробах весом в 100 *кг* каждая) при высокой чистоте кристаллов рубина, относимого к разновидности «голубиная кровь». Поиски минералов группы рубина целесообразно расширить за счет базальных слоев граувакковой формации раннего сенона, перекрывающей с размывом диатремы и верхнюю вулканогенную толщу, включая территорию не только бассейна р. Веди, но и левобережье р. Арпа, где в составе граувакков и конгломератов значительное место принадлежит продуктам разрушения щелочно-базальтовых пород. Целесообразно также магнитометрическое профилирование выходов туфов Ведийской антиклинали с целью уточнения морфологии диатремы. Щелочные лампрофиры выполнения диатрем, несущие отчетливые следы многостадийного проявления магматической ликвации типа силикатная фракция-карбонатный флюид, представляются перспективными в отношении концентраций рудных компонентов, как результат более поздней ликвации также на силикатную и рудную фракции [11]. При комплексной оценке следует обратить внимание на наличие в туфах ксенокристаллов хромдиопсида, а также на пригодность туфов для получения стеклокерамики; при добавках же в шихту высококремнистого сырья—цветного стекла, о чем свидетельствуют полупромышленные испытания.

В заключение считаем своим долгом выразить благодарность сотрудникам аналитических лабораторий и полевых отрядов ИГН НАН РА. Особо благодарим за содействие в проведении микрозондовых и геохимических аналитических определений и советы при проведении исследований докторов геолого-минералогических наук Л. П. Плюснину (ИЭМ РАН, г. Черноголовка, Москва) и В. И. Ваганова (ЦНИГРИ, Москва).

Работа выполнена в рамках темы 96—113, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

ՎԵՐԻՆ ՕՁԻՄԼԻՏԱՅԻՆ ԳՈՏՈՒ ԼԱՄՊՐՈՖԻՐԱՅԻՆ ԴԻԱՏՐԻՄԱՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԻ ԵՎ ՄԻՆԵՐԱԳԵՆԻԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

Մ. Ա. Սարգսյան, Ա. Վ. Վարդանյան, Ժ. Հ. Ստեփանյան, Ռ. Ն. Տայան, Ա. Ս. Մնացականյան, Մ. Ա. Հարությունյան, Գ. Բ. Նիսանյան

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում քննարկված են Վեդու օֆիոլիտային գոտու լամպրոֆիրային դիատրեմների երկրաբանական կառուցվածքը և նյութական կազմը։ Պարզաբանված են դիատրեմների տուֆերի պատկանելիությունը ալկալային լամպրոֆիրների հալոգիալինային տարատեսակին, որոնք բավականին հագեցած լինելով լամպրոֆիրային կլանում՝ ճշտում են մագմատիկ օջախի հալոցքի բաղադրությունը։ Պարզաբանված են նաև տուֆերի վաղ կավճի և դիատրեմայի ուշ կավճի հասակները։ Հայտնաբերված են մոնչիկիտներ, կամպտոնիտներ (դայկաններ) և ֆունոտոֆրիտներ (սիլաններ)։

Ցույց են տրված օֆիոլիտներում խզումների և ծալքավորության հետվալանժին-մինչև ուշալբյան էտապի ստրուկտուրային վերահսկողությունը, կոռունդի խմբի թանկարժեք միներալների պոտենցիալ հեռանկարները, ինչպես նաև տուֆերի օգտագործումը ապակե կերամիկայի և գունավոր ապակի ստանալու բնագավառում։ Նշված են վեդու օֆիոլիտային գոտում ուրբինատար դիատրեմանների ռացիոնալ որոնումները։

ON GEOLOGICAL STRUCTURE AND MINERALLOGENY OF LAMPROPHYRIC DIATREMES OF THE VEDY OPHIOLITE ZONE

M. A. Satian, A. V. Vardanyan, Zh. H. Stepanyan, R. N. Tayan, A. Kh. Mnatsakanyan, M. A. Haroutyunyan, G. B. Nisanyan

Abstract

The paper deals with the geological structure and composition of lamprophyric diatremes of the Vedy ophiolite zone. It is found out that the diatreme tuffs belong to holohyaline differences of alkaline lamprophyres, the tuffs are of the Early Cretaceous and the diatreme dykes are of the Late Cretaceous, the structural control with faults and folding relate to the Post-Valanginian—Pre-Late Albian stage in the ophiolites. A potential perspectivity with respect to precious minerals of the corundum group and a possibility to use tuffs for production of glassy ceramics and coloured glass are found out as well.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Акимов А. П., Геншафт Ю. С.** Эруптивные брекчии щелочно-ультраосновного состава на Малом Кавказе.—ДАН СССР, 1990, т. 313, № 5, с. 1182—1184.
2. **Асланян А. Т., Сатиан М. А., Мнацаканян А. Х., Ханзадян Г. А.** Высокомагнезиальные шаровые лавы Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1987, № 1, с. 9—16.
3. **Багдасарян Г. П., Варданян А. В., Сатиан М. А.** О возрасте вулканических пород офиолитовой ассоциации (Армянская ССР).—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1988, № 6, с. 11—18.
4. **Белов А. А., Брагин Н. Ю., Вишневская В. С.** и др. Новые данные о возрасте офиолитов Веди (Армения).—ДАН СССР, 1991, т. 321, № 4, с. 784—788.
5. **Дорошев А. М., Малиновский И. Ю.** Верхняя по давлению граница устойчивости сапфирина.—ДАН СССР, 1974, т. 129, № 4, с. 959—961.
6. **Егоян В. Л.** Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1955, 180 с.
7. **Казарян Г. А** Особенности геологического строения и петрогенезиса офиолитовых габброидов Севанской и Вединской зон Армении. Изв. НАН РА. Науки о Земле, 1994, т. XLVII, № 3, с. 19—31.
8. **Каминский Ф. В.** Алмазоносность некимберлитовых изверженных пород. М.: Недра, 1984, 171 с.
9. **Кепежинскас К. Б., Кепежинскас В. В., Киреев А. Д.** и др. Соотношение постмаастрихтовых лампрофировых диатрем с офиолитами Баер-Басситского района Сирии.—ДАН СССР, 1991, т. 319, № 3, с. 713—716.
10. **Киевленко Е. Я.** Поиски и оценка месторождений драгоценных и поделочных камней. М.: Недра, 1980, 165 с.
11. **Маракушев А. А.** Петрогенезис. М.: Недра, 1988, 129 с.
12. **Павленко А. С., Геворкян Р. Г., Асланян А. Т., Гулян Э. Х.** и др. К вопросу об алмазоносности гипербазитовых поясов Армении. Геохимия, 1974, № 3, с. 366—379.
13. **Паланджян С. А.** Обнаружение эруптивной брекчии ультраосновного состава в полосе развития гипербазитов Севанского хребта. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1973, № 5, с. 82—84.
14. **Пароникян В. О., Сатиан М. А., Варданян А. В., Яшвили Л. П.** О марганцевых рудах Ерахской антиклинали (Малый Кавказ).—ДАН Армении, 1990, т. 91, № 5, с. 215—218.

15. **Сатиан М. А.** Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1979, 168 с.
16. **Сатиан М. А., Ханзадян Г. А.** Породы лампроитовой серии в офиолитовом разрезе Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, № 5, с. 64—67.
17. **Сатиан М. А., Варданян А. В., Кванталиани И. В.** Открытие отложений берриаса в Вединской офиолитовой зоне Малого Кавказа.—ДАН АрмССР, 1989, т. 88, №5, с. 228—231.
18. **Сатиан М. А., Варданян А. В., Бойнагрян Б. В.** Об офиолитовой ассоциации Ерахского хребта (Вединская офиолитовая зона Малого Кавказа).—Изв. АН. АрмССР, Науки о Земле, 1989, № 6, с. 3—11.
19. **Сатиан М. А.** Зоны полициклического рифтогенеза и офиолитогенез центрального сектора Мезотетиса. ДАН АрмССР, 1991, т. 92, №2, с. 81—85.
20. **Сатиан М. А., Варданян А. В.** Обнаружение щелочно-базит-ультрабазитовой диатремы в Вединской офиолитовой зоне. ДАН Армении, 1994, т. 94, № 5.
21. **Сатиан М. А., Варданян А. В., Степанян Ж. О.** и др. Рубиноносные диатремы Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. ДАН Армении, 1996.
22. **Смит Г.** Драгоценные камни. М.: Мир, 1984, 556 с.
23. **Faraone D., Stoppa F.** Petrology and regional implications of early Cretaceous alkaline lamprophyres in Ligure-Maremmane group (Southern Tuscany, Italy), An outline «Ofioliti», 1990, v. 15, № 1, pp. 45—60
24. **Rock N. M. S** The Permo-Carboniferous camptonite-monchiquite dyke-suite of the Scottish Highlands and Islands: distribution, field and petrologucal aspects. Institute of Geological sciences; Report [82] (4). London, 1983, 36 p.
25. **Rock N. M. S.** The origin of lamprophyres: an overview. In Fitten and Upton B. C. S. (Eds.). In «Alkaline Igneous Rocks», Geol. Soc. Sp. Publ., 1987, v. 30, p. p. 191—226.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, L, №1—2, 25—34

ДИЛИЖАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ: СТРОЕНИЕ, СОСТАВ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

© 1997 г. Р. А. Мандалян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 17.04.96.

На основании литолого-формационного анализа рассмотрены основные черты дилижанского сланценосного поля, дана всесторонняя характеристика горючих сланцев и сопутствующего терригенного парагенезиса.

Существенным фактором образования сланцев является формирование тектонической впадины, которая по мере обводнения превращалась в озерный водоем продолжительного развития с интенсивной терригенной садкой (конгломераты, песчаники, алевролиты). В его неглубоких иловидных впадинах накапливались тонкозернистые глинистые и алевритоглинистые осадки со значительным содержанием органического вещества (ОВ), необходимого для формирования горючих сланцев. Исходным материалом служил планктон-зеленые, желтовато-зеленые, а также бурые водоросли. Процесс вызревания этой биомассы в конечный горючий компонент протекал в несколько стадий глубоких химических превращений. По особенностям состава дилижанские сланцы являются сапропелевыми и сапропелево-гумусовыми.

Геологическое строение. Дилижанская терригенная сланценосная формация (Севано-Ширакский синклинорий, верхний олигоцен—нижний миоцен залегает с размывом на неровной поверхности вулканитов верхнего эоцена [5,9]). В пределах Большого Дилижана она развита в виде полосы, обнаженной в бассейне р. Агстев на протяжении 10 *км* —от окраины микрорайона Шамахян до местечка «Редькин лагерь» и окрестностей озера Парзлич. Породы Дилижанской формации интенсивно дислоцированы и собраны в синклинальную складку, осложненную мелкой гравитационной складчатостью. Они характеризуются значительными (25—55°), а в приразломных зонах очень крутыми (65—80°) падениями слоев. По вещественному составу имеет место полное преобладание терригенных накоплений (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глины, горючие сланцы), имеющих в отдельных интервалах разреза циклическое строение. По левобережью р. Агстев в кровле формации среди терригенных накоплений развиты углистые аргиллиты и маломощные слои углей. Дилижанская сланценосная формация характеризуется значительной изменчивостью состава, которая становится отчетливой при сопоставлении строения двух противоположных бортов ущелья р. Агстев. В левобережье она представлена в следующей последовательности [9]. 1. Чередование мелко-среднегалечных конгломератов с гравелитами и песчаниками (50—60*м*). 2. Преимущественно мелкозернистые терригенные накопления (с отдельными пачками конгломератов), содержащие 6 слоев горючих сланцев. Характерно присутствие пресноводной ихтиофауны и растительных остатков (200—250 *м*). 3. Зеленовато-серые и серые песчаники, переходные к гравелитам. Содержат пресноводные гастроподы (50—60 *м*). 4. Агстевские конгломераты, содержащие в подчиненном количестве гравелиты и песчаники, а в кровле—углистые аргиллиты (200—250 *м*). 5. Подсвита углистых сланцев, представленная чередованием песчаников и углистых аргиллитов, содержащих несколько маломощных (25—40 *см*) слоев углей (80—120 *м*).

Иной состав терригенных накоплений присущ обширной площа-

ли правобережья Агстев, расположенной между микрорайоном Кахни-Хач и озером Парзлич. Основание формации, обнаженное на юго-восточной окраине города (конгломераты, гравелиты и песчаники, мощность 40—110 *м*), здесь не вскрыто. У противооползневой галереи Дилижана и в крутых ущельях речек ,стекающих со склонов г. Маймех. по данным автора, наблюдается следующая последовательность разреза. 1. Чередование коричневых аргиллитов, алевролитов и песчаников, содержащих растительный детрит (35 *м*). 2. Горизонт терригенных накоплений, представленный чередованием тонкослоистых аргиллитов, листоватых горючих сланцев и песчаников, содержащих маломощные слои конгломератов (35—38 *м*.) 3. Темно-серые и черные листоватые горючие сланцы с прослоями алевритистых глин (6 *м*) 4. Известковистые песчаники с конкрециями мергелей (32 *м*). 5. Чередование коричневых глин (преобладают) с тонкорассланцованными горючими сланцами (26—30 *м*). 6. Серые средне-крупнозернистые песчаники с прослоями конгломератов, гравелитов и горючих сланцев (48 *м*). 7. Светло-коричневые слоистые песчаники с примесью гравия и редких галек (35 *м*). 8. Преимущественно алевро-пелитовые накопления, содержащие 4 слоя горючих сланцев (0.8—3 *м*), листоватых и рассыпчатых (55 *м*). 9. Мелкозернистые песчаники, переходящие в глинистые алевролиты с конкрециями углей и раковинами пелеципод (45 *м*). 10. Светло-коричневые алевритистые песчаники с прослоями мелкообломочных конгломератов, гравелитов и туффитов (85 *м*). 11. Алевритистые глины и глинистые сланцы с отдельными пачками песчаников, гравелитов. Содержат примесь и прослои кислой пирокластики (89 *м*). Выше обнажены андезиты, слагающие массив г. Маймех.

Суммарная мощность разреза (без его основания—нижней части) находится в пределах 420—460 *м*. Аналогичное строение присуще формации по линии «Редькин лагерь»—Пансионат кинематографистов—оз. Парзлич. В кровле здесь заметна обогащенность терригенного материала пирокластической примесью, а данные бурения, проведенного Дилижанской инженерно-геологической экспедицией ИГН, указывают на развитие мелко-среднеобломочных пирокластических брекчий мощностью до 10—12 *м*.

Изложенное показывает, что при общем преобладании терригенного компонента Дилижанская формация характеризуется неоднородностью строения, отражающей различия общей палеогеографической обстановки и внутрибассейновых фациальных условий в отдельные интервалы развития.

Главные типы пород. Конгломераты в целом обильны, хотя по площади развиты неравномерно. В их составе преобладают среднегалечные разновидности (2,5—5 *см*) при несколько подчиненном значении крупногалечных (5—10 *см*). Последние содержат валуны (15—20 *см*) и окатанные глыбы (1—1.5 *м*). По форме преобладают округло-сферичные и слегка сплюснутые сфероидальные разности, тогда как уплощенные и плоско вытянутые гальки составляют не более 10—15% от их общего количества. Слагаются они следующими петрографическими типами: трахириолитами, риодацитами—55—75%; андезито-дацитами, трахиандезитами и андезитами—20—45%; андезито-базальтами, базальтами—5—15%; песчаниками, алевролитами, аргиллитами—3—5%.

Кроме того присутствуют единичные гальки вариолитов, известняков с вулканокластической примесью ,мергелей, а в конгломератах основания—гранитных и щелочных интрузий. Заполнитель песчано-

гравийный, соответствующий общему составу галек. Цемент (связующее вещество)—глинистый и часто пропитан гидроокислами железа. Содержит в небольшом количестве растительный детрит и еще реже обломки остракод и пелеципод.

Песчаники преимущественно представлены кислыми граувакками [8]. Они характеризуются обилием (до 85%) окатанных фрагментов эффузивных пород при подчиненном значении зерен кварца и полевых шпатов (санидин и плагиоклазы ряда олигоклаз-андезин). В составе обломков диагностируются следующие главные разновидности: санидиновые трахириолиты с вкрапленниками высокотемпературного кварца, санидина, кислого плагиоклаза и биотита в микрофельзитовой или сферолитовой основной массе; опацитизированные щелочные и субщелочные риодациты и дациты с вкрапленниками калишпата, кислого плагиоклаза и биотита в девитрифицированной связующей массе.

В подчиненном количестве (10—18%) в составе граувакк развиты обломки трахиандезитов, андезитов, андезито-базальтов, а также песчаники терригенных пород. Цемент (8—30%) представлен глинистым материалом, в составе которого преобладает каолинит. Карбонатность песчаников небольшая (0,4—4,2%), а ее эпизодическое возрастание до 10—12% связано с присутствием в цементе раковинок пелеципод и гастропод. Наряду с кислыми (трахириодацитовыми) граувакками развиты также их смешанные разновидности, содержащие около 20—30% песчинок андезитового и базальт-андезитового состава. Формирование другой разновидности смешанных песчаников связано с разбавлением терригенного материала свежей пирокластикой. Это буро-красноватые фрагменты кислого стекла, включая типичные фьямме, а также тефроидный материал андезито-дацитового и андезитового ряда. По мере увеличения этого компонента имеет место переход от граувакк к терригенно-пирокластическим туффитам [8]. Их количество возрастает к кровле формации, что отчетливо фиксируется на северо-восточной окраине гор. Дилижана, где среди чисто терригенных накоплений и туффитов развиты также туфы.

Алевролиты формируют самостоятельные пачки или же развиты в виде ритмических сочетаний с мелкозернистыми песчаниками, аргиллитами и горючими сланцами. По петрографо-минеральным особенностям они идентичны песчаникам, отличаясь уменьшением породного компонента и возрастанием минерального. Цемент глинистый. Алевролиты содержат раковины моллюсков и обильные растительные остатки.

Карбонатные породы маломощны (2—15*см*) и редки. Они представлены двумя разновидностями: детритовыми ракушечными известняками и мергелями. Первые слагаются обломанными (реже цельными) раковинками гастропод, остракод и меньше пелеципод, среди которых присутствуют желвачки синезеленых водорослей и овальные зерна кальцита. Примечательно отсутствие обломков кораллов, морских ежей, криноидей, а также зерен доломита. Мергели слагаются смесью мелко-микрозернистого известкового ила, содержащего распавшиеся и цельные раковинки моллюсков, с тонкоагрегатным глинистым веществом.

Горючие сланцы связаны главным образом с нижней—средней частью разреза формации. В обнажении это темно-серые или почти черные тонкослоистые породы. При ударе молотком они распадаются на тонкие (2—3 *мм*) листоватые агрегаты и мелкую щебенку. На свежей поверхности наслоения сланцев иногда заметны следы ряби. В сухих, качественных разновидностях они зажигаются от огня и горят

Таблица 1

Химический состав горючих сланцев*)

№№ п п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	CO_2	Sobш.	Вл.	п.п.п
1.	52,20	0,28	14,20	6,51	0,50	5,50	2,30	0,18	0,15	0,90	сл.	2,50	1,18	1,18	0,15	13,45
2	48,30	0,14	17,26	6,6,	0,22	4,20	0,85	0,14	0,50	1,90	сл.	1,26	8,53	8,53	2,10	8,09
3.	48,09	0,64	17,28	4,85	1,43	4,55	0,90	0,11	0,75	1,80	0,16	2,02	0,84	0,84	4,12	12,16
4.	49,27	0,69	17,10	4,79	2,29	2,82	1,61	0,14	0,67	1,70	0,57	0,88	0,60	0,60	4,45	12,41
5.	48,48	0,46	18,42	5,80	0,24	5,65	1,82	0,05	0,93	2,90	0,09	2,00	0,60	0,60	2,33	10,22
6.	48,68	0,64	16,66	4,60	2,01	5,64	1,46	0,32	1,30	2,60	0,57	3,16	1,28	1,28	2,95	8,13
7.	43,45	0,59	12,43	8,62	0,87	4,00	3,66	0,36	0,47	1,00	0,69	1,05	2,14	2,14	3,21	17,46
8	43,88	0,20	16,23	6,23	0,35	5,84	1,53	0,05	0,50	1,77	0,10	1,84	0,90	0,90	3,50	17,08
9.	42,24	0,14	17,46	5,12	0,13	5,78	2,03	0,05	0,50	1,76	0,05	2,50	5,60	5,00	3,43	13,81
10.	55,00	0,20	16,17	5,72	0,18	2,01	1,81	0,02	0,48	1,75	сл.	0,20	0,71	0,71	3,29	12,46
11.	55,27	0,32	11,8	6,06	0,32	4,18	1,76	0,02	2,11	3,10	0,20	0,46	0,20	0,20	4,10	10,10
12.	45,28	0,30	15,57	6,27	0,35	4,22	1,58	0,05	0,68	1,90	0,15	1,13	0,95	0,95	3,97	17,62

*) Анализы выполнены в химлаборатории ИГН НАН РА. Анализы приведены к 100%.

со специфическим запахом жженной резины. Изучение под микроскопом показывает, что горючие сланцы слагаются тонкодисперсной смесью глинистого компонента с горючим органическим веществом (керогеном). Согласно данным рентгеноструктурного и электронографического анализов, в составе глинистого компонента отчетливо преобладает каолинит. По мере наращивания разреза в глинах диагностируется небольшая примесь монтмориллонита и, предположительно, смешаннослойного образования типа слюда-монтмориллонит. Песчано-алевритистая примесь представлена окатанными зернами кислых-средних и в меньшей мере основных вулканитов. Ей соответствует магнетит-диопсид-циркон-биотитовая ассоциация минералов тяжелой фракции. Темноцветные минералы (авгит, титан-авгит, амфибол, гиперстен) имеют второстепенное развитие. В невыветрелых разновидностях в изобилии присутствует пирит (марказит) в форме конкреций и псевдоморфоз по органическим остаткам. В составе легкой фракции развиты кварц, санидин, плагиоклазы, вулканическое стекло, а также выветрелые и оглиненные минералы. Изредка присутствуют единичные кремнистые раковинки диатомей. Горючий компонент представлен желтовато-бурым или коричневым керогеновым веществом с заметной или отчетливо выраженной люминесценцией. Судя по реликтам, его преобладающая часть представлена коллоальгинитом, по классификации А. И. Гинзбург [3]. В литературе считается, что большая часть коллоальгинита различных месторождений горючих сланцев является продуктом разложения планктонных, преимущественно бесскелетных зеленых и желтовато-зеленых водорослей. Предполагается также, что коллоальгинит может иметь более общее зоогенно-фитогенное происхождение. В качестве примеси (8—15%) определяется присутствие красноватого и бурокоричневого вещества псевдовитринитового характера, развитого в виде сплошных полос,линзочек, а также каемок, облегчающих комочки органического, в том числе водорослевого происхождения, а также минеральные зерна. От витринита, исходным материалом которого являются высшие растения, псевдовитринит отличается цветом и более низким показателем преломления. В литературе последних лет считается, что по исходному материалу псевдовитринит горючих сланцев представляет собой остатки донных бурых водорослей, являющихся частыми обитателями мелководных бассейнов [4, 7]. Изложенные данные позволяют отнести большую часть горючих сланцев Дилижанского месторождения к коллоальгинит-псевдовитринитовым. Примесь витринитового компонента проявлена в сланцах средней части разреза по левобережью речки Штоганаджур и в районе железнодорожного узла Дилижана (левобережье Агстев).

Согласно данным 12 полных силикатных анализов сланцев, колебания породообразующих компонентов обусловлены значительными вариациями величин п. п. п. (от 8,13 до 17,62%), которые коррелируются с содержаниями органического вещества. Заметны слабая карбонатность сланцев, отчетливое преобладание окисного железа над закисным, калия над натрием, а также умеренные содержания серы (кроме проб 1 и 9). По результатам 50 спектральных анализов, примечательны вышекларковые содержания ванадия (0,001—0,02), среднее 0,016% и циркония (0,001—0,018), среднее 0,009%. В подобных обстановках ванадий накапливается в илах при отмирании планктона (частично бентоса) и в меньшей мере связан с органическим веществом растений. Предполагается, что он присутствует в форме ванадий-органических, в том числе порфириновых соединений, т. е. сложного циклического соединения хлорофиллового ряда. Заметное количество

циркония связано с обилием циркона в составе обломочной примеси горючих сланцев. Содержания других микрокомпонентов следующие: Sr—0,032-0,01, среднее 0,026%; Ba—0,003-0,075, среднее 0,042%; Cu—0,001-0,006, среднее 0,004%; Ge—0,001-0,006, среднее 0,003%. Показательно близкларковое содержание в горючих сланцах свинца и цинка.

Ниже приводим химико-технологические показатели горючих сланцев, основанные на фондовых (1949, 1956) и авторских данных. Теплотворная способность горючих сланцев Дилижанского поля находится в пределах 3600—7840 *кДж/кг*, что нельзя признать высоким показателем. Вместе с этим поясним, что по результатам 30 проб нельзя окончательно судить о качестве сланцев. Особо отметим, что с конца 70—начала 80-х годов исключительно важное значение придается другому показателю—проценту выхода смолы. Связано это с экстрагированием в промышленных масштабах горючего компонента из сланцевых запасов с сравнительно невысокой теплотой сгорания, но значительным выходом смолы. Судя по результатам 10 проб, отобранных автором по правобережью р. Агстев, сланцы этого участка относятся к промежуточным между средне— (10,25—14.7%) и низкосмоляными (4—9,8%). Поясним, что по этому признаку в промышленных классификациях выделены три типа сланцев [7].

Высокосмоляной, самый богатый (20—40% на сланец), который редок. Сланцы подобных месторождений (Австрия, Тасмания, Таиланд) используются для производства химических продуктов и сжигаются без глубокого обогащения.

Среднесмоляной вид (10—20% на сланец), на который приходится основная доля мировых запасов (Гран-Ривер, Колорадо—США, Усть-Каменогорск—Россия). Как и в первом случае они используются для раздельного получения путем пиролиза и экстракции сланцевой смолы бензина, керосина, топливного масла, битумов.

Низкосмоляной вид характеризуется выходом смолы на сланец в среднем менее 10%. В недавнем прошлом они редко где использовались. В 80-ые годы в США считалось экономически оправданным разработка сланцев с выходом смолы 4—15% (в среднем 6—8%) при условии комплексной и безотходной технологии.

Зольность дилижанских сланцев колеблется в пределах 68—84,7% и в среднем составляет 78,8%, что относит их к группе высокозольных (70—84%) разновидностей. Этим свойством обусловлен их высокий удельный вес—1,89-2,65. По составу зола близка к алюмосиликатному типу, который используется в цементном производстве, а также получении стеклокристаллического материала. Отметим, что сланцы с зольностью выше 84% в современной промышленности, как правило, не используются. Высокозольные сланцы в 70—80-х годах разрабатывались в Китае (Фушунь) и Германии (Вюртенберг)—в первом случае попутно с углем, во-втором также комплексно—вместе с сжиганием в топках теплостанции они являлись источником вяжущих веществ.

В современной промышленности считается экономически обоснованным использование горючих сланцев в качестве комплексного сырья: топливно-энергетического, химического и строительного. Возможности безотходной переработки с одновременным использованием органической и минеральной составляющих дилижанских сланцев могут быть определены при тщательном анализе геологических, химико-технологических и экономических показателей. Важным при этом является прогнозирование возможных экологических и инженерно-геологических последствий для территории Большого Дилижана.

Условия формирования. На фоне общего воздымания Севано-

Ширакского синклинория в верхнем олигоцене—нижнем миоцене имело место формирование тектонической впадины, которая по мере поднятия и обводнения превращалась в озерный водоем -продолжительного развития. В его питании главную роль играл терригенный материал, образованный деятельностью горных рек, и береговые озерные накопления, связанные с размывом скалистого вулканического побережья. Существенным фактором возникновения огромных масс обломочного материала были русловые водные потоки при большом значении устьевых выносов (пролювия), чему способствовали как геоморфологические, так и климатические условия. Первые, подготовленные структурно-магматической деятельностью, заключались в расчлененности рельефа озерного побережья и его обрамления, а также значительном превышении водоразделов над областью аккумуляции. Отчетливо гумидные условия (о них речь пойдет ниже) обеспечивали стабильность гидрологического режима горных водотоков, необходимую для размыва коренных пород и быстрой транспортировки обломочного материала. Озерная седиментация протекала на фоне неодновременного темпа поднятий питающей области, о чем свидетельствует сильная переменчивость гранулометрического состава накоплений и в особенности характер развития конгломератов. Отчетливой чертой терригенной седиментации является преобладание в накоплениях окатанных и полуокатанных обломков кислых и умеренно-кислых эффузивов с калиевой тенденцией щелочности и устойчивой магнетит-диопсид-цирконо-биотитовой ассоциацией минералов тяжелой фракции. Наряду с этим в озерный бассейн вносились большие массы глинистой мути, формирующей накопления преимущественно каолинитового состава. В завершающий этап развития по мере относительного выравнивания рельефа формировались торфяники, в пределах которых накапливались углистые аргиллиты и маломощные слои углей. Площади их развития были небольшими .Временами озерная седиментация испытывала влияние вулканизма, протекавшего в обрамлении бассейна и на удалении от него. Это были отложения эруптивных пепловых туч, связанных с ареальной вулканической деятельностью, которая усиливалась с начала миоцена. При этом поступающий в бассейн эксплозивный материал (главным образом риодацитовая тефра) частично перемешивался с обломочными накоплениями с образованием терригенно-пирокластических туффитов или же формировал самостоятельные пирокластические накопления небольшой мощности. В неглубоких ловых впадинах водоема накапливались тонкозернистые глинистые и алеврито-глинистые осадки со значительным содержанием исходного органического вещества (ОВ), необходимого для формирования горючих сланцев. Его количество находилось в зависимости от биопродуктивности самого водоема, привноса поверхностными и подземными водотоками, климата и величины солнечной радиации. Последними факторами, помимо всего, контролировалось возникновение новообразований в процессе фотосинтеза фитопланктона. О благоприятном сочетании климатических условий свидетельствуют результаты ботанико-географического анализа (М. Е. Арутюнян, 1975), отчетливо указывающие на доминацию влажно-субтропических вечнозеленых видов (кастанопсисы и лавровые), произраставших на высотах порядка 800—1000м. Определяется также значительное участие болотных таксодиевых и глобтостробусовых лесов в период накопления нижней части дилижанской формации [1]. Судя по количеству отпечатков, влажно-субтропический и влажно-теплоумеренный элемент господствовал в общей биомассе верхнего олигоцена—нижнего миоцена дан-

ного региона. По комплексу растительных остатков определены следующие климатические показатели: высокое количество годовых осадков (не менее 1000—1500 мм в год), средние высокие показатели температуры (27°С наиболее теплого месяца и 4°С—наиболее холодного). Эти условия отчетливо сочетались с водообильностью горных водотоков и формированием тонкозернистых осадков с преобладанием каолинита, обычного для отложений гумидных условий. Гумидная тенденция климата, размыв вулканитов эоцена и поступление пирокластики сопровождались привносом в озеро кремнезема, железа, марганца, фосфатов и, возможно, нитратов, т.е. питательных веществ, стимулирующих развитие планктона. Образование горючих сланцев в первую очередь связано с концентрированным накоплением органического вещества, представленного главным образом сапропелевым компонентом. Процесс вызревания исходного органического вещества (ОВ) в конечный продукт протекал в несколько стадий путем глубоких химических превращений. В сочетании с явлениями озерной седиментации и в свете современных знаний о горючих сланцах [4, 6, 7] он представляется в следующей последовательности.

Седиментогенез: накопление и начальное преобразование преобладающей водорослевой и другой биомассы в присутствии свободного кислорода и при активном участии аэробных бактерий; перекрытие органической массы глинистыми частицами; самое начало формирования веществ липидного состава и возникновение масляной пленки на поверхности воды.

Диагенез: биохимические преобразования биомассы при отсутствии свободного кислорода и участии анаэробных бактерий с превращением ОВ в бесструктурное полиморфное вещество ;более глубокие преобразования углеводородов и белков, интенсивный ход липидной стадии формирования ОВ, вторичные реакции бактериального синтеза, полимеризация продуктов распада, биосинтез и аутигенное минералообразование. Приведенный комплекс преобразований имел место в условиях наращивания мощности глинистых осадков и формирования толщи озерных накоплений. Это сопровождалось отжимом поровых (иловых) вод, начальным уплотнением осадков и формированием по преобразованной органической массе вязкого геля.

Катагенез: полная литификация осадков до твердой породы, завершение преобразования ОВ в нерастворимые в природных условиях формы, частичное преобразование обломочных и аутигенных компонентов вмещающих глинистых пород и самих сланцев.

Динамометаморфизм и другие наложенные преобразования обусловлены проявлением дислокационного метаморфизма, формированием складок, сбросов, сдвигов, сколов и других нарушений сплошности слоев ,с которыми связаны следующие явления: развитие системы трещин и пустот, залеченных кальцитом, ангидритом и реже халцедоном; развитие по глинисто-органической массе корок и пленок коллоидального железистого вещества и гематита.

Автор выражает признательность коллегам—В. А. Агамаляну, Г. Б. Нисанян, Г. Р. Мкртчяну, Р. Г. Мхитаряну (ИГН НАН РА) и зав. лабораторией угля Ер. Инж. Университета А. А. Гульзадяну за советы и консультации.

Работа выполнена в рамках темы 93—527, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

ԴԻԼԻՋԱՆԻ ԱՅՐՎՈՂ ԹԵՐԹԱՔԱՐԻ ՀԱՆՔԱՎԱԾՔԸ՝ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ, ԿԱԶՄԸ, ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

Ռ. Ա. Մանդալյան

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Այրվող թերթաքարերը տարածված են գերազանցապես Դիլիջանի ֆորմացիայի կտրվածքի ստորին-միջին հասվածում, կազմված տերիգեն առաջացումներից (կոնգլոմերատներ, ավազաքարեր, ալևրոլիտներ, կավեր)։ Այրվող թերթաքարերի առաջացումը պայմանավորված է մի շարք բարենպաստ պայմաններից՝ տեկտոնական իջվածքի ձևավորում վերածվելով երկարատև զարգացում ապրող լճային համակարգի, խոնավ-մերձարևադարձային և միջինատաք կլիմայական պայմանների առկայություն, լճային պայմաններում առատ կենսազանգվածի գոյություն, անտառային տարածքի շրջապատում, ջրիմուռային պլանկտոնի ինտենսիվ աճ և այլն։ Նման պայմանների արդյունքը հանդիսացավ օրգանական նյութի կուտակումը մանրաբեկորային նստվածքներում։

Օրգանական նյութը քիմիական և կենսաքիմիական բազմափուլային ձևափոխումների հետևանքով վերափոխվում է կերոգեն շարքի այրվող կոմպոնենտի։ Գտնվելով հիմնականում կաոլինիտային կազմի կավային զանգվածում դիսպերսիոն խառնուրդի ձևով։ Դատելով նյութական կազմի առանձնահատկություններից Դիլիջանյան այրվող թերթաքարերը կարելի է դասել սապրոպելային և սապրոպելային-հումուսային տարատեսակներին։

DILIJAN OIL SHALE DEPOSIT: STRUCTURE, COMPOSITION AND FORMATION CONDITIONS

R. A. Mandalyan

Abstract

The basic features of the Dilijan oil shale deposit are discussed based on the lithological-and-formational analysis. Oil shales and accompanying terrigenous paragenesis are characterized comprehensively.

An essential factor for oil shale formation is forming of a tectonic depression, which became a lake-like reservoir of long-term evolution with an intensive terrigenous sedimentation (conglomerates, sandstones, siltstones) in the course of filling with water. Fine-grained clayish and silty clayish deposits with a substantial content of organic matter, which is necessary for forming of oil shales, were accumulated in its slime-like basins. The initial substance was plankton-green, yellow-green, as well as brown algae. The process of this biomass maturation into flammable component comprised several stages of deep chemical transformation. The Diljan oil shales are sapropelic and sapropelic-and-humus ones according to the composition specific features.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Арутюнян М. Е.** Олигоценовая флора Дилижана (Армянская ССР), ее стратиграфическое и палеогеографическое значение. Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Ереван: ЕГУ, 1975, 25 с.
2. **Джрбашян Р. Т.** Палеогеновые вулканические структуры зон сопряжения блоков континентальной коры в коллизионном этапе (Малый Кавказ).—Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1994, № 3, с. 13—19.

3. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 2. М.: Недра, 1968, с. 389—398.
4. **Гинзбург А. И.** Атлас петрографических типов горючих сланцев. Л.: Недра, 1991, 115 с.
5. **Григорян С. М., Габриелян И. Г.** Неостратотип дилижанской свиты.—Изв. НАН РА. Науки о Земле. 1994, № 1—2, с. 3—6.
6. **Иен Т. Ф., Чилингарян Дж. В.** Общая характеристика состояния исследований горючих сланцев.—В кн.: Горючие сланцы (под ред. Т. Ф. Иена, Дж. В. Чилингаряна). Л.: Недра, 1980, с. 4—19.
7. **Зеленин Н. И., Озеров И. М.** Справочник по горючим сланцам. Л.: Недра, 1983, 248 с.
8. **Мандалян Р. А., Саркисян О. А.** Об одном типе кислых граувакк из Дилижанской сланценосной формации.—Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1994, №3, с. 57—60.
9. **Саркисян О. А.** О литостратиграфическом расчленении угленосных отложений Дилижанского района Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, серия геол. и географ. наук, 1958, № 2, с. 17—32.
10. **Сатиан М. А.** Зоны полициклического рифтогенеза в сейсмотектонической зональности Армении. ДАН Армении, 1995. т. 95, № 2, с. 108—111.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, L. *№1—2, 34—40*

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД ТУХМАНУКСКОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

© 1997 г. **Ш. О. Амирян, М. С. Азизбекян, А. З. Алтунян, А. С. Фарамазян**

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 5.11.96.

В статье рассматриваются минералого-геохимические и генетические особенности руд Тухманукского золото-полиметаллического месторождения. В составе руд установлены пирит-халькопиритовая, золото-халькопирит-сфалерит-галенитовая, золото-арсенопиритовая, антимонит-буланжеритовая ассоциации минералов, соответствующих определенным стадиям минерализации. По содержанию и промышленной ценности важными элементами руд являются медь, свинец, цинк, золото, серебро, висмут, кадмий, сурьма и мышьяк. По составу и генетическим особенностям месторождение относится к золото-полиметаллической формации, образованной в средних-малых глубинах, при средних-низких температурах.

Тухманукское месторождение золото-сульфидных (полиметаллических) руд находится в Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоне, которая характеризуется железорудным, медным, молибденовым, полиметаллическим, золото-сульфидным, реальгар-аурипигментовым, антимонит-сульфоантимонитовым и редкометальным оруденением [2, 4, 5]. Отмеченные генетические и формационные типы месторождений связаны с различными циклами и формациями магматизма. Оруденение четко и интенсивно проявлено в северо-западной и юго-восточной частях указанной зоны, приуроченных к наиболее приподнятым участкам одноименного мегантиклинория. Формационные типы руд составляют генетические ряды и взаимосвязаны друг с другом однотипными минеральными парагенезисами и геохимическими ассоциациями элементов, которые в разных формационных типах руд имеют различное количественно-качественное проявление. Кроме того, формационные типы руд (месторождения) имеют близко-сходное пространственное расположение и возраст оруденения.

3. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 2. М.: Недра, 1968, с. 389—398.
4. **Гинзбург А. И.** Атлас петрографических типов горючих сланцев. Л.: Недра, 1991, 115 с.
5. **Григорян С. М., Габриелян И. Г.** Неостратотип дилижанской свиты.—Изв. НАН РА. Науки о Земле. 1994, № 1—2, с. 3—6.
6. **Иен Т. Ф., Чилингарян Дж. В.** Общая характеристика состояния исследований горючих сланцев.—В кн.: Горючие сланцы (под ред. Т. Ф. Иена, Дж. В. Чилингаряна). Л.: Недра, 1980, с. 4—19.
7. **Зеленин Н. И., Озеров И. М.** Справочник по горючим сланцам. Л.: Недра, 1983, 248 с.
8. **Мандалян Р. А., Саркисян О. А.** Об одном типе кислых граувакк из Дилижанской сланценосной формации.—Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1994, №3, с. 57—60.
9. **Саркисян О. А.** О литостратиграфическом расчленении угленосных отложений Дилижанского района Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, серия геол. и географ. наук, 1958, № 2, с. 17—32.
10. **Сатиан М. А.** Зоны полициклического рифтогенеза в сейсмотектонической зональности Армении. ДАН Армении, 1995. т. 95, № 2, с. 108—111.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, L. *№1—2, 34—40*

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД ТУХМАНУКСКОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

© 1997 г. **Ш. О. Амирян, М. С. Азизбекян, А. З. Алтунян, А. С. Фарамазян**

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 5.11.96.

В статье рассматриваются минералого-геохимические и генетические особенности руд Тухманукского золото-полиметаллического месторождения. В составе руд установлены пирит-халькопиритовая, золото-халькопирит-сфалерит-галенитовая, золото-арсенопиритовая, антимонит-буланжеритовая ассоциации минералов, соответствующих определенным стадиям минерализации. По содержанию и промышленной ценности важными элементами руд являются медь, свинец, цинк, золото, серебро, висмут, кадмий, сурьма и мышьяк. По составу и генетическим особенностям месторождение относится к золото-полиметаллической формации, образованной в средних-малых глубинах, при средних-низких температурах.

Тухманукское месторождение золото-сульфидных (полиметаллических) руд находится в Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоне, которая характеризуется железорудным, медным, молибденовым, полиметаллическим, золото-сульфидным, реальгар-аурипигментовым, антимонит-сульфоантимонитовым и редкометальным оруденением [2, 4, 5]. Отмеченные генетические и формационные типы месторождений связаны с различными циклами и формациями магматизма. Оруденение четко и интенсивно проявлено в северо-западной и юго-восточной частях указанной зоны, приуроченных к наиболее приподнятым участкам одноименного мегантиклинория. Формационные типы руд составляют генетические ряды и взаимосвязаны друг с другом однотипными минеральными парагенезисами и геохимическими ассоциациями элементов, которые в разных формационных типах руд имеют различное количественно-качественное проявление. Кроме того, формационные типы руд (месторождения) имеют близко-сходное пространственное расположение и возраст оруденения.

На Тухманукском месторождении выступают измененные основные вулканиты, вулканогенно-осадочные и терригенно-осадочные отложения Апаранской серии юрского возраста [1]. В рудном районе и поле гидротермальное железорудное, медно-молибденовое, полиметаллическое, золото-сульфидное и редкометальное оруденение связано с олигоцен-нижнемиоценовым магматизмом (гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры), прорывающим верхнеэоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения.

Рудовмещающие породы (базальты, андезитобазальты, спессартиты, кварцевые порфиры и дайки гранодиорит-порфиров) гидротермально изменены—окремнены, эпидотизированы, карбонатизированы, хлоритизированы, каолинизированы и пиритизированы. Кварц-сульфидные жилы и прожилки приурочены к зонам изменения пород, главным образом северо-восточного простирания. Мощность зон доходит до 150—200 *м*, а жил и прожилков—до 0,8—1,5 *м* (в раздувах). По простиранию отдельные зоны изменения пород с рудной минерализацией прослеживаются на несколько километров (4—5 *км*)—от Миракского участка [6] до Тухманукского. Рудные же жилы прослеживаются на сотни метров (до 1 *км*). Сравнение минерального состава и характера оруденения отдельных участков показывает на их сходство в генетическом отношении.

Работами предварительной разведки в центральной части месторождения установлены 16 жил мощностью от нескольких сантиметров до 0,8—1,5 *м*, которые прослежены на несколько сот метров, отдельные жилы—до 1 *км* (жила № 1). Жилы сложного строения—полосчатые и плитчатые, вследствие неоднократных подвижек и раскрытий вдоль их простирания. Нередко в результате наложения различных парагенезисов (стадий) образовались текстуры пересечения, брекчирования и цементации. В таких случаях в сульфидах широкое развитие получают структуры замещения, окаймления, наложения, пересечения, метаколлоидные и другие.

Взаимоотношение минеральных агрегатов различного состава указывает на многостадийность рудообразовательных процессов. Существуют жилы и прожилки безрудного кварца, кварц-пирит-халькопиритового, кварц-карбонат-полиметаллического, кварц-арсенопиритового, карбонат-кварц-антимонит-буланжеритового и пострудного кварц-карбонатного составов. Из перечисленных стадий широко развита полиметаллическая, за ней следует арсенопиритовая. По микроскопическим наблюдениям, самородное золото установлено в отмеченных рудах. Однако, по пробирным и другим видам анализов штуфных проб, золото и серебро установлены также в пирит-халькопиритовых и антимонит-буланжеритовых рудах.

Пирит-халькопиритовая ассоциация минералов с преобладанием пирита (до 95—98%) развивается главным образом по измененным породам, где массивные скопления сульфидов содержат многочисленные обломки вмещающей породы и кварца. Они нередко развиваются по породообразующим минералам. В пирит-халькопиритовых рудах атомно-адсорбционным анализом определено золото от 9,0 до 16,0 *г/т*, серебро—от 2,8 до 68,8 *г/т*.

Следует отметить, что повышенные концентрации благородных металлов в пирит-халькопиритовых рудах нередко связаны с наложением золото-полиметаллических и золото-арсенопиритовых руд.

В золото-полиметаллических рудах по распространенности минералы составляют такой убывающий ряд: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, самородное золото. Последовательность

отложения минералов такова: пирит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, галенит, самородное золото. Здесь пирит двух генераций—первичный и метаколлоидный, последний следует за образованием сфалерита. В полиметаллических рудах сфалерит обычно с пойкилитовыми включениями халькопирита, которые развиваются по линиям спайности, краям зерен и инородных включений (кварца, пород). Полиметаллическая ассоциация обычно развивается по контактам кварцевых жил, создавая полосчатое строение. Нередко они брекчированы и сцементированы арсенопиритовыми и антимонит-буланжеритовыми рудами.

В арсенопиритовых рудах преобладающим минералом является низкотемпературный, игольчатый арсенопирит, за ним следуют незначительные выделения пирита, сфалерита, галенита, халькопирита и теннантита. Последние минералы составляют 2—3% сульфидной части прожилков, при этом от ранних генераций они отличаются размерами выделений, количеством, чистотой и другими признаками. Здесь сфалерит без пойкилитовых включений халькопирита. Последовательность отложения минералов следующая: пирит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит, теннантит, галенит, самородное золото.

Антимонит-буланжеритовая минерализация имеет самое слабое проявление—образует тонкие, волосовидные прожилки и нарастания на другие типы. В этих рудах главными минералами являются буланжерит, антимонит, второстепенное значение имеют бурнонит, халькопирит, галенит, тетраэдрит и самородное золото. Среди этих минералов бурнонит, по-видимому, является реакционным образованием за счет галенита и халькопирита под воздействием сурьмасодержащих растворов—он обычно наблюдается на контактах галенита и халькопирита.

В составе кварц-сульфидных и кварц-карбонат-сульфидных жил и прожилков широко распространенными и преобладающими минералами являются пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, теннантит, тетраэдрит, арсенопирит, антимонит, буланжерит, самородное золото, краткое описание которых приводится ниже. Кроме них второстепенное значение имеют ковеллин, бурнонит, пирротин, марказит и другие минералы.

Пирит является самым распространенным минералом руд. Он участвует почти во всех ассоциациях минералов и нередко в виде рассеянной вкрапленности проявляется в рудовмещающих породах. Размер агрегатов пирита нередко составляет несколько сантиметров, особенно в пирит-халькопиритовых рудах. Различные его генерации отличаются друг от друга формами выделений, структурно-текстурными рисунками, взаимоотношением с другими минералами и примесями. Кроме пирита, образованного из истинных растворов, в отдельных ассоциациях наблюдается метаколлоидный пирит. Среди сульфидов пирит является самым ранним минералом. В ранних генерациях пирита наблюдаются многочисленные включения пород, кварца и породообразующих минералов. Нередко он метасоматически развивается по минералам пород.

Под микроскопом в полях и трещинах пирита, а также на их поверхности наблюдаются выделения самородного золота. Следовательно, он является золотосодержащим и при обогащении значительная его часть переходит в пиритовые концентраты, которые могут иметь большую роль по содержанию благородных металлов.

Арсенопирит является главным минералом арсенопиритовых прожилков. Он представлен низкотемпературной, игольчатой разностью.

Агрегаты арсенопирита представлены звездчатыми, крестообразными, тонкопризматическими, копьевидными выделениями. В основном образует тонкие прожилки. Нарастает на пирит, сфалерит, галенит, халькопирит и другие минералы полиметаллических руд. В арсенопиритовых рудах он следует за пиритом и сфалеритом, а по его трещинам развиваются редкие выделения галенита, халькопирита, теннантита и самородного золота.

Халькопирит—один из распространенных сульфидов. Первая генерация халькопирита ассоциирует с пиритом и проявляется как в жилах и прожилках, так и в рудовмещающих породах. Основная масса халькопирита наблюдается в полиметаллических рудах, где он тесно срастается с сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами. В незначительном количестве он находится и в арсенопиритовых и антимонит-буланжеритовых рудах. В полиметаллических рудах халькопирит в виде пойкилитовых включений находится в сфалерите, где он располагается вдоль линий спайностей и вокруг инородных включений. В полях халькопирита также наблюдаются многочисленные включения самородного золота, что следует иметь в виду при обогащении руд и извлечении из них ценных компонентов.

Сфалерит—следующий за пиритом распространенный минерал в сульфидных жилах. Больше всего он встречается в полиметаллических рудах. Здесь сфалерит темного цвета и с включениями халькопирита, являющегося результатом распада твердых растворов. Он тесно срастается с халькопиритом и галенитом. Размер агрегатов доходит до 1,5—2 *см*. В других типах руд встречается редко и при этом не содержит пойкилитовых включений халькопирита. Кроме того, он здесь более светлого цвета. В полиметаллических рудах сфалерит наравне с пиритом раздроблен и по трещинам сцементирован кварцем, карбонатом, галенитом, халькопиритом и другими поздними минералами. Сфалерит также является золотосодержащим, многие его выделения под микроскопом характеризуются многочисленными включениями самородного золота и нередко включения сфалерита наблюдаются в полях золота.

Галенит—обычный минерал золото-полиметаллических жил. Однако, в более меньшем количестве встречается и в других минеральных типах руд. Ранние генерации галенита также несят следы механической деформации, что подтверждается брекчированностью и нередко искривлением линий спайности. Раздробленные частицы сдвинуты и по трещинам их развивается карбонат и нередко самородное золото. Как и другие главные сульфиды, галенит в равной степени золотосодержащий .В других ассоциациях встречается значительно реже и небольшими выделениями. По галениту нередко развиваются буланжерит и бурнонит. Агрегаты галенита в полиметаллических рудах составляют до 0,3—0,5 *см*. Содержание галенита в сульфидных жилах достигает 5—10% сульфидного выполнения.

Теннантит и тетраэдрит являются постоянными примесями полиметаллических, арсенопиритовых и антимонитовых руд. при этом смешанные блеклые руды встречаются в полиметаллических рудах. теннантит—в арсенопиритовых, а тетраэдрит—в антимонитовых. Наибольшие выделения размером 0,5—1 *мм*. Они имеют неравномерное распределение—одни участки жил и отдельные жилы обогащены ими, другие лишены. Блеклые руды образуют тесные сростки с халькопиритом и галенитом, выделяясь из растворов после халькопирита и до галенита, буланжерита, бурнонита, антимонита и самородного золота. Блеклые руды являются золотосодержащими.

Антимонит является второстепенным минералом, но главным минералом антимонит-буланжеритовых руд. Совместно с кварцем, карбонатом и буланжеритом образует тонкие прожилки и самостоятельные агрегаты и призматические включения в кварце и карбонате. Размеры агрегатов небольшие. В ассоциации с антимонитом и буланжеритом самородное золото не наблюдается, однако руды с наложенной антимонит-буланжеритовой ассоциацией минералов характеризуются повышенной концентрацией золота и серебра ,что свидетельствует о возможном нахождении в них золота в виде субмикроскопических частиц.

Буланжерит имеет второстепенное значение в рудах месторождения. Проявляется в редких антимонит-буланжеритовых прожилках в виде спутанно-волокнистых агрегатов и удлиненно-призматических зерен в кварце и карбонате. Нарастает на другие сульфиды в местах наложения на другие ассоциации минералов антимонитовой стадии минерализации.

Бурнонит обычно встречается в тех участках сульфидных жил, где антимонитовые руды наложены на полиметаллические. В таких случаях бурнонит развивается по галениту и халькопириту, что, повидимому, является результатом реакции сурьмасодержащих растворов с галенитом и халькопиритом.

Самородное золото является одним из главных и ценных компонентов руд. Выделения самородного золота размером до 0,5—1 *мм* установлены в полиметаллических и арсенопиритовых рудах .Самородное золото наложено на все сульфиды, поэтому встречается в их полях, на их контактах, трещинах, микропорах, друзовых полостях и других микроструктурах, чем и обусловлены самые различные формы его зерен и агрегатов. Нередко в крупных выделениях самородного золота наблюдаются включения кварца, карбоната, пирита, сфалерита, халькопирита, галенита и блеклых руд. В полированных шлифах размером 1.5×2—3 *см* нередко наблюдаются более 10—15 зерен золота размером 0.01—0.05—0,5 *мм*, что свидетельствует об обогащенности руд золотом. Эти данные несколько противоречат низким результатам пробирных анализов проб, взятых при разведочных работах из верхних и приповерхностных участков рудных тел. По ассоциации минералов, образованных в средне- и низкотемпературных условиях, цвету, отражательной способности, а также пониженной концентрации серебра в рудах и сульфидах видно, что самородное золото отличается повышенной пробностью (800—850).

Руды Тухманукского месторождения имеют сложную геохимическую характеристику. По пробирным, ядерно-активационным, химическим и спектральным анализам в них установлен ряд цветных, благородных, редких и редкоземельных элементов. Среди них характерными и ценными в промышленном отношении являются медь, золото, свинец, цинк, серебро, сурьма, висмут, мышьяк, кадмий и другие. Основная масса отмеченных элементов представлена собственными минералами, а другая часть—в качестве изоморфной примеси в сульфидах и сульфосолях. Содержание этих элементов в штуфных образцах, по химическим анализам, составляет(в%) *) : Cu—0.25, Pb—0.36, Zn—1.2, As—0.094, Sb—0.028, Bi—0.0012, Cd—0.014; Au—37.7*г/т*, Ag—82.2 *г/т*. Как видно, золото-серебряное отношение составляет ~1:2. Оно несколько различно в разных минеральных типах руд, в связи с

*) Пробирные анализы выполнены в центральной лаборатории Упр. геологии Совмина РА, химические и спектральные анализы—в соответствующих лабораториях ИГН НАН РА.

формой их нахождения. По данным геолого-поисковых и геологоразведочных работ (гл. образом по поверхностным выработкам), содержание золота колеблется от следов до 13,4 *г/т*, серебра—от 1.0 до 30,6 *г/т*. В жиле №1 по шт. №2 содержание золота в среднем составляет 2,3 *г/т*, Ag—8.3 *г/т*. Как видно, результаты поверхностных работ, по сравнению с результатами подземных, несколько снижены, что, по-видимому, объясняется выносом рудных элементов из верхних и поверхностных участков рудных тел. Это обстоятельство подтверждается также микроскопическими наблюдениями, о чем говорилось выше.

Кроме отмеченных элементов в рудах определены (в %):—Mg—2.2, Fe—4,78, Mn—0,14, Ni—0,004, Co—0,0044, Mo—0,001, Ti—0,2, V—0,004, Cr—0,02, Ge—0,00022, Ga—0,0008, It—0,0015, Ib—0,0002, La—0,0016, Be—0,00022, Sc—0,0013, Rb—0,0012. Основная масса указанных элементов связана с жильными и породообразующими минералами и гидротермальными метасоматитами, другая часть—в виде изоморфной примеси находится в сульфидах и сульфосолях.

Генетические особенности Тухманукского месторождения обусловлены нахождением его в приподнятой части Памбак-Зангезурского мегантиклинория, где выступают многочисленные интрузии различного состава, с которыми связаны месторождения и проявления различных генетических и формационных типов—железорудных, медных, молибденовых, полиметаллических, золото-сульфидных и редкометальных. Основная часть гидротермальных месторождений связана с постэоценовым (олигоцен-нижнемиоценовым) магматизмом—гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, гранодиорит-порфиры с абсолютным возрастом —27—34,5 *млн лет* [3]. Они образовались на средних-малых глубинах, при средних—низких температурах. О средних и малых глубинах говорят небольшая мощность надрудной покрышки пород времени рудообразования и фации глубинности пород, с которыми ассоциирует оруденение, а также формы рудных тел и возраст оруденения. О среднетемпературных условиях отложения минералов свидетельствуют ассоциации минералов—пирит-халькопиритовая, полиметаллическая, низкотемпературно-арсенопиритовая, антимонит-буланжеритовая, пробность золота ,структуры распада халькопирита в сфалерите, наличие карбонатов в жильных минералах и другие признаки.

Таким образом, по минеральному составу руд и условиям их образования, а также структурно-текстурным и геохимическим особенностям Тухманукское месторождение принадлежит к золото-полиметаллической формации. По этим признакам оно очень сходно с Тейским месторождением [2].

Перспективы рудного поля и Памбакского рудного района в целом по золоторудной минерализации значительны. Здесь существуют многочисленные прямые признаки золотого оруденения, что дает основание предложить проведение детальных поисково-оценочных работ на территории, лежащей между реками Мармарик и Памбак на юге и севере и реками Раздан и Касах—на востоке и западе рудного района.

Работа выполнена в рамках темы 96—108, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

ԹՈՒԽՄԱՆՈՒԿ ՈՍԿԻ-ՄՈՒԼՏԻՓՈՒԼՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ՄԻՆԵՐԱԼԱԲԱՆԱԿԱՆ ԵՎ ԳԵՆԵՏԻԿ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Շ. Հ. Ամիրյան, Մ. Ս. Ազիզբեկյան, Ա. Զ. Ալթունյան, Ա. Ս. Ֆարամազյան

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հանքավայրի երկրաբանական կառուցվածքի, հանքամարմինների առաջացման և տեղադրման, ինչպես նաև հանքանյութերի միներալային կազմի երկրաքիմիական առանձահատկությունների ուսումնասիրությունները թույլ են տալիս նրանց մեջ առանձնացնել պիրիտ-խալկոպիրիտային, ոսկի-խալկոպիրիտ-սֆալերիտ-գալենիտային, ոսկի-արսենոպիրիտային և ոսկի-անտիմոնիտ-բուլանժերիտային միներալային ասոցիացիաները, որոնցից յուրաքանչյուրն ունեն ոսկի-խալկոպիրիտ-պալենիտ-սֆալերիտային և ոսկի-արսենոպիրիտային սպարագենեզիսներ։ Ըստ քանակի և տարածման հանքանյութերում կարևոր մետաղներ են հանդիսանում պղինձը, ցինկը, կապարը, ոսկին, արծաթը, վիսմուտը, ծարիրը, մկնդեղը և կադմիումը։

Գենետիկ տեսակետից հանքավայրը վերագրվում է ոսկի-բազմամետաղ ֆորմացիոն տիպին, որն առաջացել է չափավոր խորություններում, միջին և ցածր ջերմաստիճանային պայմաններում։

MINERALOGICAL-AND-GEOCHEMICAL AND GENETIC SPECIFIC FEATURES OF THE TOUKHMANOUK COLD-COMPLEX DEPOSIT'S ORES

Sh. H. Amiryan, M. S. Azizbekyan, A. Z. Altounyan, A. S. Faramazyan

Abstract

The paper considers the mineralogical-and-geochemical and genetic specific features of ores from the Toukhmanouk gold-complex deposit. Pyrite-chalkopyrite, gold-chalkopyrite-sphalerite-galenite, gold-arsenopyrite and antimonite-boulangerite mineral assiciations, corresponding to particular stages of mineralization, were found in the ore composition. According to content and commercial value the important components of the ore are: copper, lead, zinc, gold, silver, bismuth, cadmium, antimony and arsenic. According to composition and genetic specific features the deposit is attributed to gold-complex formations, which were formed at medium-to-shallow depths and at medium-to-low temperatures.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Агамалян В. А.** Мезозойский аккреционный комплекс (апаранская серия) Цахкуняцского хребта Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, т. XL, № 2, с. 13—24.
2. **Амирян Ш. О.** Золоторудные формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 304 с.
3. **Багдасарян Г. П.** и др. Итоги абсолютного датирования ряда рудных формаций Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, сер. геолого-географ. наук, 1968, № 5.
4. **Карапетян А. И.** Эндогенные рудные формации Памбак-Зангезурской металлогенической зоны Малого Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1982, 347 с.
5. **Магакьян И. Г.** Металлогения. М.: Изд. Недра, 1974, 304 с.
6. **Фарамазян А. С., Чибухчян З. О.** О золоторудной минерализации в Миракском интрузивном массиве (Армянская ССР).—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, т. 38, № 6, с. 7—15

Известия НАН РА. Науки о Земле, 1997, L. №1—2, 41—50

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕМЕЛОВОГО ВУЛКАНИЗМА МАЛОГО КАВКАЗА

© 1997 г. Х. Б. Меликсетян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 27.03.97.

Зоны проявления верхнемелового вулканизма Малого Кавказа представляют собой сложные геодинамические обстановки, характеризующиеся различными тектоническими режимами и разнообразными по типу и петрохимическим особенностям магматическими сериями. В настоящей работе проведена детальная петрохимическая типизация вулканических образований предколлизионного этапа (верхний мел) в пределах Малого Кавказа (Армения, Нагорный Карабах), с использованием новых аналитических данных. Уточнена сериальная принадлежность верхнемеловых вулканических серий Малого Кавказа и проведено сопоставление с одновозрастным вулканизмом сопредельных территорий.

Тектоническая структура Малого Кавказа, описанная в работах [3, 4, 5, 6, 7, 8, 12], представляется в целом как сложное сооружение, объединяющее разнотипные по фундаменту и истории развития структуры, совмещенные альпийской коллизионной геодинамикой, обусловленной взаимодействием и столкновением Евразиатской и Афро-Аравийской плит. Одной из крупных геоструктурных единиц Малого Кавказа является Сомхето-Карабахско-Капанская зона, или Малокавказская островная дуга (МОД)—центральный сегмент мезозойской Понтийско-Малокавказско-Эльбурсской энсиалической островной дуги. Принято [4, 6], что МОД развивалась в юре-неокоме над северонаправленной зоной активной субдукции и что к началу кайнозоя вследствие конвергенции Евразиатского и Афро-Аравийского континентов произошло поглощение океанической коры Тетиса, с возникновением гетерогенного континентального пояса. Таким образом, верхнемеловой вулканизм Малого Кавказа приурочен во времени к таким крупным геодинамическим событиям, как замыкание океана Тетис и, являясь заключительным этапом магматической активности МОД, предваряет начало специфической коллизионной геодинамики и магматической активности палеоген—четвертичного. Изучение геохимических, петрохимических и минералогических аспектов верхнемелового вулканизма имеет большое значение в понимании особенностей эволюции Средиземноморского пояса в целом.

Геологическое положение верхнемеловых вулканических серий Малого Кавказа

В пределах МОД проявления верхнемелового вулканизма локализованы в системе прогибов, связанных с наложенными процессами рифтинга и деструкции островодужной системы [1, 3, 9, 10], которые проявлены на фоне общей конвергенции Евразиатского и Афро-Аравийского континентов [3, 4, 6]. Структуры подобного рода—Иджеванский, Мартунинский, Гочасский прогибы. По данным [6], верхнемеловой вулканический пояс протягивается на запад через Понтийский хребет (Турция) к Бургасскому прогибу в Среднегорье (Болгария) и на юго-восток в Иран. Отмечается синхронность эволюции верхнемелового вулканического пояса с формированием офиолитокластовых олистостром (поздний сеноман-коньяк) и обдукции офиолитов (коньяк)

на островную дугу [6]. Иджеванский и Мартунинский прогибы локализованы в тыловой зоне МОД и имеют резко выраженный наложенный характер, ограничены глубинными разломами, контролирующими рифтогенное погружение. Положение Гочасского прогиба отвечает тыловой зоне Капанского сегмента МОД, где вулканиты кампан-маастрихта непосредственно перекрывают мезозойский офиолитовый комплекс [6, 10]. Характерно, что центры вулканизма в пределах Иджеванского, Мартунинского и Гочасского прогибов представлены относительно небольшими линейно расположенными аппаратами центрального типа, с взрывными извержениями и излияниями лав в мелководной обстановке и возникновением вулканических островов. Отмечается независимость развития названных прогибов и проявление различных по происхождению, типу и степени дифференцированности вулканических серий [1, 3, 9, 19].

Иджеванский прогиб расположен в северо-восточной части Армении, в междуречье Дебед и Тауш. Вулканизм отличался высокой эксплозивностью и развивался в два последовательных этапа. На первом этапе (коньяк-нижний сантон) происходило извержение лав и брекчий оливиновых базальтов, на втором (верхний сантон)—эксплозии кислого пирокластического материала и формирование вулканических куполов и некков риодацитов и риолитов. В осевой полосе Иджеванского прогиба оливин-базальтовый вулканизм проявлялся также и в верхнем сантоне.

Мартунинский прогиб расположен в Нагорном Карабахе, в зоне, переходной от МОД к Куро-Араксинской депрессии. Возраст проявления вулканизма сантонский [1]. Образование комплекса вулканитов Мартунинского прогиба происходило в две фазы: первая—в условиях мелкого моря с извержением больших масс эпилейцитовых тефритов и трахибазальтов, внедрением даек того же состава и малых интрузий субщелочных габброидов, вторая—фаза затухания активности, с внедрением малых субвулканических тел и даек трахиандезитобазальтов.

Гочасский прогиб протягивается от реки Аракс на юго-востоке, до Восточно-Севанского хребта на северо-западе, с юго-запада и северо-востока ограничен соответственно Капанским блоком и Севано-Акеринской офиолитовой зоной [10]. Отмечается зональность вулканизма, проявленная в преимущественном развитии вулканических пород в осевой, а вулканогенно-осадочных и осадочных—в бортовых частях прогиба. Вулканогенно-осадочная толща Гочаса относится к позднему сенону-нижнему маастрихту, с наибольшей интенсивностью вулканизма в кампане [10]. Вулканический комплекс имеет сложный состав и представлен серией щелочных оливиновых базальтов и серией субщелочных базальтов, андезитов и трахитов.

Данные о геологии и петрогеохимии верхнемелового вулканизма Понтид приведены в работах [6, 15]. Описаны проявления известково-щелочного и высококалиевого шошонитового вулканизма.

Методика исследования

Содержания главных породообразующих элементов проанализированы методом рентгенофлюоресцентного анализа на квантометре PW-1600 «Philips». Содержания редкоземельных элементов (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Er, Yb, Lu) определены методом инструментальной нейтронной активации. Атомно-абсорбционным методом определены концентрации Y, Li, Ba, Rb, Sr, Cs, Zr, Pb, Sc, Co, Ni, Cr, Cu, Zn, V. Все анализы выполнены в ГЕОХИ РАН, Москва.

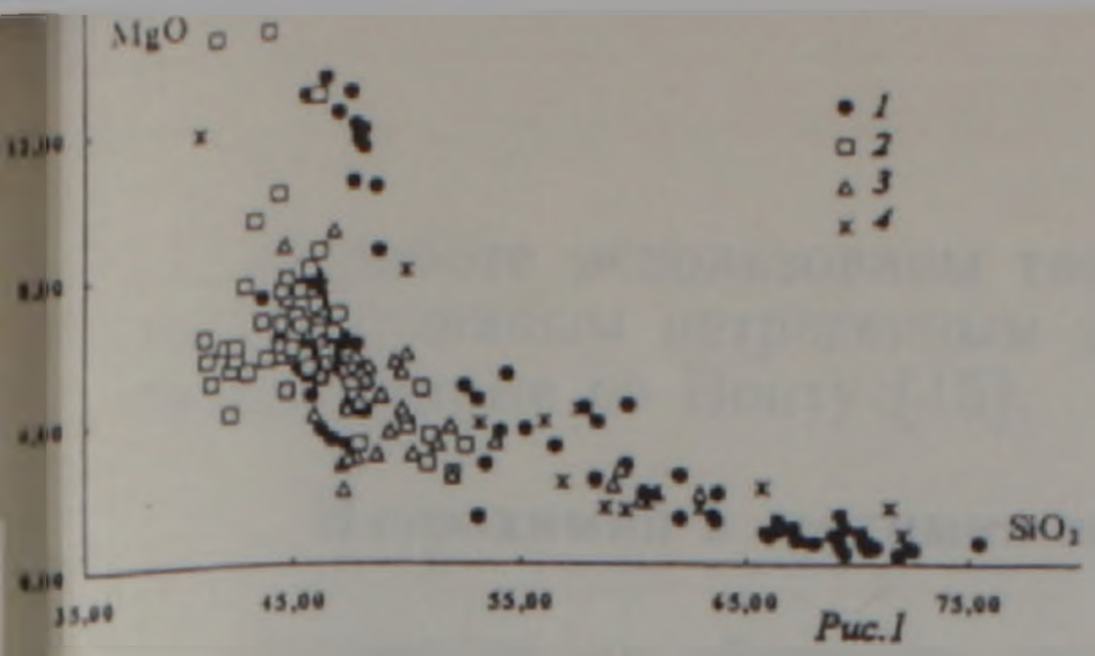


Рис.1

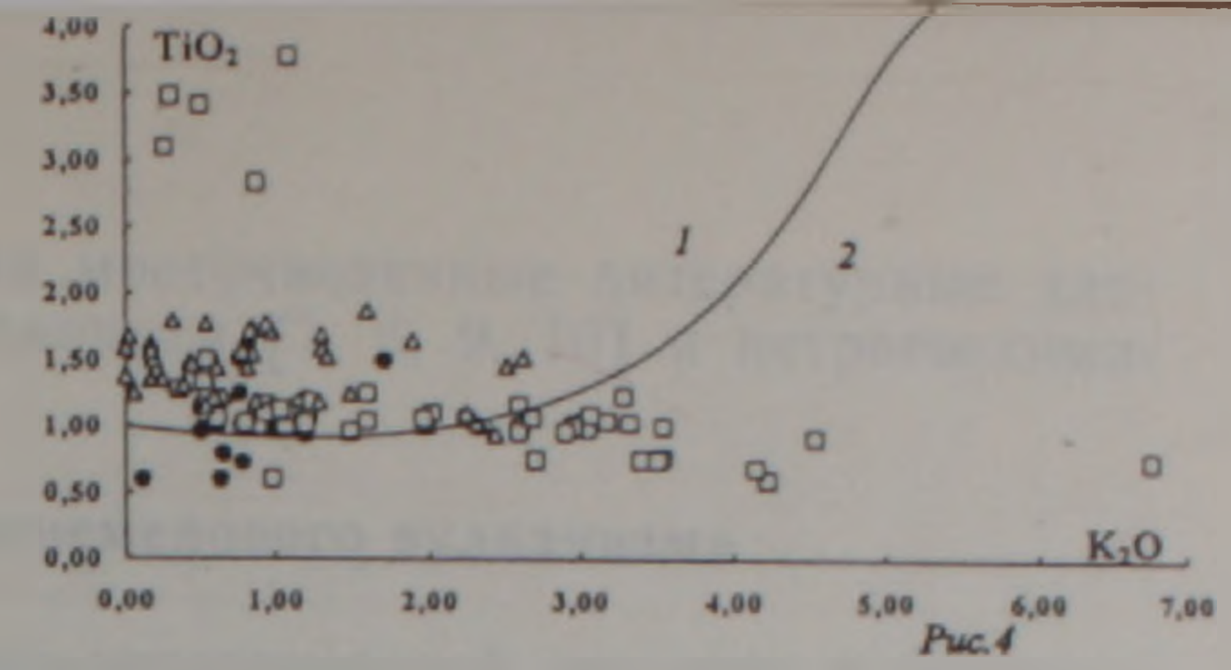


Рис.4

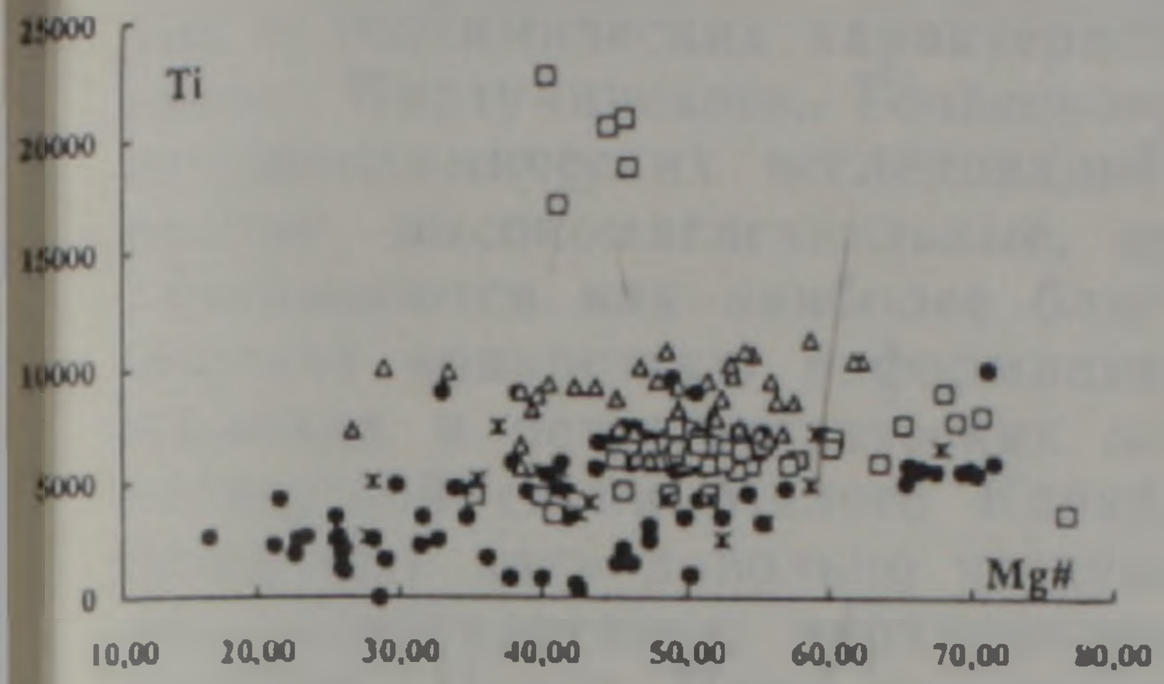


Рис.2

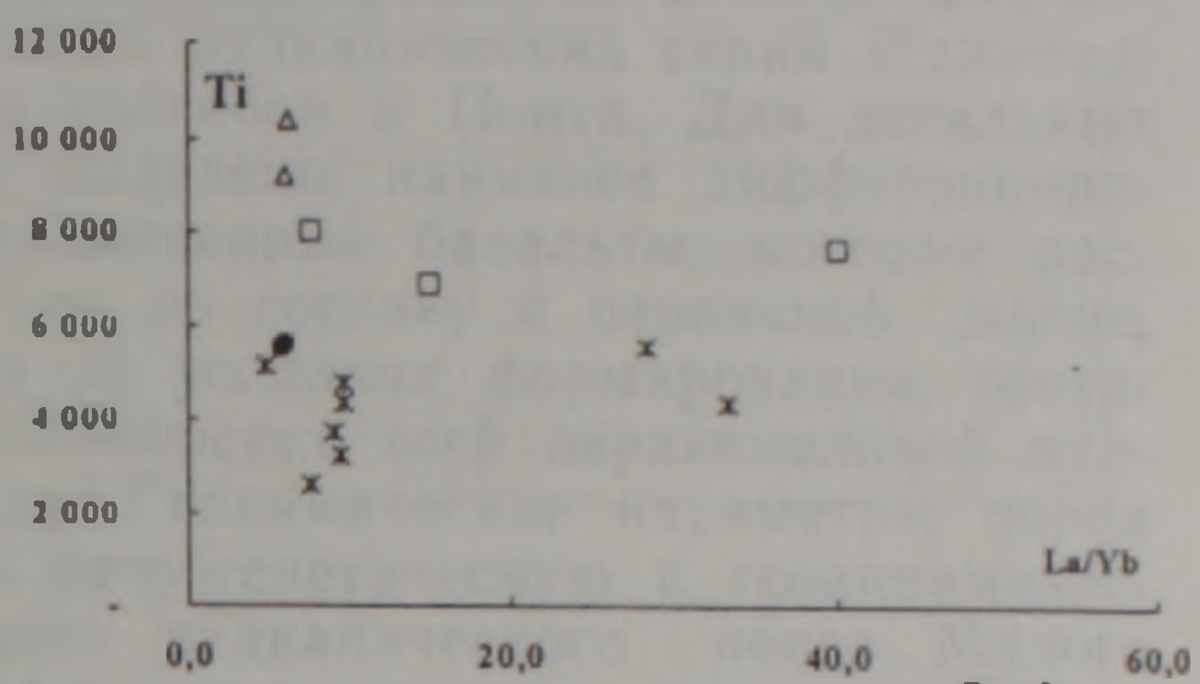


Рис.5

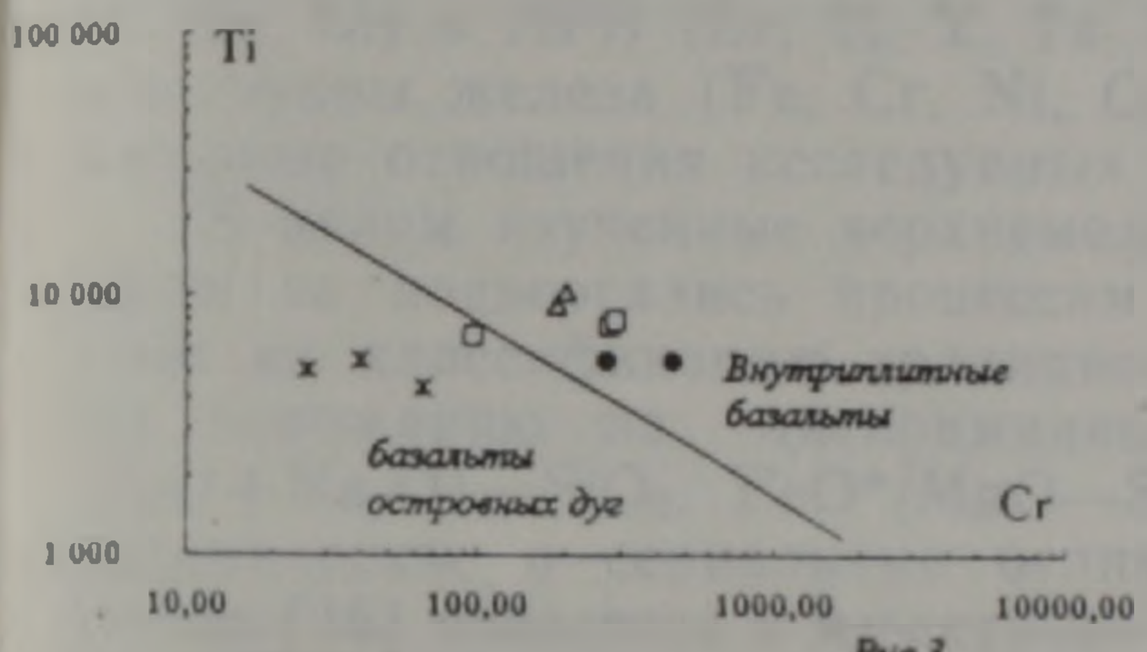


Рис.3

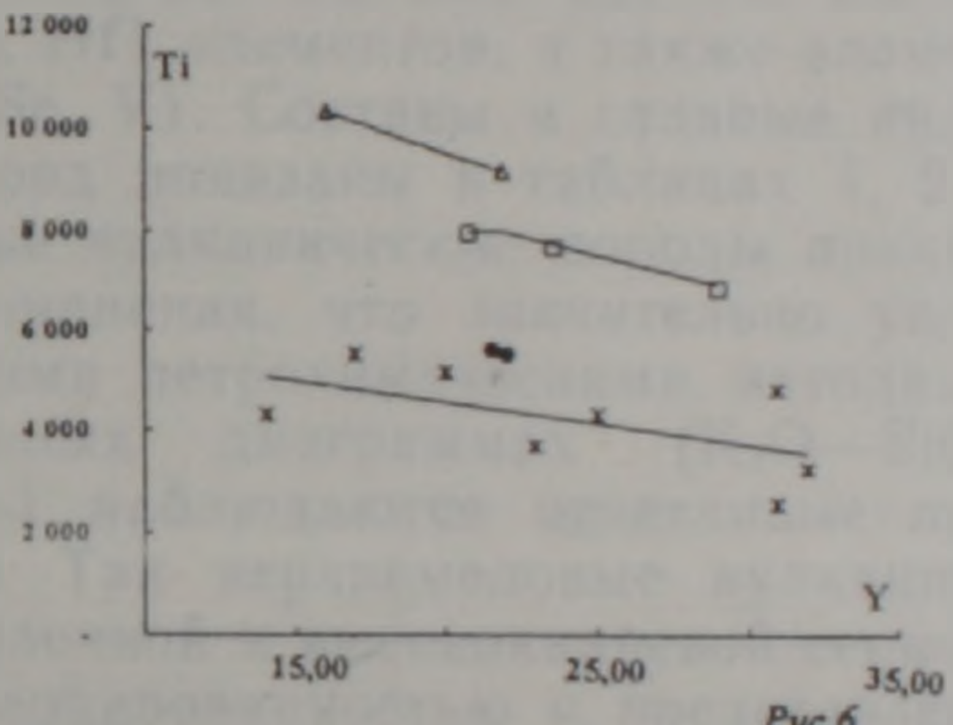


Рис.6

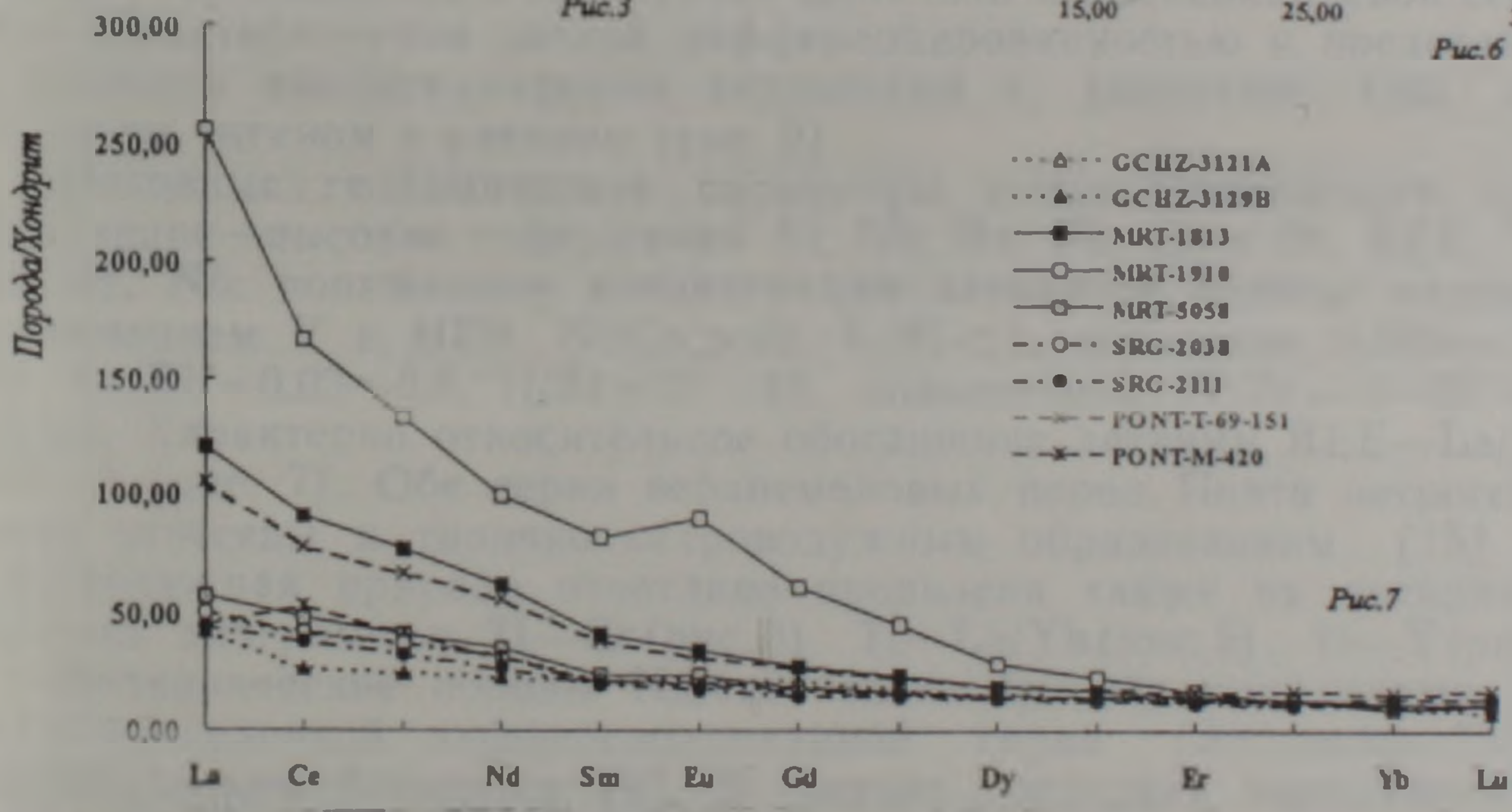


Рис.7

Рис.1 Диаграмма MgO-SiO_2 для пород Иджеванского, Мартунинского, Гочасского прогибов и Понта. Условные обозначения: 1- Иджеванский прогиб, 2-Мартунинский прогиб, 3- Гочасский прогиб, 4- Понт.

Рис.2 Диаграмма Ti (ppm) - Mg# для пород Иджеванского, Мартунинского, Гочасского прогибов и Понта. Условные обозначения см. рис.1

Рис.3 Диаграмма Ti (ppm) - Cr (ppm) по [15] для разделения островодужных и внутриплитных базальтоидов. Базальты Иджевана, Мартуни, Гочаса, Понта. Условные обозначения см. рис.1

Рис.4 Диаграмма TiO_2 - K_2O для пород Иджеванского, Мартунинского и Гочасского прогибов. Поле 1 - преимущественно внутриплитные породы, поле 2 - островодужные (по литературным данным). Условные обозначения см. рис1.

Рис.5 Диаграмма Ti (ppm) - La/Yb. Базальты Иджевана, Мартуни, Гочаса, Понта. Условные обозначения см. рис 1.

Рис. 6 Диаграмма Ti (ppm) - Y (ppm). Видны тренды изменения содержания Y при относительно равных концентрациях титана в каждой из групп пород и различия между базальтами исследуемых групп (Иджевана, Мартуни, Гочаса, Понта). Условные обозначения см. рис1.

Рис 7. Распределение РЗЭ в базальтах Иджевана, Мартуни, Гочаса, Понта, нормированное к хондриту (хондрит по Anders&Grevesse 1989)

В работе использованы также многочисленные литературные данные по главным петрогенным элементам [1, 6, 9, 10] и петрогеохимические данные по Понту [15].

Петрохимия и геохимия верхнемелового вулканизма

Несмотря на общность геолого-тектонической позиции и близость возраста формирования, отмечены большие различия в петрохимических и геохимических характеристиках вулканических серий Иджеванского, Мартунинского, Гочасского прогибов и Понта. Для детальных петрогеохимических исследований выделены наименее дифференцированные, высокомагнезиальные, неизмененные базальты, которые рассматриваются как наиболее близкие по составу к первичной магме, несущие конкретную информацию об условиях формирования, геохимических и петрогенетических особенностях всей верхнемеловой вулканической серии Малого Кавказа. Геохимические параметры пород позволяют дать довольно четкую петрогенетическую и геодинамическую интерпретацию верхнемелового вулканического пояса Малого Кавказа—Понта. Нами рассмотрены концентрации и зависимости распределения REE (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Er, Yb, Lu), LIL (K, Rb, Cs, Sr, Ga, Li) и HFS (Zr, Ti, Y, Ta, Nb, Hf) элементов, а также элементов группы железа (Fe, Cr, Ni, Co, Sc, V). Составы и главные индикаторные отношения исследуемых пород показаны в таблицах 1, 2.

В целом изученные верхнемеловые вулканические породы практически не подвергались процессам изменения, что значительно упрощает их классификацию традиционными петрохимическими методами. По положению на дискриминационных диаграммах (K_2O—SiO_2, (K_2O+Na_2O)—SiO_2, FeO^*/MgO—SiO_2) наблюдаются отчетливые петрохимические и сериальные отличия. Так верхнемеловые вулканиты Понта [15] относятся к известково-щелочной и высококалиевой сериям. Они характеризуются резкой дифференцированностью и представлены в основном высококалиевыми андезитами и дацитами. Обе серии обеднены титаном и магнием (рис. 2).

Основные геохимические параметры пород Понтийского хребта следующие—высокие содержания Al, Rb, Ba, Pb, Cs и Sr, REE, Y, U, Th, Hf, Nb, пониженные концентрации элементов группы железа, за исключением V и HFS, $Ni/Co>10$, $V/Ni<1$, невысокие $K/Rb=180$—655, $Ba/Rb=0{,}03$—6,6, $Ti/Zr=21$—48, повышенные $Zr/Sc=4$—26 отношения. Характерно относительное обогащение легкими REE—$La/Yb=4$—9 (рис. 7). Обе серии верхнемеловых пород Понта петрогенетически отнесены к типично островодужным образованиям [15]. Их островодужная природа отчетливо проявлена также на дискриминационных диаграммах Ti—Cr (рис. 3), Ti—La/Yb (рис. 5), Ti—Y (рис. 6).

Вулканические породы Иджеванского прогиба принадлежат известково-щелочной дифференцированной серии ($SiO_2=44$—75%) с преобладанием базальтов [9]. В составе последних выделяются два типа—субщелочные Ol+Cpx+Pl базальты с нормативным нефелином и высокомагнезиальные Ol долериты с нормативным гиперстеном. Последующие дифференциаты серии представлены Opx+Cpx+Pl андезитобазальтами, Am+Pl андезитами, Am+Opx+Pl риодацитами, Bi+Pl+Q+Sn риолитами [3, 9]. Основные дифференциаты серии обнаруживают повышенные содержания титана и магния. Породы Иджеванского прогиба, формировавшиеся в условиях рифтогенного растяжения, резко отличаются от одновозрастных серий Понта прежде всего за счет сильного преобладания базальтов над средними и кис-

Таблица 1

Содержания главных петрогенных элементов и элементов-примесей в базальтах Иджеванского, Мартунинского и Гочасского прогибов

	M—SRG-2033	M-SRG 203A	M—SRG-2110	M—SRG-2112	M—SRG-2113	M—SRG-2111	M—MRT-1910	M—MRT-5059	M—MRT-1813	M—MRT-1806	M—MRT 1830	M—GCHZ 3129	M—GCHZ-3121
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	47,76	48,14	48,77	47,91	47,99	48,10	44,32	43,82	46,06	46,93	47,44	44,53	47,85
TiO_2	0,94	0,90	0,97	0,93	0,92	0,92	1,28	1,33	1,15	1,04	1,02	1,73	1,53
Al_2O_3	15,50	15,03	16,00	15,17	15,06	14,95	18,74	14,07	14,82	15,63	17,48	15,42	18,28
FeO*	9,21	8,86	7,89	8,89	8,98	9,00	8,15	10,72	10,00	10,07	9,52	9,66	8,02
MnO	0,16	0,16	0,13	0,16	0,16	0,17	0,14	0,18	0,17	0,19	0,19	0,16	0,13
MgO	12,02	11,85	8,51	11,56	11,82	11,41	10,16	14,60	8,50	6,79	5,42	8,75	4,39
CaO	9,04	9,63	10,23	9,67	9,67	9,82	10,98	8,86	12,89	10,87	9,35	11,65	5,11
Na_2O	1,98	1,87	2,28	2,01	2,06	2,17	2,27	2,13	2,77	2,55	2,78	2,41	6,01
K_2O	0,68	0,83	0,95	0,88	0,85	0,89	0,54	0,52	0,54	3,03	2,96	0,83	1,15
P_2O_5	0,18	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,26	0,29	0,34	0,63	0,53	0,28	0,26
LOI	2,35	2,95	4,50	2,90	2,55	2,80	3,20	3,65	2,85	2,75	3,25	3,50	7,00
Сумма	99,82	100,43	100,44	100,32	100,21	100,44	100,04	100,17	100,15	100,08	99,94	98,92	99,95
La	11,72					10,38	60,00	13,41	28,16			10,00	11,39
Ce	25,45					23,41	100,00	28,95	54,75			16,00	25,15
Pr							15,00					2,45	
Nd	14,34					12,21	45,00	15,87	28,14			10,20	14,69
Sm	3,16					2,86	12,00	3,47	6,04			3,00	3,24
Eu	1,09					1,01	5,00	1,30	1,93			1,16	1,27
Gd	3,36					2,99	12,00	3,67	5,51			4,20	3,67
Tb	0,00						1,50	0,90	0,00			0,62	0,00
Dy	3,69					3,31	7,00	3,65	4,61			3,50	3,75
Ho	0,00						1,30					0,77	
Er	2,29					1,86	2,60	2,17	2,41			2,05	2,23
Tm							0,36					0,3	

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Yb	1,97					1,77	1,50	1,75	1,90			1,60	1,89
Lu	0,29					0,27	0,25	0,28	0,27			0,20	0,29
Y	21,49					22,00	23,56	20,71	24,00			16,00	21,87
Li	6,20					6,00		3,60	27,00			4,4	
Rb	2,00					3,50		2,10	13,00			1,80	
Cs	0,50					1,70		0,39	2,00			1,16	
Sr	274,00					354,00		459,00	924,00			395,00	
Ba	95,00					132,00		118,00	613,0			134,00	
Zr	96,00					48,00		125,00	144,00			102,00	80,00
Pb	6,00					5,20		7,00	8,00			5,40	
Sc	21,00					31,00		26,00	29,00			23,00	24,31
Co	44,00					48,00		53,00	40,00			38,00	35,00
Ni	208,00					228,00		187,00	56,00			100,00	92,00
Cr	276,00					453,00	279,00	296,00	96,00			201,00	190,00
Cu	78,00					105,00		41,00	107,00			61,00	
Zn	98,00					74,00		67,00	116,00			65,00	
V	145,00					160,00		123,00	241,00			173,0	100,00

Примечание: 1-6—оливиновые базальты Иджеванского прогиба; 7-11—щелочные базальтоиды Мартунинского прогиба 12-13—оливиновые базальты Гочасского прогиба.

лыми породами в ряду дифференциации. Базальты Иджевана характеризуются повышенными содержаниями HFS, в частности Ti и высокими содержаниями Mg, Cr, Ni, Co, пониженными концентрациями LIL элементов (с учетом калиевости пород по отношениям K/Rb= =2000—2800, K/Ba=50—60), умеренным обогащением легкими REE-La/Yb=5—6 (рис. 7), высокими отношениями Cr/V=1,9—3, Ti/V= =34—40, Ni/Co=4—5, V/Ni=1,28—1,3. Указанные геохимические особенности, а также положение фигуративных точек иджеванских базальтов на дискриминационных диаграммах Ti—Cr (рис. 3), Ti—La/Yb (рис. 5), Ti—Y (рис. 6), TiO_2—K_2O (рис. 4) позволяют говорить о внутриплитном, мантийном типе магматизма, но с незначительной степенью участия коровых компонентов. Проявление внутриплитных или «промежуточных» базальтов достаточно типично для островных дуг [2, 3, 6, 10, 13, 14] на различных этапах их развития.

В Гочасском прогибе выделены серии: щелочных Ol базальтов и Ol+Cpx+Pl, Cpx+Opx+Pl, Cpx+Pl базальтов, андезитов, андезитобазальтов и андезитотрахитов. [10]. Наименее дифференцированные породы отвечают по составу субщелочному и щелочному оливиновому базальту. Гочасские верхнемеловые вулканиты характеризуются прежде всего низкой степенью дифференцированности (SiO_2=46—63%), с сильным преобладанием пород базальтоидного ряда (SiO_2<51%). Они отличаются высокими содержаниями TiO_2(1,2—2,0%), Fe, Mg, Cr, Ni, Co, Sc, V, HFS элементов. Характерно резкое преобладание Na_2O над K_2O, сильно понижены (с поправкой на щелочность пород) содержания LIL элементов (K/Rb=3800, K/Ba=50). Отмечаются умеренное обогащение легкими REE с La/Yb=6 (рис. 7) и высокие отношения Cr/V=1—1,2, Ti/V=60, Ni/Co=2—3, V/Ni=0,57. С учетом указанных геохимических характеристик и положения гочасских пород на диаграммах Ti—Cr (рис. 3), Ti—La/Yb (рис. 5), Ti—Y (рис. 6), TiO_2—K_2O (рис. 4) можно сделать вывод об их принадлежности к внутриплитному геохимическому типу, сопоставимому с магматизмом континентальных рифтов.

Мартунинский комплекс представлен Cpx+Ol лимбургитами, Ol+Cpx+Pl эпилейцитовыми тефритами, Cpx+Pl+Am трахибазальтами, Cpx+Am+Pl трахиандезитобазальтами и трахиандезитами. [1]. В целом, для него характерно наиболее высокое содержание щелочей и присутствие нормативного нефелина [1]. Мартунинские вулканические породы отличаются наиболее низкой степенью дифференцированности (SiO_2=40—52%), обогащены титаном и магнием, причем в некоторых образцах содержания MgO достигают—15%, TiO_2—4%. Характерно также высокое содержание калия, при этом отношение K_2O/Na_2O сильно варьирует. Высоки содержания LIL элементов, хотя они ниже, чем в сопоставимых по щелочности и кремнеземистости типично островодужных породах. Отмечаются высокие содержания Zr, Ti, Y и элементов группы железа—в первую очередь хрома, а также Ni, Co, Sc, V. В наиболее примитивных породах Мартунинского прогиба выявлены следующие индикаторные геохимические отношения: K/Rb=345—2000, K/Ba=6—40, отмечается наиболее резкое для рассматриваемых пород верхнего мела обогащение легкими REE—La/Yb=8—40, (рис. 7).

Характерны высокие отношения Cr/V=0,5—2,5, Ti/V=38—70, Ni/Co=1,4—4, V/Ni=0,2—1,5. Рассмотренные геохимические особенности, а также положение мартунинских базальтов на диаграммах Ti—Cr (рис. 3), TiO_2—K_2O (рис. 4), Ti—La/Yb (рис. 5), Ti—Y (рис. 6), позволяют сделать вывод о внутриплитном, мантийном характере

Таблица 2

Основные петрогеохимические параметры базальтов Иджеванского, Мартунинского и Гочасского прогибов и Понта

	SRG-2038	SRG-2111	MRT-1813	MRT-1910	MRT-3058	GCHZ-3121A	GCHZ-3129B	PONT-T-69-151	PONT-M-420	PONT-M-419	PONT-M-421
K/Ti	0,36	0,48	0,23	0,21	0,19	0,44	0,24	1,35	0,10	1,92	4,64
K/Na	0,4	0,41	0,19	0,24	0,24	0,2	0,34	0,87	0,83	0,34	1,0
Mg#	69,97	69,3	60,45	69,00	70,86	49,43	61,80	50,18	31,18	54,35	40,97
Fe total	9,21	9,00	10,00	8,15	10,7	8,02	9,66	9,52	7,50	0,30	4,04
$Na_2O + K_2O$	2,66	3,06	3,31	2,81	2,05	7,38	3,24	4,18	8,00	8,27	10,24
Fe/Mg	1,31	1,27	0,86	1,25	1,36	0,55	0,91	0,55	0,29	0,67	0,39
Ba/La	8,11	12,72	21,77	0,00	8,80		13,40	0,04	0,11	24,42	0,05
La/Yb	5,95	5,86	14,82	40,00	7,66	6,03	6,25	9,63	4,86	9,41	9,11
Ce/Yb	12,92	13,23	28,82	65,67	16,54	13,31	10,00	18,33	14,82	20,49	2,96
La/Sm	3,71	3,63	4,66	5,00	3,86	3,52	3,33	4,38	3,91	4,81	4,78
Ti/Y	252,23	250,70	237,73		385,00	419,40	648,21	172,66	257,79	101,17	161,60
Zr/Y	4,47	2,18	4,97		6,04	3,66	6,38	3,28	5,35	4,72	6,91
Cr/Y	12,84	20,59	3,31	11,81	14,29	8,69	12,5		1,30		0,30
Ti/P_2O_5	3,22	4,38	3,38	4,92	4,59	5,88	6,18				
Zr/S	4,57	1,55	4,97		4,81	3,29	4,43	5,39	4,12	7,95	26,50
K/Rb	2822,34	2110,83	344,81		2655,49		3527,68	449,64	655,06	162,89	484,64
Rb/Sr	0,01	0,01	0,01		0,005		0,005	0,04	0,03	0,70	64,71
Sr/ba	2,88	2,68	1,51		3,09		2,95	820,09	01,67	0,22	0,97
Ba/Rb	47,50	37,71	47,15		56,19		74,44	0,03	0,03	6,60	0,02
Cr/V	1,90	2,83	0,49		2,41		1,16		0,16		0,05
Ti/Zr	58,70	114,90	47,88		63,79		101,68	44,51	45,18	21,44	23,38
Ti/Cr	20,42	12,18	71,82		26,94		51,60		198,30		530,99
Ti/V	38,86	34,47	28,61		64,82		59,95	19,18	32,22	26,98	34,78
Ni/V	0,70	0,70	4,30		0,66		1,73	28,73	29,00		
Ni/Co	4,73	4,75	1,40		3,53		2,63	0,22	0,41		

Примечание: 1-2—оливиновые базальты Иджеванского прогиба; 3-5—щелочные базальтоиды Мартунинского прогиба, 6-7—оливиновые базальты Гочасского прогиба; 8-11—базальты и андезитобазальты Понта.

магматизма; не исключено, что так же, как и в случае с Иджеванским прогибом, определенную роль сыграло участие в петрогенетическом процессе коровых компонентов, хотя речь несомненно идет о разной степени и форме участия коры.

Выводы

1. Рассмотренный вулканизм Малокавказско-Понтийского верхнемелового вулканического пояса формировался в целом в сходных геодинамических условиях рифтогенного растяжения, на фоне общей конвергенции Евразиатского и Афро-Аравийского континентов.

2. В зонах рифтогенного растяжения сосредотачивались основные очаги вулканической активности верхнего мела. Продукты вулканической деятельности в пределах локальных структур—Понта; Иджеванского, Гочасского и Мартунинского прогибов сильно различаются по петрохимическим и геохимическим параметрам, серийной принадлежности. Очевиден переход от типично-островодужных (Понт) к типично внутриплитным сериям (Гочас).

3. Заключительный этап формирования Малокавказской палеоостровной дуги отмечен достаточно интенсивными, но в целом локальными проявлениями базальтового вулканизма внутриплитного типа (вулканические серии Иджеванского, Мартунинского и Гочасского рифтогенных прогибов).

4. Приведенные в работе материалы несомненно говорят о различной интенсивности рифтогенных процессов, при этом степень растяжения возрастает по простиранию МОД от Понта к Гочасу, через Иджеванский и Мартунинский прогибы. Петрогенетические различия базальтов связаны с условиями и степенью плавления мантии и ее гетерогенностью, обусловленной различной интенсивностью обогащения или обеднения мантийного субстрата вследствие активной субдукции и островодужного магматизма в юрско-неокомское время.

5. На фоне замыкания океана Тетис и спада интенсивности островодужного вулканизма, в верхнем мелу в пределах МОД в преддверии континентальной коллизии образовались независимые зоны рифтогенеза со своеобразными вулканическими сериями. Последние отличаются как от предшествующих юрско-неокомских островодужных образований, так и друг от друга по положению фронта мантийного магмообразования и степени участия сиалической коры в петрогенезисе.

Работа выполнена в рамках темы 96—118, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

Автор выражает благодарность Р. Т. Джрбашяну за постоянное внимание к работе, А. С. Остроумовой и И. Я. Центер за предоставление образцов и неопубликованных анализов пород Гочасского и Мартунинского прогибов, Р. Г. Магакяну и И. К. Никогосяну за помощь и ценные консультации.

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՎԵՐԻՆ ԿԱՎՃԻ ՀՐԱԲԽԱՅՆՈՒԹՅԱՆ ՊԵՏՐՈՒՐԿՐՈՒՔԻՄԻԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Խ. Բ. Մելիքսեթյան

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Փոքր Կովկասի վերին կավճի հրաբխայնության գոնաները կազմում են ռեգիոնալ Պոնտ-Փոքր Կովկաս-Էլբուրսի պալեոկղզագոտային կառուցվածքի մի մասն: Նրանք զարգանում են բարդ երկրադինամիկական իրադրություններում և բնութագրվում են տարբեր պետրոերկրաքիմիական առանձնա-

հատկություններով։ Հոդվածը նվիրված է Փոքր Կովկասի (Հայաստան, Լեռնային Ղարաբաղ) հրաբխային առաջացումների պետրոերկրաքիմիական ուսումնասիրությանը՝ նոր անալիտիկ տվյալների հիման վրա։ Պոնտա-Փոքր Կովկասի հրաբխային գոտին ձևավորվել է ոիֆտային ձգումների պայաններում Եվրասիական և Աֆրո-Արաբական մայր ցամաքների ընդհանուր կոնվերգենցիայի ֆոնի վրա։ Ինքնուրույն լոկալ կառույցների՝ Պոնտի, Իջևանի, Մարտունու, Գոշասի ճկվածքների սահմաններում հրաբխային գործունեության արգասիքները իրարից զանազանվում են պետրոերկրաքիմիական պարամետրերով։ Փոքր Կովկասյան կղզային աղեղի ակտիվության եզրափակիչ փուլը բնութագրվում է ներսալային տիպի բազալտային ինսուլյարիտով հրաբխայնությամբ։ Ըստ ստացված տվյալների ոիֆտոգեն պրոցեսները բնութագրել են տարբեր ինտենսիվությամբ, ընդ որում ձգումների աստիճանը աճել է փոքրկովկասյան կղզաղեղի տարածման ուղղությամբ՝ Պոնտից դեպի Գոշաս։ Թետիս օվկիանոսի փակման ֆոնի վրա, մայրցամաքային կոլիզիայի նախաշեմին, վերին կավճում կղզաղեղի սահմաններում ձևավորվել են ոիֆտոգենեզի անկախ պոնաներ՝ իրենց ինքնատիպ հրաբխային սերիաներով։ Վերջիններս տարբերվում են ինչպես նախորդ՝ յուրա-նեոկոմի առաջացումներից, այնպես էլ միմյանցից՝ քիմիոցային մագմատուցման ճակատի դիրքով և պետրոգենետիկական պրոցեսներում սիալիկ կեղևի մասնակցության աստիճանով։

PETROCHEMICAL PECULIARITIES OF THE UPPER CRETACEOUS VOLCANISM OF THE MINOR CAUCASUS

Kh. B. Meliksetyan

Abstract

The zones of the Upper Cretaceous volcanism manifestation in the Minor Caucasus are complicated geodynamic setting which are characterized by various tectonic regimes and diverse magmatic series according to types and pertochemical peculiarities. A detailed petrogeochemical classification of volcanic formation of the per-collision stage (the Upper Cretaceous) within the Minor Caucasus (Armenia, Nagorny Karabakh), using new analytical data, is carried out in this paper. The serial attribution of the Upper Cretaceous volcanic series is revised and the comparison to the volcanism of the same age in the adjacent territories is made.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Авдеев А. Г., Остроумова А. С., Центер И. Я., Шафиев Х. И.** Эпилейцитовые тефриты верхнемелового вулканического комплекса Мартунинского синклинория (Южный Карабах).—Бюлл. Моск. Об. Исп. Природы. Отд. Геологии. 1989, т. 64. вып. 3. с. 86—95.
2. **Волынец О. Н.** Позднекайнозойские субщелочные и щелочные лавы Камчатки—проявления пород внутриплитного геохимического типа в островодужной системе. Матер. Первого Всеросс. Петрограф. Сов. Уфа. 1996. Книга 1. с. 48—49.
3. **Джрбашян Р. Т., Меликсетян Х. Б., Мнацаканян А. Х.** Особенности коллизионного вулканизма Малого Кавказа. Матер. Первого Всеросс. Петрограф. Сов., Уфа: 1996. Книга 1. с. 70—71.
4. **Джрбашян Р. Т.** Палеогеновые вулканические пояса зоны замыкания океана Тетис (Малый Кавказ).—Автореф. диссерт. на соиск. уч. степ. докт. геол-мин. наук. Тбилиси: 1990. 59 с.
5. **Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б., Пополитов Э. И.** Вопросы геохимической эволюции вулканизма внутридуговых рифтов на примере Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта. Геохимия. 1978, №6, с. 821—831.
6. **Лордкипанидзе М. Б.** Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба. 1980. 160 с.

7. **Магакян Р., Закариадзе Г. С., Дмитриев Л. В., Колесов Г. М., Коровкина М. А.** Геохимия юрско-нижнемелового вулканического комплекса Северной Армении. Вулканология и Сейсмология, 1985, № 3, с. 39—53.
8. **Меликсетян Б. М.** Петрология, геохимия и рудоносность палеоген-неогеновых вулкано-интрузивных формаций Малого Кавказа. Автореф. диссерт. на соиск. уч. степ. докт. геол-мин. наук. Тбилиси: 1989. 54 с.
9. **Мнацаканян А. Х.** Петрология верхнемеловой вулканической серии северной Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 242 с.
10. **Остроумова А. С., Центер И. Я., Авдеев А. Г., Бугрова Э. М.** Позднемеловые вулканические серии Гочасского прогиба (Малый Кавказ) —Сов. Геология. 1991, № 7, с. 65—72.
11. **Kushiro I.** Partial melting of mantle wedge and evolution of island arc crust.—J. Geophys Res. 1990 V. 95p 15929—15939.
12. **Lordkipanidze M., Meliksetian B., Djerbashian R** Mezozoic—Cenozoic magmatic evolution of the Pontian-Crimean-Caucasian region.—Mémoire de la Societe Géelegique de France, Nouvelle série, 1988, Paris 154 (II), p. 103—124.
13. **Pearce J. A.** Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries.—Andesites. 1982. p. 525—548
14. **Pearce J. A., Cann J. R.** Tectonic Setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis.—Earth planet Sci Lett. 1973. V. p 290—300.
15. **Peccerillo A., Taylor S. R.** Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontic Chain, northern Turkey.—Bull. Volcanologique. 1975 Tome XXXIX-4, p. 1—13

Известия НАН РА. Науки о Земле, 1997, L. №1—2, 50—54

ПРОЦЕССЫ ДЕГИДРАТАЦИИ И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕРМОБАРИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ В КОМПАНОВКАХ ГОРНЫХ ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

© 1997 г. А. В. Арутюнян*), С. Б. Абовян**), А. А. Бдоян*), Г. Б. Бабаян*), В. О. Марукян*)

**) Государственный инженерный университет Армении*
375009 Ереван, ул. Теряна, 105, горный ф-т, Республика Армения
***) Институт геологических наук НАН РА*
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 19.12.94.

Геодинамические процессы, протекающие на различных глубинах земной коры Армянского нагорья, имеют разнообразный характер. Исследование процессов дегидратации и минералообразования в различных горных породах и в их компановках при высоких термобарических условиях показывают, что процессы сопровождаются объемными изменениями, доходящими до 30%. Одной из причин, вызывающих сейсмические толчки, рассматриваются указанные процессы.

Геодинамические процессы, протекающие на различных глубинах Земли, в частности связаны с процессами, происходящими в различных типах горных пород в глубинных условиях. С целью выяснения физики указанных процессов проводилось экспериментальное моделирование термобарических условий глубинных зон Земли. Такие исследования осуществляются с применением твердофазных камер высокого давления с регистрацией изменений сейсмических волн и деформаций [4]. Результаты предварительных исследований для отдельных видов горных пород Малого Кавказа опубликованы в работах [1, 3]. Целью настоящих исследований является выявление физики процессов, происходящих как на границах отдельных слоев земной коры, так и при взаимодействии серпентинизированных масс с блоками различного состава, входящими в состав меланжа при изменении термобарических условий на различных глубинах земной коры.

Исследования проводились в лаборатории Экспериментальной сейсмотектоники Государственного Инженерного Университета Арме-

ники. Унифицированная установка позволяет исследовать зависимость времени прохождения продольной сейсмической волны в горной породе от давления (10 *кб*) и температуры (1000°С). Передающей давление средой используется доломит, а температура создается электричеством, которая через наковальни передается графитовой оболочке, в которой размещен исследуемый образец. На установке смонтирован узел, позволяющий аккумулировать выделяющиеся при опыте флюиды и газы. Сложность исследуемой системы пока что не позволяет определить скорость распространения продольной упругой волны. Однако изменение времени прохождения продольной упругой волны в зависимости от температуры и давления позволяет фиксировать процессы, протекающие как в отдельных типах горных пород, так и в их компановках. На установке исследуется также деформация в зависимости от давления, позволяющая фиксировать объемные изменения в исследуемом образце горной породы.

Опыты проводились следующим образом. Цилиндрические образцы диаметром 12,65 и высотой 12 *мм* помещались в ячейке высокого давления и при комнатной температуре проводилось несколько циклов нагружения испытуемой ячейки для получения максимального уплотнения. В последнем цикле нагрузка на ячейку увеличивается до некоторого конкретного значения. Затем повышается температура испытуемого образца до значения, при котором устройство регистрации задержки интервалов ультразвуковых колебаний фиксирует процесс, происходящий в ячейке высокого давления.

Зависимость времени прохождения продольной упругой волны и деформации от давления и температуры в образцах габбродиорита и кварцевого диорита приведена на рис. 1*а*. Исследуемые образцы были продавлены до 5 *кбар*., после чего электричеством температура плавно повышалась до 900° *С*.

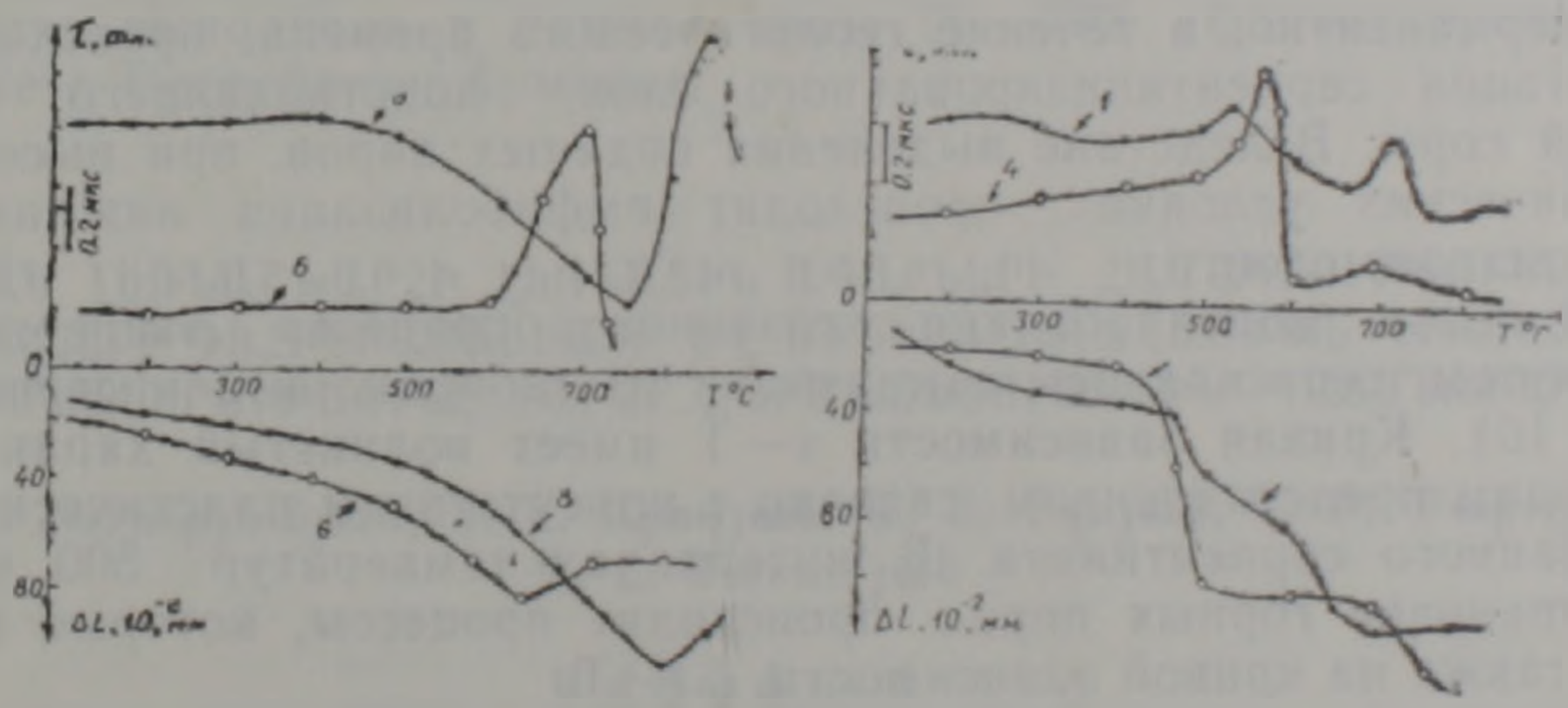


Рис. 1. Зависимость времени прохождения продольной упругой волны и деформации от давления и температуры в горных породах и их компановках: а) 6—габбродиорит, 8—кварцевый диорит; б) 1—габбро-серпентинит-габбро, 4—перидотит-амфиболит-перидотит.

В образце габбродиорита время прохождения упругой продольной волны (τ) остается примерно постоянным до температуры 600°С, после чего происходит резкое повышение значения τ, вследствие происходящих процессов в породе. Эти процессы фиксируются также на кривой зависимости деформации от температуры. Объемные изменения доходят до 20%.

Петрографические исследования образцов до и после опытов показали, что в образце габбродиорита до опыта отмечалась сильная

трещиноватость, пелитизация, серпентинизация, а также хлоритизация и карбонатизация плагиоклазовых зерен и клинопироксенов. После опыта структура породы несколько нарушена, плагиоклазовые зерна более трещиноватые, особенно в центральных частях, где интенсивно развивается процесс пелитизации. Клинопироксены полностью изменились, превратились в аморфное вещество. Количество рудного минерала возросло до 3—5%, образовавшегося за счет разложения клинопироксенов.

Зависимость τ от температуры при постоянном давлении 5 *кб*. для образца кварцевого диорита до 500°С имеет монотонный характер, в результате чего значение τ плавно уменьшается, что, по нашим представлениям, связано со специфическими особенностями структуры и минерального состава породы. При температуре 750°С, за счет происходящих процессов в породе (разложение зерен роговой обманки, возникновение микротрещин и т.д.) происходит резкое увеличение τ. Происходящие процессы завершаются при температуре 850—900°С. Процессы фиксируются также объемными изменениями, доходящими до 30% исследуемого образца.

Петрографические исследования до и после опытов показали, что исследуемый кварцевый диорит был эпидотизирован, альбитизирован, реже пелитизирован и карбонатизирован. После опыта наблюдается интенсификация процессов эпидотизации, цоизитизации и серицитизации. Зерна роговой обманки мутнеют и становятся полупрозрачными, вокруг некоторых зерен проявляется светло-желтая кайма, по-видимому, гидроокислов железа, возникших за счет разложения роговой обманки. Зерна кварца становятся более трещиноватыми.

С целью выявления взаимодействия различных пород при высоких термобарических параметрах, исследовались компановки горных пород, таблетки которых приклеивались тонким клеем.

Согласно предложенному разрезу состава и строения земной коры Малого Кавказа [2], вследствие изменений термобарических условий, перманентно, в течение геологического времени, происходила дегидратация серпентинизированного слоя, подстилающего подошву земной коры. Вследствие выделения водяных паров, при высоких термобарических условиях, происходит амфиболизация нижних частей габброидного слоя.

С целью моделирования указанного процесса экспериментальным путем, составлялась компановка из габбронорита и серпентинита (рис. 1*б*). Кривая зависимости τ—Т имеет волнистый характер, что, по нашим представлениям, связано с присутствием пластически деформированного серпентинита. В интервалах температур 500 и 700°С в компановке горных пород происходят процессы, которые фиксируются также на кривой зависимости Δl—Т.

Петрографические исследования после опыта выявили, что габбронорит теряет свою структуру, вследствие обильного развития актинолит-тремолитового агрегата по пироксеновым зернам и пелитизации плагиоклазовых зерен. Отмечается выделение черного рудного вещества вдоль актинолит-тремолитового агрегата, а также большого количества трещин, заполненных рудным веществом. На отдельных участках наблюдается развитие тонкочешуйчатого серицитового агрегата по большим плагиоклазовым зернам. Весьма интересны пограничные участки между габбро и серпентинитом. Вдоль границы с серпентинитом, в краевых частях габбро, развивается тремолит с гребенчатой структурой—отдельные индивиды тремолита расположены поперек границы. Таким образом, наше предположение о процессе амфи-

болизации, происходящем в подошве земной коры, подтверждается экспериментальными исследованиями.

Следующая компановка горных пород была сложена из перидотита и амфиболита (рис. 1б). Наблюдается монотонность зависимости τ—T и Δl—T. В интервале температур 520—600°С, вследствие происходящих процессов в компановке горных пород происходит скачкообразное изменение указанных величин.

Петрографические исследования до и после опытов выявили, что перидотит до опыта серпентинизирован на 15—20%. После опыта поперек границы перидотита с амфиболитом наблюдается рост игольчатого тремолита, имеющего гребенчатое строение. Далее идет узкая полоса, сложенная непрозрачным рудным веществом. Затем в сторону амфиболита появляются крупные игольчатые выделения, имеющие различную ориентировку и погруженные в светлую прозрачную, но аморфную массу.

Вышеизложенные результаты свидетельствуют, что процессы, происходящие в различных горных породах и в их компановках, сопровождаются как дегидратацией отдельных минералов, так и новообразованием. Процессы сопровождаются как скачкообразными изменениями сейсмических волн, так и внезапными изменениями объемов, доходящими до 30%.

Следовательно, предположение о том, что одним из возможных причин геодинамических процессов, происходящих на различных глубинах земной коры, могут являться вышеуказанные процессы, становится более вероятным. По результатам полученных данных можно предполагать, что сейсмические толчки разной интенсивности могут быть связаны с указанными процессами.

Вышеприведенные данные о процессах в горных породах при различных термобарических условиях являются предварительными. Результаты дальнейших исследований в этой области могут быть использованы для решения как геологических, так и сейсмических задач.

Работа выполнена в рамках темы 96—340, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼԵՌՆԱՇԽԱՐՀԻ ԼԵՌՆԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՀԱՄԱԿՑՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐՈՒՄ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԻ ԴԵՀԻԴՐԱՏԱՑՄԱՆ ԵՎ ՄԻՆԵՐԱԼԱԶՈՒԱՑՄԱՆ ՊՐՈՑԵՍՆԵՐԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅՈՒՆԸ ԲԱՐՁՐ ՋԵՐՄԱՃՆՇՈՒՄԱՅԻՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐՈՒՄ

Ա. Վ. Հարությունյան, Ս. Բ. Աբովյան, Ա. Ա. Բդոյան, Գ. Բ. Բաբայան
Վ. Հ. Մարուքյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայկական լեռնաշխարհի երկրակեղևի տարբեր խորություններում ընթացող գեոդինամիկական պրոցեսների բնույթը բացահայտելու նպատակով ուսումնասիրվում են լեռնային ապարներում նրանց համակցություններում, բարձր ջերմաճնշումային պայմաններում ընթացող պրոցեսների բնույթը։ Ապարների դեհիդրատացիայի պրոցեսը ուղեկցվում են միջավայրում սեյսմիկ ալիքների և դեֆորմացիաների կտրուկ փոփոխություններով, որը հիմք է տալիս ենթադրելու, որ այդ պրոցեսները կարող են սեյսմիկ հարվածների և երկրաշարժերի առաջացման պատճառ հանդիսանալ։

DEHYDRATATION AND MINERAL FORMATION PROCESS AT HIGH THERMOBARIC IN MOUNTAIN ROCKS SETTING OF OPHIOLITE ASSOCIATION IN THE ARMENIAN HIGHLAND

A. V. Haroutynyan, S. B. Abovyan, A. A. Bdoyan, S. G. Babayan, V. H. Maroukyan

Abstract

Geodynamic processes at various depths in the Earth's crust of the Minor Caucasus are of diverse character. The investigations of rehydratation and mineral formation processes in various mountainous conditions show that these processes are accompanied by changes in volumes, which reach up to 30%. The mentioned processes are considered as one of the causes resulting in seismic shocks.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Арутюнян А. В., Бдоян А. А.** Упругие, плотностные и петрографические свойства серпентинитов Малого Кавказа при высоких давлениях и температурах.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1988. №3, с. 33—39
2. **Арутюнян А. В.** О петрофизическом разрезе верхней литосферы территории Армении.—ДАН Армении. 1992. т. 92. № 4. с. 183—188.
3. **Арутюнян А. В., Бдоян А. А., Марукян В. О.** Петрофизические исследования в ассоциациях горных пород Армении при высоких термобарических параметрах.—Изв. НАН РА. Науки о Земле. 1993. №3, с. 51—54.
4. **Бдоян А. А., Юханян А. К., Геншафт Ю. С.** Ультразвуковой способ определения давления в горячей камере.—Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. №2, с 79—83

Известия НАН РА .Науки о Земле. 1997, L, *№1—2, 54—60*

О ГЛИНИСТЫХ РАСТВОРАХ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

© 1997 г. **И. Х. Петросов, Ю. Р. Каграманов**

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 21а, Республика Армения
Поступила в редакцию 27.02.95.

Обсуждаются последствия инфильтрации воды из глинистых растворов в породы-коллекторы; утверждается, что в результате взаимодействия воды и силикатного каркаса глинистых минералов она из жидкой фазы переходит в твердую, нарапцивая объем глинистых частиц в поровом пространстве; в итоге это приводит к образованию непроницаемой для углеводородов зоны и герметизации продуктивного пласта.

Трудно переоценить роль буровых (глинистых) растворов при вращательном бурении. Они практически непрерывно циркулируют в скважине, выполняя одновременно ряд важных фупкций: выносят шлам, образующийся при разбуривании пород, стабилизируют температурный режим в скважине, нейтрализуют давление пластовых флюидов и т.д. Важная роль и многообразие функций глинистых растворов предопределяют достаточно строгие к ним требования. Кроме того, основные параметры буровых растворов необходимо постоянно контролировать (и корректировать), поскольку они могут существенно изменяться в зависимости от состава разбуриваемых пород, в частности галогенных, которые обычны для нашего региона. Пре-

небрежение этими требованиями может привести к необратимым нарушениям режима нефтесодержащих пластов.

Важнейшими параметрами глинистых растворов являются вязкость, тиксотропность, водоотдача и способность образовывать водонепроницаемые корки на стенках скважин: растворы должны иметь предельное напряжение сдвига в состоянии покоя, обладать свойствами (прочностью) геля и низкой водоотдачей. Но эти характеристики не должны быть избыточными, ибо в этом случае шлам может не осаждаться из растворов и будет трудно (или даже невозможно) осуществить нагнетание их в скважину. Для достижения оптимальных значений указанных параметров необходимо прежде всего учитывать гранулярный и минеральный состав глин, а также состав поглощенного комплекса (обменных катионов). Наличие в глинах значительного количества псаммито-алевритовых частиц весьма отрицательно влияет на тиксотропность и другие свойства буровых растворов, а присутствие в них нежелательных глинистых минералов и обменных катионов может привести к серьезным последствиям—вплоть до аварии скважины и максимального снижения нефтеотдачи пласта [3.4]. Таким образом, контроль над буровыми растворами должен осуществляться с самого начала—с отбора глин соответствующей кондиции. Однако на практике, с целью экономии средств и времени, обычно используются местные (ближайшие к буровым работам) глинистые материалы, которые часто не обладают указанными выше свойствами.

Зависимость качества буровых растворов от глинистых минералов и обменных катионов можно показать на примере их облицовочных (коркообразующих) свойств. Глинистые корки на стенках скважин должны быть достаточно тонкими, чтобы не мешать буровым работам и чтобы при опробовании можно было их легко устранить. Они главным образом предназначены для изоляции друг от друга пластовых флюидов и буровых растворов. Иначе говоря, глинистые корки препятствуют проникновению воды из растворов в пласты, а из последних—инфильтрации углеводородов и воды в глинистые растворы. Образование корок обусловлено весьма высокой диспергируемостью монтмориллонита. Минералы каолинитовой, иллитовой (гидрослюдистой) и хлоритовой групп этим свойством обладают в значительно меньшей мере. Монтмориллонит способен диспергироваться на частицы, приближающиеся по оси «*c*» к элементарной ячейке [3], но имеющие при этом сравнительно большую поверхность. Именно глинистые растворы, состоящие из частиц, толщина которых измеряется ангстремами, но которые имеют большую удельную поверхность, могут образовывать достаточно тонкие, но непроницаемые для воды, корки. Однако далеко не все монтмориллонитовые глины обладают такими свойствами. Исследователи считают [3, 11, 12, 13], что бентониты Вайомингского месторождения (США) могут служить стандартом для глин, используемых в буровых растворах. Приготовленные на их основе глинистые растворы обладают превосходными качествами—оптимальной вязкостью и тиксотропностью, низкой водоотдачей и, что особенно ценно, способностью образовывать тонкие водонепроницаемые корки. Показательно, что химическое воздействие на различные монтмориллонитовые глины с целью приблизить их свойства к свойствам вайомингских бентонитов, не приводит к желаемым результатам. Это позволяет думать, что их свойства обусловлены в основном не химизмом, а структурными особенностями. Можно указать на следующие характеристики, которые, как полагают [3, 11, 12], делают эти глины уникальными: а) незначительное содержание псаммито-алевритовой фракции, б) присутствие монтмориллонита в качестве единственного

породообразующего минерала, в) наличие в тетраэдрических сетках монтмориллонита сравнительно небольшого количества так называемых перевернутых тетраэдров, г) преобладающее значение в поглощенном комплексе катионов натрия и наличие до 25—40 *мэкв* на 100 *г* порошка катионов кальция [13]. Если в качестве компонентов буровых растворов использовать некондиционные глины (заметно уступающие по своим свойствам вайомингским), то водоотдача растворов резко повысится, а глинистые корки сделаются проницаемыми для воды. Последняя из глинистых растворов устремится в породы-коллекторы (песчаники), в том числе содержащие углеводороды. Цемент песчаников в третичных отложениях (сегодня они являются объектами поисково-разведочных работ) состоит из глинистого вещества преимущественно монтмориллонитового состава [9]. Проникая в поровое пространство песчаников, вода закрепляется на базальной поверхности монтмориллонита, теряя при этом свойства жидкой фазы [3, 12, 13]. Дело в том, что первые порции воды фиксируются на глинистых минералах не хаотично, а в соответствии с геометрией силикатного каркаса. Непосредственно на поверхности монтмориллонита могут закрепиться до десятка слоев нежидкой воды [2, 3]; в центральной же части пор, т. е. в удалении от силикатной основы, вода сохраняет свойства жидкости. Впервые С. Хендрикс и М. Джефферсон еще в 1938 г. (цитируется по Гриму, 1964, с. 55) предположили, что атомы водорода и кислорода нежидкой воды размещаются по гексагональному мотиву. Это обусловлено структурными связями с кислородом (или гидроксильной группой) и тетраэдрическим распределением зарядов вблизи молекул воды. Основываясь на представлениях С. Хендрикса и М. Джефферсона, а также на данных других исследователей [1, 5, 10] о том, что связь глинистых минералов и воды осуществляется через атомы водорода, авторами предлагается схема распределения ориентированных молекул воды между двумя тетраэдрическими сетками. Ориентированные молекулы воды фиксируются на базальной поверхности глинистых минералов достаточно жестко—до такой степени, что пластовые флюиды не в состоянии их заместить. Принимая во внимание еще и то, что фиксированные молекулы воды наращивают объем глинистых частиц, можно утверждать, что в итоге происходит постепенная герметизация нефтесодержащих пластов. По мнению авторов, зона герметизации (инфильтрации воды) может быть достаточно мощной—в зависимости от геолого-литологических условий. В случае, если эта зона не будет полностью вскрыта при опробовании скважины, то залежь скорее всего не обнаружится: энергии углеводородов недостаточно [3], чтобы пройти ее без внешнего воздействия (особенно, если нефтеотдача пласта и пластовое давление низкие). Авторы не берутся утверждать, что такова была участь всех ожидаемых залежей в РА, однако считают, что подобные случаи вполне могли быть, в частности при опробовании октемберянской площади. В этой связи приведем некоторые данные о результатах бурения октемберянской толщи (свиты).

Октемберянская свита распространена в одноименной депрессии, расположенной в западной части Араратской впадины. Она вскрыта многочисленными структурными, поисковыми и параметрическими скважинами. Ее характеристика имеется в ряде работ [6, 7]. В контуре депрессии наиболее широко развита нижняя подсвита, с которой и связываются перспективы октемберянской толщи. Почти на всех антиклинальных структурах, кулисообразно расположенных вдоль р. Аракс, при бурении в нижней подсвите наблюдались довольно интенсивные газопроявления, иногда приводившие к газовым выбросам.

В частности, газопроявление отмечалось на Центрально-Октемберянской (скважины 17-к, 7-р, 11-р, 13-р, 42-р,, 46-к, 49-к), Геташенской (47-к), Шаварутской (33-к, 40-к), Ахурянской (23-к, 26-к) антиклиналях. Однако при опробовании приток газа наблюдался лишь в скважинах 7-р (5,76 *тыс. л./сут.*) и 13-р (45 *тыс. л./сут.*). В остальных скважинах при испытании не было притока флюидов из песчаных горизонтов, которые по промыслово-геофизическим данным были охарактеризованы как нефтегазоносные коллекторы. В скважине 12-р были опробованы четыре песчаных горизонта (982—961, 950—929, 835—791, 790—775 *м*), оцененных как возможные газонасыщенные. При освоении первых двух объектов притока не было. Третий интервал был вскрыт без изоляции от предыдущих. При перфорации наблюдалось выделение газа в устье скважины, однако в последующем притока вызвать не удалось. Вскрытие четвертичного объекта осуществлялось без изоляции от предыдущих. Во время перфорации отмечалось интенсивное выделение газа. При освоении скважины свободного притока газа не наблюдалось. Скважина была ликвидирована. В скважине 14-р опробовано 4 объекта: 1763—1757, 1736—1722, 1633—1626 и 1577—1567 *м*. Ни в одном из них притока не было, хотя три первых объекта по промыслово-геофизической характеристике являются коллекторами. В скважине 46-к песчаные горизонты в интервалах 1326—1317 и 1181—1170 *м* притока не дали, несмотря на то, что промыслово-геофизические данные указывают на наличие в них газонасыщенных коллекторов. Не удалось освоить также пять возможных газоносных объектов в скважине 49-к: 1472—1446, 1391—1372, 1319—1298, 1189—1174, 1065—1050 *м*.

Оценивая результаты опробования скважин, возникает впечатление, будто в нижней песчано-глинистой подсвите практически отсутствуют коллекторы, т. е. резервуары для аккумуляции значительного объема углеводородов. Однако имеющиеся данные противоречат этому. Так, результаты лабораторных исследований свидетельствуют о наличии здесь коллекторов (табл. 1), способных аккумулировать углеводороды.

Таблица 1

Коллекторские свойства пород нижней песчано-глинистой подсвиты октемберянской свиты

Коллекторские свойства пород	Статистич. показатели	Песчаник	Алевролит	Неотсортир. порода
Пористость открытая, %	Число опред.	215	224	192
	Пределы знач.	3,5—24,3	3,5—20,8	4,1—23,1
Газопроницаемость, *мдарси*	Число опред.	185	172	177
	Пределы знач.	0—26,9	0—42,4	0—25,4

Наиболее детально эта подсвита изучена в разрезе Центрально-Октемберянской антиклинали, где выделяются шесть песчаных горизонтов (рис. 1). Лабораторные исследования керна показали, что они являются коллекторами с открытой пористостью от 8 до 29% и проницаемостью от 0,5 до 25 *мд. дарси*. О наличии в нижней подсвите коллекторов, способных аккумулировать углеводороды, свидетельствуют также данные промысловой геофизики.

Итак, некоторые горизонты нижней песчано-глинистой подсвиты, как указывают результаты исследований и непосредственные газопроявления, скорее всего содержали промышленные скопления углеводородов. Однако притока последних ни в одном случае не наблюдалось

при опробовании этих объектов. Таким образом ,есть основание считать, что это явилось следствием недостаточного внимания к техно-

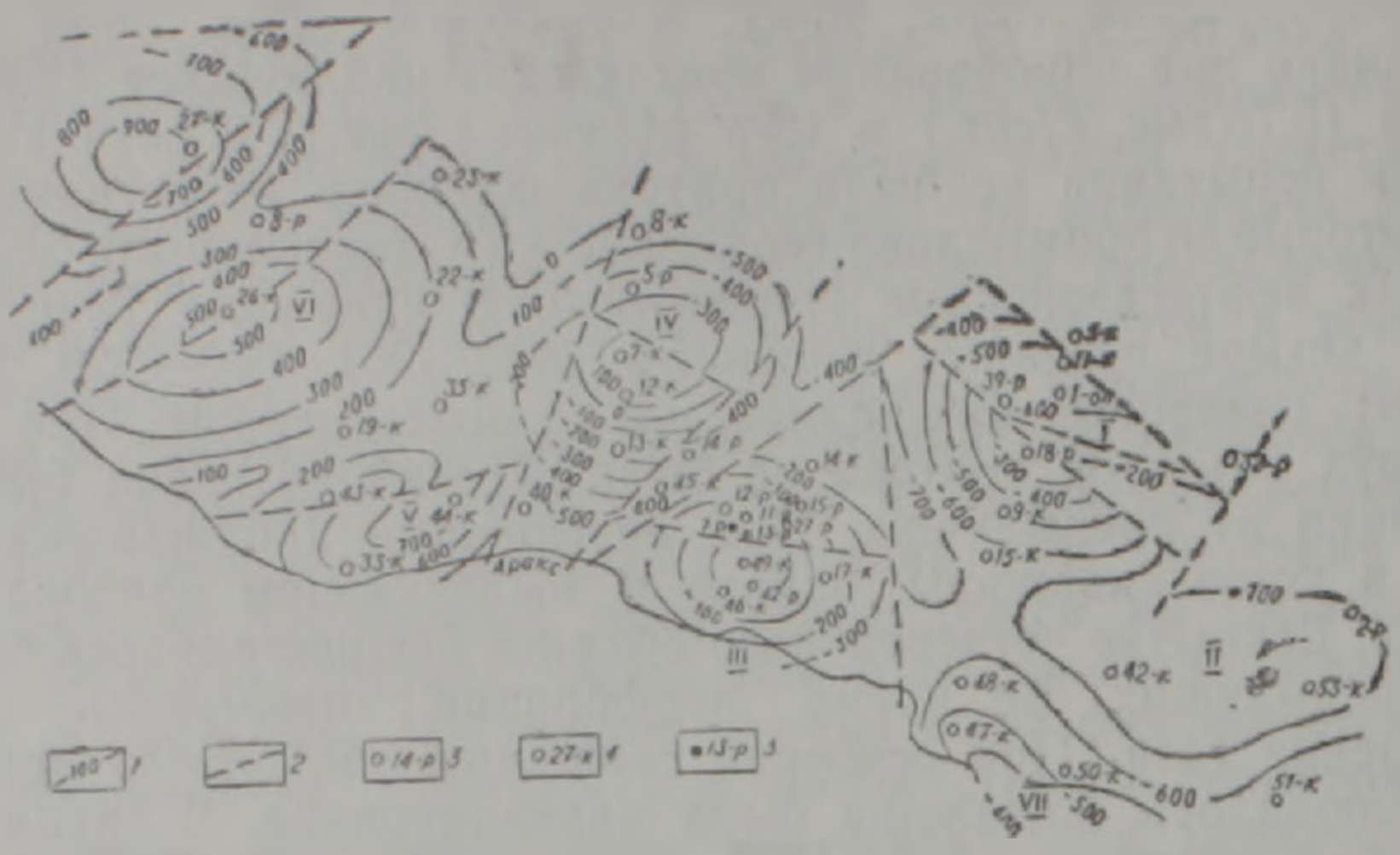


Рис. 1. Структурная карта юго-западной части Октемберянской депрессии. Составил Каграманов Ю. Р. 1—изогипсы по кровле нижней песчано-глинистой подсвиты октемберянской свиты; 2—линии тектонических нарушений; 3—глубокие скважины; 4—структурные скважины; 5—скважины, давшие притоки газа. I—Севастердская антиклиналь; II—Беркашатская синклиналь; III—Центрально-Октемберянская антиклиналь; IV—Кармирская антиклиналь; V—Шаварутская антиклиналь; VI—Ахурянская антиклиналь; VII—Геташенская антиклиналь.

логии бурения и, в частности, к глинистым растворам. Выше была показана возможность консервации залежей углеводородов в результате взаимодействия молекул воды буровых растворов и силикатного каркаса глинистых минералов. К этому надо добавить, что приток углеводородов из продуктивных объектов может быть затруднен также в результате воздействия утяжелителей на коллекторские свойства пород. Кроме того, это может быть вызвано осмотическими явлениями, возникающими в капиллярах глинистых частиц вследствие того, что вода промывочной жидкости имеет более высокую или, наоборот, более низкую соленость, чем природные поровые растворы глин .Приведем два примера. При вскрытии нижней песчано-глинистой подсвиты, по причине газопроявления, бурение осуществлялось глинистыми растворами, удельный вес которых был увеличен с 1,15—1,16 до 1,23—1,35 *г/см*^{3}, иногда до 1,42—1,44 *г/см*^{3} с высокими значениями водоотдачи (более 5—6 *см*^{3} за 30 *мин.*). Это привело к превышению давления столба глинистого раствора над пластовым до 30—35% и создало условия для кольматации коллекторов околоскважинного пространства за счет проникновения растворов и разбухания глин в коллекторах. На Расшеватском месторождении (Ставропольский край) газоносные песчано-алевролитовые отложения Хадума, содержащие разбухающие глинистые минералы, при увлажнении становятся практически непроницаемыми для газа (рукописная работа К. М. Тагирова, фонды СевкавНИИГАЗ, 1978).

В подавляющем большинстве случаев в процессе бурения на октемберянской площади не уделялось должного внимания глинистым растворам, что явилось причиной весьма низкой результативности при опробовании и последующей отрицательной оценке нефтегазоносности нижней подсвиты октемберянской свиты.

Становится актуальным вопрос—имеются ли в РА глины, аналогичные вайомингским, которые можно было бы использовать в буровых растворах без серьезных негативных последствий. При сравнении обнаруживается почти полная идентичность вайомингских и саригюхских бентонитов и значительная близость к ним ноемберянских. Саригюхские бентониты характеризуются незначительным содержанием псаммитовой и алевритовой фракций—в сумме составляют около 19%, причем в них много агрегированных глинистых частиц; единственным породообразующим минералом является монтмориллонит с типичной для этого минерала структурой; в поглощенном комплексе доминируют катионы натрия и кальция—соответственно около 58 и 22 *мэкв* на 100 *г* порошка [8]. Ноемберянские бентониты по качеству несколько уступают саригюхским [8]: в них больше псаммито-алевритовой фракции (около 30%) ,меньше катионов натрия (до 39 *мэкв* на 100 *г*) и больше катионов кальция (около 25 *мэкв* на 100 *г* порошка). Итак, в качестве компонентов глинистых растворов, предназначенных для бурения поисково-разведочных скважин, авторы рекомендуют саригюхские бентониты, которые по важнейшим параметрам едва ли уступают вайомингским. Немногим уступают им и ноемберянские бентониты.

Может показаться неэкономичным возить глины с севера на юг республики, где сосредоточены буровые работы. Однако с удовлетворительной точностью можно подсчитать (по аналогии с теми же вайомингскими глинами), что из одной тонны саригюхских бентонитов можно получить порядка 12—15 тысяч литров бурового раствора [3]; причем достаточно около 5% этой глины, чтобы растворы обрели нужную вязкость и тиксотропность, а образующиеся из них корки были бы практически непроницаемы для воды. При таких показателях переброска глин к месту буровых работ не может сколько-нибудь заметно отразиться на стоимости скважин.

Работа выполнена в рамках тем 92—223 и 96—109, финансируемых из госбюджета Республики Армения.

ԿԱՎԱՅԻՆ ԼՈՒՏՈՒՅԹՆԵՐԻ ՄԱԼԻՆ ԿԱՊՎԱԾ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ՆԱՎԹԱԴԱՇՏԱՐԹԵՐՈՒԹՅԱՆ ՊՐՈԲԼԵՄԻ ՀԵՏ

© 1997 թ. Ի. Հ. Պետրոսով, Յու. Ռ. Կագրամանով

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Քննարկվում են կավային լուծույթներից կոլեկտոր-ապարների մեջ ջրի ինֆիլտրացիայի հետևանքները։ Հաստատվում է, որ կավային մթներաների սիլիկատային կարկասի և ջրի փոխազդեցության հետևանքով այն հեղուկ վիճակից անցնում է պինդ վիճակի, խախտելով կավային մասնիկների ծավալը, ծակոտկենային տարածության մեջ։ Արդյունքում դա հազեցնում է ածխաջրածինների համար անթափանցելի զոնայի առաջացմանը և հաստվածքի ներմուծիացմանը։ Քննարկվում է հորատանցքերի հորատման տեխնոլոգիան, ցույց է տրվում հորատման լուծույթի ազդեցությունը Հոկտեմբերյանի հատվածքի ավազային շերտերի կոլեկտորային հատկությունների վրա՝ համանուն դեպրեսիայի սահմաններում և գնահատվում է հեռանկարային գոյացումների նմուշարկման արդյունավետությունը։

ON MUD SOLUTIONS IN THE CONNECTION WITH OIL AND GAS PRESENCE IN THE REPUBLIC OF ARMENIA

I. Kh Petrosov, Yu. R. Kagramanov

Abstract

Consequences of water infiltration from mud solutions into reservoir rocks are discussed. It is stated that the interaction between water and silicate frame of clay minerals results in transformation of water from a liquid phase into a solid one and increases clay particles in porous space. In consequence it forms a hydrocarbon impermeable zone and seals a productive bed.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Браун Г.** Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. Изд. Мир. 1967. 427 с.
2. **Грим Р.** Минералогия глин. Изд. ИЛ, 1956. 454 с.
3. **Грим Р.** Минералогия и практическое использование глин. Изд. Мир, 1964. 511 с.
4. **Денисов П. И., Жванецкий Е Ф.** Производство и применение глинопорошков в бурении. Изд. Недра, 1964. 185 с.
5. **Звягин Б. Б.** Электронографическая и структурная кристаллография глинистых минералов. Изд. Наука, 1964. 282 с.
6. **Каграманов Ю. Р., Танашян М. Е.** О газоносности октемберянской свиты. Газовая промышленность. сер. геол. и разведка газ-х и газоконд. м-й, № 12, 1980, с. 7—14.
7. **Каграманов Ю. Р., Арутюнян Р. А.** О перспективах газопоисковых работ в пределах Октемберянской депрессии. «Нефтегазовая геология, геофизика и бурение», №2, 1985, с. 6—9.
8. **Петросов И. Х., Цамерян П. П.** Вещественный состав и условия образования бентонитовых глин Саригюхского и Ноемберянского месторождений. Ереван. Изд. АН АрмССР, 1971. 135 с.
9. **Петросов И. Х.** Глинистые породы АрмССР. Изд. АН АрмССР, 1983. 322 с.
10. **Brindley G.** Varieties of order and disorder in layer silicates. «Bul. miner.», 1980, 103, № 3—4. 395—403.
11. **Larsen D.** Use Clays in Driling Fluids. Miner. Bull. Calif., 169, 1955, 269—281.
12. **Van Olfen H.** Pumpabiliti, Rheological Properties and Viscometry of Drilling Fluids; Inst. Petrol., 36, 1950, 223—234.
13. **Williams F.** The variations of Wyoming Bentonite as a Function Elsley B. of the Overburden Natl. Acad. Sci., Publ., 327, 1954; Weinritt D. 141—151.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, L, №1—2, 61—74

СХЕМА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ ПО УСЛОВИЯМ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ХОЗЯЙСТВЕННО-ПИТЬЕВОГО НАЗНАЧЕНИЯ

© 1997 г. Л. А. Григорян*), В. А. Аветисян**), А. Л. Ананян**), П. М. Капланян*), Г. В. Шагинян*), Ц. О. Эксузян*)

*) *Институт геологических наук НАН РА*
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
**) *Ереванский государственный университет, Армения*
375049 Ереван, ул. Алека Манукяна, 1, геологический ф-т, Республика Армения
Поступила в редакцию 5.11.96.

На базе схематического гидрогеологического районирования территории республики, проведенного предшествующими исследователями, в статье предлагается новое целевое таксономическое деление для изучения геохимии подземных пресных питьевых вод.

Наиболее существенным и сложным этапом любого районирования является разработка принципов таксономического деления территории. Создаваемая классификационная схема предполагает специальную систематику природных условий, построенную по иерархическому принципу. В этом плане не составляют исключение и принципы гидрогеологического деления территорий. Действовавшая гидрогеологическая градационная система для территории Союза носила в целом весьма интегративный характер, что, по-видимому, вполне справедливо для такого огромного региона, представленного, в основном, пенепленизированной платформой. Горные же сооружения молодого альпийского тектонического этапа составляют в этом регионе весьма незначительную часть. В результате таксономический принцип деления этих регионов представлен несколько схематично и, как следствие, не разработана универсальная система как гидрогеологического, так и, тем более, гидрогеохимического районирования. Одним из таких сложных в гидрогеологическом отношении регионов, для которого отсутствует подобная иерархическая схема, является территория Республики Армения. Единого принципа гидрогеологического деления территории республики пока не существует. Обусловлено это тем, что формирование и динамика подземных вод в горных областях определяется целым набором весьма трудно систематизируемых факторов. Вместе с тем существуют различные классификационные схемы, направленные на решение конкретных целевых задач,—разведка, оценка и эксплуатация месторождений различных типов подземных вод—пресных, минеральных, промышленных и т.д. Наиболее распространенным и приемлемым является принцип гидрогеологического районирования территории республики, предложенный В. А. Аветисяном и В. Т. Вегуни [1]. Эта классификация, рассматривающая региональную гидрогеологическую схему, в основном, без учета вертикальной гидродинамической дифференциации зон стоков, включает три градационных уровня—«гидрогеологическая область», «гидрогеологическая подобласть», «гидрогеологический район», соответствующие третьему, четвертому и пятому порядкам Всесоюзного гидрогеологического деления.

Принимая за основу отмеченную градационную систему, предложенную вышеназванными авторами [1], мы, решая целевую задачу, связанную с гидрогеологическим и гидрогеохимическим районированием подземных пресных питьевых вод, попытались ввести иной так-

сономический принцип, способствующий ее решению. При этом предлагаемая схема районирования предусматривает рассмотрение вод двух верхних гидродинамических этажей—зоны местного и регионального стоков. Воды зоны глубокой циркуляции, в силу своих гидрохимических характеристик, как правило, не пригодны для хозяйственно-питьевых целей и поэтому в данной работе не рассматриваются.

Первый таксономический уровень—«гидрогеологическая область»—районирует территорию по ее принадлежности к той или иной региональной области стока. Таковыми областями для всех природных вод территории республики служат бассейны стоков р. р. Куры и Аракса.

Здесь следует оговориться, что этот градационный уровень весьма опосредственно влияет на изучаемый нами объект—подземные питьевые воды—и скорее определяет направленность поверхностного стока, являющегося для наших целей предметом хозяйственно-питьевого назначения посредством использования очистных сооружений.

Второй классификационный уровень—«гидрогеологическая подобласть»—характеризует тип циркуляции подземных пресных вод в пределах двух верхних гидродинамических этажей—зоны местного и регионального стоков. Этот градационный уровень заимствован из гидрогеологической карты вышеотмеченных авторов [1] и с некоторыми таксономическими изменениями применен в нашей клиссификационной системе.

По этому признаку в пределах отмеченных областей выделяются три подобласти (рис. 1):

1. Пластово-трещинных и массиво-трещинных типов вод, циркулирующих преимущественно в карбонатных, терригенно-осадочных, интрузивных, метаморфических, вулканогенно-осадочных и вулканогенных породах, имеющих распространение в пределах северных, северо-восточных, центральных, южных и юго-восточных складчатых и складчато-глыбовых сооружений (I подобласть).

2. Покрово-трещинных типов вод, циркулирующих в верхнеплиоцен-четвертичных лавах и их пирокластах Центрального вулканического нагорья (II подобласть).

3. Пластового типа вод в озерно-речных, континентальных и терригенных отложениях в условиях межгорных котловин (артезианские бассейны) (III подобласть).

В пределах подобласти основной «рабочей» единицей предлагаемого нами деления является «гидрогеологический район», оконтуренный в каждом конкретном случае как по вертикальному разрезу, так и в плане региональными базисами эрозии. Впервые для горных стран этот принцип трехчленного гидродинамического деления был сформулирован Б. А. Личковым [5]. Нам представляется, что этот принцип деления (сверху вниз): зона местного стока, ограниченная местным базисом эрозии; зона регионального стока, оконтуренная региональным базисом эрозии; зона вод глубокой циркуляции наиболее полно отражает вертикальную гидродинамическую и, как следствие, горизонтальную гидрогеохимическую зональность в условиях резко расчлененных горных сооружений.

Таким образом ,согласно этому принципу в вертикальном разрезе отмечается переход доминирующего положения рельефно-морфологического фактора к структурному. Или иначе, если гидродинамика зоны местного стока обусловлена исключительно разнонаправленным, гравитационным движением по различным трещинам и нарушениям зоны выветривания, то движение вод зоны регионального стока более упорядочено и наряду с рельефно-морфологическим фактором (т. е. гравитационным движением вод) нарастает влияние и структурных

особенностей (движение вод по плоскостям напластования, зонам региональных нарушений). Движение же вод зоны глубокой циркуляции подчинено исключительно структурному фактору.

Однако принятый нами принцип трехчленного гидродинамического деления территории республики имеет ряд уязвимых сторон. Так, напорные пресные воды межгорных котловин, расположенные в 40—50 *м* от поверхности (первый напорный горизонт) формально локализуются ниже регионального базиса эрозии и, следовательно, согласно принятому принципу, должны рассматриваться как воды зоны глубокой циркуляции. Но с другой стороны, по химическому составу, величине общей минерализации и целому ряду гидродинамических показателей они тяготеют к водам зоны регионального стока. Поэтому в случае артезианских бассейнов напорных вод некоторые горизонты рассматриваются нами как продолжение второго гидродинамического этажа, т.е. зоны регионального стока. Сказанное в значительной степени относится к таким бассейнам напорных вод, как: Гукасянский, Ширакский, Спитакский, Памбакский, Сисианский и др. В этом плане довольно полемично положение Араратского напорного бассейна, нижние горизонты напорных вод которого относятся преимущественно к зоне глубокой циркуляции.

Рис. 1. Схематическая карта гидрогеологического районирования территории РА. 1. Подобласть пластово-трещинных и массиво-трещинных типов вод; 2. Подобласть покрово-трещинного типа вод; 3. Подобласть пластового типа вод; 4. Границы гидрогеологических районов в пределах выделенных подобластей.

Вполне естественно, что соотношение местных и региональных зон стоков определяется в каждом конкретном случае наличием и густотой эрозионных врезов и, как следствие, масштабом проводимых работ. Так, выделенные в одном масштабе региональные базисы эрозии могут служить местными базисами при другом масштабе районирования.

В пределах выделенных районов отмечается автономность баланса и режима вод по зоне регионального стока. Области формирования, транзита и разгрузки в каждом конкретном случае ограничиваются региональными базисами эрозии. При последующем более детальном изучении выделенных гидрогеологических районов возникает необходимость введения в предложенную схему следующего более низкого таксона—подрайон. Кстати, вполне естественно, что предложенная схема районирования в дальнейшем подлежит детализации и уточнению границ гидрогеологических районов.

Таким образом, в пределах вышеотмеченных трех подобластей выделяются следующие гидрогеологические районы, оконтуренные на приведенной схеме районирования региональными базисами эрозии (рис. 1).

I гидрогеологическая подобласть

1. 1. Гугаркский гидрогеологический район, ограниченный региональными базисами эрозии р. р. Дебед и Агстев.
1. 2. Тавушский гидрогеологический район с региональными базисами эрозии р. р. Агстев и Гетик.
1. 3. Арегунийский гидрогеологический район. Региональными базисами эрозии служат: р. Гетик и зеркало оз. Севан.
1. 4. Памбакский гидрогеологический район, ограниченный региональными базисами эрозии р. р. Памбак и Мармарик.
1. 5. Базумский гидрогеологический район локализуется в пределах региональных базисов эрозии р. р. Памбак и Дзорагет.
1. 6. Лалварский гидрогеологический район ограничен региональными базисами эрозии р. р. Дебед и Дзорагет.
1. 7. Севанский (в пределах Севанского хребта) гидрогеологический район. Региональными базисами эрозии служат: р. Масрик и зеркало оз. Севан.
1. 8. Вайкский гидрогеологический район с региональными базисами эрозии р. р. Арпа и Ехегис.
1. 9. Урцский гидрогеологический район оконтуривается региональными базисами эрозии р. р. Азат, Селим и Араратской долиной.
1. 10. Баргушатский гидрогеологический район, локализованный в пределах региональных базисов эрозии р. р. Воротан и Вохчи.
1. 11. Мегринский гидрогеологический район, ограниченный региональными базисами эрозии р. р. Вохчи и Аракс.

II гидрогеологическая подобласть

2. 1. Джавахетский гидрогеологический район, ограниченный с юга региональным базисом эрозии р. Дзорагет.
2. 2. Амасийский гидрогеологический район, локализованный региональным базисом эрозии р. Ахурян.
2. 3. Арагацкий гидрогеологический район, ограниченный региональным базисом эрозии р. р. Ахурян и Касах.
2. 4. Араилерский гидрогеологический район с региональным базисом эрозии р. р. Мармарик, Раздан, Касах.

2. 5 Гегамский гидрогеологический район. Региональными базисами эрозии служат: р. р. Раздан, Аракс и зеркало оз. Севан.
2. 6. Варденисский гидрогеологический район, локализованный в пределах региональных базисов эрозии р. Ехегис и зеркала оз. Севан.
2. 7. Ишханасарский гидрогеологический район, ограниченный региональными базисами эрозии р. р. Воротан, Тертер, Акора.

III гидрогеологическая подобласть

3. 1. Араратский артезианский бассейн.
3. 2. Севанский артезианский бассейн.
3. 3. Ширакский артезианский бассейн.
3. 4. Арпилич-Гукасянский артезианский бассейн.
3. 5. Воротанский артезианский бассейн.
3. 6. Апаран-Алагезский артезианский бассейн.
3. 7. Аргичинский артезианский бассейн.
3. 8. Памбакский артезианский бассейн.

Ниже на основе предложенной вертикальной гидродинамической зональности рассмотрены гидрогеохимические особенности каждого из выделенных гидрогеологических районов. При этом на сегодня далеко не все районы содержат равноценную информацию—это задача наших дальнейших исследований.

Однако, даже существующие материалы свидетельствуют о том, что воды разных зон стоков одного и того же гидрогеологического района могут обладать различными химическими составами. В одних случаях это различие будет характеризоваться только величиной общей минерализации, в других—будет проходить только по анионному или катионному составам и, наконец, возможны случаи полного несоответствия химического состава вод различных гидродинамических этажей.

Данный предварительный этап гидрогеохимического районирования территории построен по следующему принципу: при выделении классов химического состава вод проведена генерализация—в анионном ряду учтены только те компоненты, процентное содержание которых превышает 25—30% состава анионов; в катионном—за основу взят лишь доминирующий элемент. Такая градация вполне удовлетворяет предварительный характер излагаемого материала.

По вышеотмеченным двум зонам стоков наибольшее распространение на территории республики имеют следующие девять химических классов вод (классы вод представлены по степени убывания компонентов минерализации): 1) гидрокарбонатные натриевые; 2) гидрокарбонатные кальциевые; 3) гидрокарбонатные магниевые; 4) гидрокарбонатно-хлоридные натриевые; 5) гидрокарбонатно-хлоридные кальциевые; 6) гидрокарбонатно-хлоридные магниевые; 7) гидрокарбонатно-сульфатные натриевые; 8) гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые; 9) гидрокарбонатно-сульфатные магниевые.

Сформированные в некоторых водах под действием окисляющихся рудных тел в пределах рудных районов (Каджаран, Кафан, Алаверди, Анкаван, Дастакерт, Гандзут и др.) сульфатный или сульфатно-гидрокарбонатный классы имеют весьма локальный характер и не определяют химический состав вод всего гидрогеологического района. Однако, рассмотрение степени их конкретного воздействия на те или иные подземные питьевые воды—задача предстоящих исследований.

При рассмотрении химического состава вод всех подобластей отмечается абсолютное доминирование в анионном ряду гидрокарбонат-

иона, процентное содержание которого колеблется от 65—70 до 90 и выше процентов состава анионов. Это свидетельствует о том, что анионную основу всех подземных пресных питьевых вод составляет гидрокарбонат-ион. Употребление в хозяйственно-питьевых целях вод с преобладанием сульфат-иона или хлор-иона на территории республики с экологических позиций нежелательно. При преобладающей роли гидрокарбонат-иона в водах всех выделенных подобластей, концентрации и процентные содержания хлор-иона и сульфат-иона дифференцированы в зависимости от принадлежности вод к той или иной подобласти. Так, в водах Центрального вулканического нагорья, как правило, вторым анионом является хлор-ион, процентное содержание которого в водах зоны регионального стока достигает иногда 25—30% состава анионов. При этом возрастание процентного содержания, как правило, не связано с увеличением абсолютных концентраций иона. Напротив, в водах артезианских бассейнов вторым по значению анионом служит сульфат-ион, процентное содержание которого в отдельных бассейнах (Ширак, Арарат) достигает 30—35% состава анионов. При этом наблюдается прямая корреляция процентного содержания и абсолютной концентрации иона. Гораздо разнообразнее поведение этих анионов в подземных питьевых водах первой подобласти. Чрезвычайная пестрота водовмещающих пород накладывает отпечаток и на химический состав формирующихся вод. С определенной степенью достоверности можно утверждать, что осадочные образования (карбонаты, доломиты) формируют преимущественно гидрокарбонатно-сульфатный класс вод, а вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы (порфириты, туфогены)—гидрокарбонатно-хлоридный.

Если по анионному составу вышеотмеченная закономерность в основном соблюдается, то катионы ведут себя значительно бессистемнее. В общем плане в описываемых водах доминирует кальций-ион. В большей степени это относится к водам, циркулирующим в нормально-осадочных образованиях (известняках, доломитизированных известняках), а также частично в терригенно-осадочных породах (алевролитах, мергелях, глинах, песчаниках). Воды, циркулирующие в верхнеплиоцен-четвертичных андезито-базальтовых лавах и их пирокластах, как правило, характеризуются повышенными концентрациями иона магния, составляющего иногда основу катионов. Однако в большинстве случаев магний-ион является преимущественно вторым катионом. Распределение щелочных металлов в подземных питьевых водах двух первых областей проходит с некоторым их процентным увеличением в водах подобласти складчатых сооружений. Значительные концентрации щелочей фиксируются в водах артезианских бассейнов, где в ряде случаев они служат основным катионом (Араратский бассейн).

Выделенные гидрогеологические подобласти представлены различным количеством классов вод, циркулирующих в описываемых двух верхних гидродинамических этажах. В силу большого разнообразия литолого-петрографического состава пород значительной пестротой характеризуются воды первой подобласти. Как правило, по зонам местного стока выделенных гидрогеологических районов этой подобласти циркулирует до пяти классов вод. Преобладающими в первой гидрогеологической подобласти являются: по зонам местного стока—гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые; гидрокарбонатные кальциевые; гидрокарбонатно-сульфатные натриевые; гидрокарбонатно-хлоридные натриевые; гидрокарбонатно-хлоридные кальциевые. Достаточно разнообразны в этой подобласти и классы вод зон регионального стока. По этим зонам преобладают гидрокарбонатные каль-

ниевые; гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые; гидрокарбонатно-хлоридные натриевые.

Гидрогеологическая подобласть Центрального вулканического нагорья, сложенная верхнеплиоцен-четвертичными лавами и их пирокластами, характеризуется несколько меньшим разнообразием классов циркулирующих вод. Наибольшее распространение по зонам местного стока имеют: гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый; гидрокарбонатно-хлоридный натриевый; гидрокарбонатно-хлоридный магниевый классы.

Зоны регионального стока характеризуются следующими основными классами вод: гидрокарбонатно-хлоридными кальциевыми; гидрокарбонатными кальциевыми; гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми.

Еще меньшим разнообразием классов циркулирующих вод характеризуются артезианские бассейны. В отличие от предыдущих подобластей горизонтальная гидрогеохимическая зональность сведена здесь до минимума. Как правило, в плане выдерживается постоянство химического состава по всему бассейну.

Основное разнообразие в классах наблюдается по вертикали, по принадлежности вод к тому или иному напорному горизонту. Наиболее распространенными классами вод этой подобласти являются: гидрокарбонатно-сульфатные натриевые; гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые; гидрокарбонатные кальциевые.

Одним из основных компонентов минерализации природных вод является кремнезем. В данной статье не затрагиваются вопросы соотношения ионной и молекулярной форм нахождения кремния в питьевых водах. Здесь мы ограничиваемся рассмотрением его валовых концентраций в том или ином генетическом классе вод. По результатам наших предыдущих исследований четкой закономерности распределения концентраций кремния в зависимости от генетической принадлежности вод к той или иной подобласти не отмечается. Отмечается лишь некоторое увеличение содержаний элемента в артезианских водах, где средняя концентрация кремния в пересчете на SiO_2 колеблется в интервале значений от 55 до 90 *мг/л*. Среднее же содержание этого компонента в подлавовых водах в среднем составляет 40—60 *мг/л*. Некоторое уменьшение содержаний кремния отмечается в подземных водах, циркулирующих в осадочных и терригенно-осадочных образованиях первой гидрогеологической подобласти.

В водах зон местного стока содержание кремния несколько ниже, чем в водах зон регионального стока. По-видимому, колебание концентраций этого соединения коррелируется с длительностью подземной циркуляции вод.

Отмечается различие в подземных пресных водах выделенных подобластей и по величине общей минерализации.

Наименее минерализованными являются воды второй подобласти—Центрального вулканического нагорья. Трещинный характер относительно недлительной циркуляции в сочетании с плотными, в основном не претерпевшими экзогенные процессы андезито-базальтами не способствуют формированию больших величин общей минерализации. Наименее минерализованными являются воды первого гидродинамического этажа—зоны местного стока. Интервал колебаний суммы компонентов минерализации колеблется здесь от 140 до 350—400 *мг/л* и зависит в основном от длительности подземной циркуляции вод. Несколько шире диапазон колебаний величины общей минерализации в водах зон регионального стока—от 280 до 650 *мг/л*. Несколько выше величина общей минерализации в водах первой подобласти, сложенной

различными по составу и возрасту породами разных генетических групп. Колебания величины минерализации в водах зон местного стока различных по генезису пород достигают большого диапазона—от 200 до 750 *мг/л*.

Еще выше общая минерализация вод зон регионального стока этой подобласти—от 350 до 1000 *мг/л*. Наконец, наибольшим разбросом содержаний этой величины характеризуются воды артезианских бассейнов. Здесь колебания проходят в интервале 350—1200 *мг/л*, что, по-видимому, является не столько следствием длительности циркуляции, сколько различием характера водовмещающих пород напорных горизонтов и степенью удаления этих горизонтов от поверхности. Как правило, более нижние горизонты напорных вод обладают большей минерализацией. Однако существуют и исключения (Араратский и Масрикский артезианские бассейны), когда под напорными горизонтами, сложенными озерно-речными и континентальными отложениями прослеживаются слабоминерализованные (350—400 *мг/л*) воды, циркулирующие в верхнеплиоцен-четвертичных вулканитах.

Проведенные нами исследования позволяют ввести по величине общей минерализации следующую, пока довольно приближенную градацию вод, включающую три интервала значений: до 350 *мг/л*; 350—700 *мг/л* и 700—1200 *мг/л*. Предложенная градация, в основном, предусматривает эколого-геохимическую сущность величины минерализации. Так, воды с очень низкой минерализацией (150—200 *мг/л*) характеризуются дефицитом растворенных солей, не способствующим во многом нормальной жизнедеятельности организма, вызывая ряд эндемических заболеваний (рахит, остеопороз, кариес зубов и др.) [7]. С другой стороны, высокие содержания растворенных солей (кстати, которые также могут привести к нежелательным медико-биологическим последствиям) лимитированы стандартами, установленными для вод хозяйственно-питьевого назначения (1200—1500 *мг/л*) [2]. Вероятно, наиболее приемлемыми для питьевых целей служат воды с величиной общей минерализации, укладывающейся в интервал значений от 350 до 700 *мг/л*, причем особую роль при этом должен играть показатель карбонатной жесткости [7]. Степень общей жесткости в экологическом отношении является одной из наиболее существенных сторон качества питьевых вод. Медико-биологические показатели предусматривают (в основном для нормальной сердечной деятельности) употребление в питьевых целях умеренно-жестких и жестких вод. По этому показателю воды описанных гидрогеологических подобластей существенно отличаются друг от друга. Наиболее кондиционными (укладывающимися в интервал шкалы общей жесткости от 3 до 9 *мг/экв*) являются воды Центрального вулканического нагорья. За редким исключением в катионном ряду этих вод преобладает кальций-ион, а за ним по степени распространенности следует ион магния. Даже слабоминерализованные воды этой подобласти, как правило, имеют показатель степени жесткости не ниже 3,0—3,5 *мг/экв*. Более пестрая картина наблюдается в водах первой подобласти. Нормальной жесткостью обладают воды, циркулирующие в карбонатных, метаморфических и вулканогенных породах.

Несколько ниже этот показатель в водах, циркулирующих в интрузивных, терригенно-осадочных и вулканогенно-осадочных породах. И, наконец, преимущественно мягкими (1,5—3,0 *мг/экв*) являются воды некоторых артезианских бассейнов, дренирующие озерно-речные и континентальные образования.

На формирование микрокомпонентного состава вод решающее влияние оказывают: химический состав пород, слагающих данный гидрогеологический район, металлогеническая специализация руд и

интенсивность антропогенных (техногенных) процессов. Одним из авторов [3] данной статьи предложена генетическая градация микрокомпонентного состава питьевых вод, суть которой заключается в том, что все элементы и соединения, как нормированные, так и подлежащие нормированию, по своим генетическим признакам подразделяются на следующие группы: малые петрогенные элементы; рудогенные элементы и соединения; техногенные элементы, соединения и изотопы.

К числу элементов, связанных с литолого-петрографическим составом слагающих территорию республики пород, следует отнести: бериллий, фтор, хром, никель, кобальт, железо и марганец. В основном набором этих элементов характеризуются нефелиновые сиениты, ультрабазиты, имеющие довольно широкое распространение в гидрогеологических районах первой подобласти.

Принимая во внимание металлогеническую специализацию территории, к наиболее распространенным элементам рудных формаций, переходящим в результате окисления в водный раствор, следует отнести: медь, молибден, цинк, свинец, мышьяк, кадмий, ртуть, селен, теллур, хром, серебро, железо и марганец. Широкие масштабы горнодобывающей и горноперерабатывающей промышленности вовлекли в гипергенный цикл и перевели в раствор различные содержания отмеченных элементов, некоторые из которых представлены в природных водах в весьма высоких концентрациях, превышающих иногда предельно-допустимые концентрации.

Следует отметить, что помимо элементов, нормированных существующими ГОСТами питьевых вод, количество токсичных ингредиентов этой группы в природных водах территории республики значительно шире, что должно найти отражение во вновь разрабатываемых стандартах. Так, к уже существующим нормированным элементам следует также добавить: сурьму, хром, серебро, кадмий—концентрации которых в питьевых водах некоторых гидрогеологических районов довольно высоки и подлежат лимитированию.

Наконец, третью группу токсичных компонентов составляют антропогенные (техногенные) компоненты. Эта обширная группа подразделяется на: промышленные, сельскохозяйственные и бытовые загрязнители. Из-за отсутствия данных влияние бытовых загрязнителей на подземные питьевые воды в данной статье не рассмотрено. Сельскохозяйственная нагрузка представлена группой биогенных элементов, в основном, соединениями азота и фосфора, вносимыми в почвы в виде удобрений, а также фекалиями скота. Основными промышленными загрязнителями на территории республики являются: отходы рудников и флотационных фабрик, а также отработанное сырье химических предприятий. Естественно, приведенным перечнем токсичных компонентов этой группы не ограничивается число загрязнителей питьевых вод. Эта группа загрязнителей наиболее динамична.

Отмеченные компоненты всех трех групп распределяются по выделенным гидрогеологическим подобластям следующим образом.

Наибольшими концентрациями рудогенных компонентов характеризуется подобласть складчатых и складчато-глыбовых хребтов. Особенно ощутимые содержания в природных водах фиксируются в Лалварском, Гугаркском, Севанском, Баргушатском и Мегринском гидрогеологических районах. Довольно значительны концентрации рудогенных элементов и соединений также в Вайкском и Памбакском гидрогеологических районах. Средние содержания наиболее распространенных рудогенных компонентов (медь, молибден, цинк, свинец) в питьевых водах Капана, Каджарана, Алаверди, Шамлуга достигают соответственно: 0,05; 0,03; 0,06 и 0,01 *мг/л*.

В пределах подобласти Центрального вулканического нагорья содержания компонентов рудогенной группы весьма невелики. Наиболее часто встречаемые концентрации вышеотмеченных рудных компонентов укладываются в интервал значений 0.002—0.006 *мг/л*, что на порядок величин меньше, чем в ряде гидрогеологических районов первой подобласти.

Также невелико содержание компонентов рудной минерализации в питьевых водах артезианских бассейнов. Как правило, средние содержания не превышают величин 0,00n *мг/л* (где n⩽5).

Элементы петрогенной группы в подземных, питьевых водах выделенных подобластей распределены следующим образом: в подобласти складчатых и складчато-глыбовых хребтов наибольшим распространением в водах, циркулирующих в вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях, характеризуются хром, железо и марганец, содержания которых ,однако, не превышают сотых долей *мг/л*. В природных водах Памбакского гидрогеологического района этой подобласти весьма значительны концентрации одного из наиболее токсичных элементов питьевых вод—бериллия. Связанный с массивом нефелиновых сиенитов этот элемент в тех или иных концентрациях (зачастую превышающих ПДК) присутствует во многих природных водах, формирующихся в пределах этого района. Механизм поступления элемента в подземные питьевые воды приведен в работе одного из авторов данной статьи [3].

В подземных водах гидрогеологических районов подобласти Центрального вулканического нагорья наиболее распространенным (а местами в довольно ощутимых количествах) является хром, связанный с выветриванием основных пород .Однако его содержания, как правило, на порядок ниже нормированных концентраций. Из числа других петрогенных элементов здесь присутствует также железо, концентрации которого однако весьма небольшие.

В питьевых водах артезианских бассейнов концентрации малых петрогенных элементов, как правило, невелики. Исключение составляет Памбакский артезианский бассейн, куда поступают бериллийносные воды с одноименного массива. Здесь так же, как и в водах массива, фиксируются содержания элемента, достигающие предельнодопустимых концентраций (0.0003 *мг/л*).

Как отмечалось, из числа техногенных компонентов наибольшее распространение в природных водах имеют биогенные элементы и соединения. Повышение их концентраций коррелируется с интенсивностью сельскохозяйственной деятельности—как земледелия, так и скотоводства. Вне зависимости от принадлежности территории к той или иной гидрогеологической подобласти в подавляющем большинстве сельскохозяйственных районов отмечаются повышенные против фона концентрации нитратов, нитритов и фосфора. Примером резкого увеличения содержаний форм азота и фосфора в зоне гипергенеза в связи с сельскохозяйственной деятельностью могут послужить Гугаркский и Лалварский гидрогеологические районы первой подобласти, Гегамский и Варденисский—второй, Араратский, Ширакский и Памбакский районы подобласти межгорных котловин. В районах с отгонным животноводством из форм азота преобладают нитриты, а в районах с преимущественным земледелием—нитраты и фосфор.

Подводя итог вышеизложенному, можно сделать следующие выводы.

1. На основе разработанного таксономического принципа деления территории предложено целевое гидрогеологическое и гидрогеохими-

ческое районирование подземных пресных питьевых вод. Проведенное гидрогеологическое районирование включает три иерархических уровня: область, подобласть и район, в основу которых положена следующая таксономическая градация: бассейны стока (область); типы вод, циркулирующих в пределах верхних гидродинамических этажей (подобласть), наличие и густота региональных базисов эрозии (районы). По результатам проведенного районирования в плане выделяются: две области стока (бассейны р.р. Аракс и Кура), включающие три генетически различных типа циркулирующих вод—в пределах складчатых хребтов; Центрального вулканического нагорья; межгорных котловин, а также составляющие эти подобласти 26 гидрогеологических районов. В вертикальном разрезе в каждом из оконтуренных гидрогеологических районов выделяются зоны местного и регионального стоков. В пределах зон региональных стоков каждый из выделенных гидрогеологических районов характеризуется самостоятельностью режима и баланса подземных вод.

2. По геохимическим показателям подземные питьевые воды территории республики представлены девятью классами вод, в которых доминирующим компонентом в анионном ряду служит гидрокарбонат-ион. Интервалы содержаний сульфат-иона и хлор-иона находятся в зависимости от состава водовмещающих пород. Содержание катионов более ровное.

По величине общей минерализации выделяются три интервала содержаний: до 350 *мг/л*; 350—700 *мг/л*; 700—1200 *мг/л*. Наиболее приемлемыми для питьевых целей являются воды с минерализацией 350—700 *мг/л*.

3. Микрокомпоненты в подземных питьевых водах представлены тремя генетическими группами: малыми петрогенными, рудогенными и техногенными элементами и соединениями. Наиболее прогрессирующими концентрациями обладает группа техногенных загрязнителей и среди них биогенные элементы—формы азота и фосфора.

Работа выполнена в рамках тем 94—582 и 96—110, финансируемых из госбюджета РА.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ՏԱՐԱԾՔԻ ՀԻԴՐՈԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԵՎ ՀԻԴՐՈԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ ՇՐՋԱՆԱՑՄԱՆ ՍԽԵՄԱՆ ԸՍՏ ՏՆՏԵՍԱԿԱՆ-ԽՄԻԼՈՒՐ ՆՇԱՆԱԿՈՒԹՅԱՆ ՍՏՈՐԵՐԿՐՅԱ ՋՐԵՐԻ ՏԱՐԱԾՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԻ

Լ. Ա. Գրիգորյան, Վ. Ա. Ավետիսյան, Ա. Լ. Ահարոնյան, Պ. Մ. Ղափլանյան
Հ. Վ. Շահինյան, Մ. Հ. Էքսուզյան

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Ճանկացած շրջանացման առավել էական և բարդ փուլը տարածքի մասնատման տաքսոնոմիական սկզբունքների մշակումն է։ Դասակարգման տեղծվող սխեման ենթադրում է բնական պայմանների հատուկ համալիրում՝ կառուցված հիերարխիայի սկզբունքով։

ԽՍՀՄ տարածքի համար գործող աստիճանային համակարգը ընդհանուր առմամբ ուներ ինտեգրատիվ բնույթ, ինչը բնական էր այդպիսի հսկայական տարածքի համար, քանի որ ալպիական տեկտոնական էտապի երիտասարդ լեռնային կառույցները կազմում էին այդ տարածքի շատ փոքր մասը։ Արդյունքում՝ այդ ռեգիոնների մասնատման տաքսոնոմիական սկզբունքը ներկայացված էր սխեմատիկորեն։ Իսկ այդպիսի ռեգիոնների թվին է պատկանում ՀՀ տարածքը, որի հիդրոերկրաբանական մասնատման ընդհանուր սկզբունք առայժմ գոյություն չունի։

Առավել տարածվածը և ընդունելին վ. Ա. Ավետիսյանի և վ. Թ. Վենդունու առաջարկած սկզբունքն է։ Այն դիտարկում է ռեգիոնալ հիդրոերկրաբանական սխեման՝ հիմնականում առանց հոսքերի զոնաների ուղղաձիգ հիդրոդինամիկական դիֆերենցիացիայի և ներառում է երեք աստիճանային մակարդակներ. «Հիդրոերկրաբանական մարզ», «Հիդրոերկրաբանական ենթամարզ» և «Հիդրոերկրաբանական շրջան», որոնք համապատասխանում են համամիութենական մասնատման երրորդ, չորրորդ և հինգերորդ աստիճաններին։ Այս աստիճանային համակարգը ընդունելով որպես հիմք, մենք փորձել ենք կիրառել այլ տարբեր սկզբունք՝ լուծելու համար ստորերկրյա քաղցրահամ խմելու ջրերի հիդրոերկրաբանական և հիդրոերկրաքիմիական շրջանացման հետ կապված նպատակային խնդիրները։

Առաջին տարբերակային մակարդակը՝ «Հիդրոերկրաբանական մարզը» շրջանացնում է տարածքը՝ ըստ հոսքի այս կամ այն ռեգիոնալ մարզին նրա պատկանելիության։ Այդ մարզերը մեր հանրապետության տարածքի բոլոր բնական ջրերի համար քուռի և Արաբսի ավազաններն են։

Երկրորդ մակարդակը՝ «Հիդրոերկրաբանական ենթամարզը», բնութագրում է ստորերկրյա ջրերի շրջապտույտի տիպը տեղական և ռեգիոնալ հոսքերի սահմաններում։ Ըստ դրա, անջատվում են երեք ենթամարզեր.

1. Ներսա-ձնհրքային և դանգվածա-ձնհրքային տիպերի ջրերի ենթամարզեր,
2. Ծածկոցա-ձնհրքային տիպի ջրերի ենթամարզեր և
3. Շերտային տիպի ջրերի ենթամարզեր միջլեռնային գոգավորությունների լճա-գետային, մայրցամաքային և տերրիգեն գոյացություններում։

Ենթամարզի սահմաններում, մեր առաջարկած մասնատման որպես հիմնական, «աշխատող» միավոր հանդես է գալիս հիդրոերկրաբանական շրջանը, որը յուրաքանչյուր որոշակի դեպքում շրջագծվում է էոզիայի ռեգիոնալ բազիսներով ինչպես ուղղաձիգ կտրվածքում, այնպես էլ հորիզոնական հարթության վրա։

Միջլեռնային գոգավորությունների ճնշումային քաղցրահամ ջրերը, որոնք տեղադրված են 40—50մ. խորության վրա, ձևականորեն լոկալիզացվում են էոզիայի ռեգիոնալ բազիսից վար և, հետևաբար, ըստ ընդունված սկզբունքի, պետք է դիտարկվեն որպես խորքային շրջապտույտի գոնայի ջրեր։ Սակայն, մյուս կողմից, ըստ քիմիական կազմի, ընդհանուր հանքայնացման մեծության և այլ հիդրոերկրաքիմիական չափանիշների նրանք առավել համապատասխանում են ռեգիոնալ հոսքի գոնային։ Այդ պատճառով էլ արտեզյան ավազանների ճնշումային ջրերի դեպքում որոշ հորիզոններ մեր կողմից դիտարկվում են որպես երկրորդ հիդրոդինամիկական հարկի՝ ռեգիոնալ հոսքի գոնայի շարունակություն։

Յուրաքանչյուր կոնկրետ դեպքում տեղական և ռեգիոնալ հոսքերի գոնաները բնականաբար որոշվում են էոզիոն կտրվածքների առկայությամբ ու խտությամբ և, հետևաբար, կատարվող աշխատանքների մասշտաբով։

Այսպիսով անջատվում են երեք ենթամարզեր, որոնք էլ իրենց հերթին բնդրկում են որոշակի հիդրոերկրաբանական շրջաններ. առաջին ենթամարզը՝ 11, երկրորդը՝ 7 և երրորդը՝ 8 շրջաններ։

Առաջարկված ուղղահայաց հիդրոդինամիկական գոնալականության հիման վրա դիտարկվել են յուրաքանչյուր անջատված հիդրոդինամիկական հարկի հիդրոերկրաքիմիական առանձնահատկությունները։ Սակայն բոլոր շրջանների մասին չէ, որ ունենք բավարար և համարժեք ինֆորմացիա։

Տարածքի հիդրոերկրաբանական շրջանացման սույն նախնական փուլը կատարված է հետևյալ սկզբունքով. ջրերի քիմիական դասն անջատելիս կիրառվել է բնհանրացում, Անիոնների շարքում հաշվի են առնվել անիոնների կազմի 25—30%-ից ավելի քանակ կազմողները, կատիոններից՝ միայն հիմնականը (ըստ քանակի)։

Ըստ նշված գոնաների անջատվել են ջրերի հետևյալ քիմիական դասերը։

Ի հայտ է բերված բոլոր ենթամարզերի ջրերի հիմնական իոնը։ Դա հիդրոկարբոնատ-իոնն է, որը կազմում է 65—70% մինչև 90%։

Պարզաբանված են տարբեր կազմի և հանածոի ապարներում շրջապտույտ

կատարող ջրերի կազմի ձևավորման օրինաչափությունները ինչպես անիոնների, այնպես էլ կատիոնների համար։

Բերվում է նաև ջրերի աստիճանակարգում (դեռևս բավականին մոտավոր) ըստ ընդհանուր հանքայնացման. մինչև 350 մգ/լ, 350—700 մգ/լ, 700—1200 մգ/լ։

Ջրերի միկրոբաղադրիչային կազմի ձևավորման վրա մեծ ազդեցություն ունեն տվյալ շրջանի ապարների քիմիական կազմը, հանքայնացումների մետաղածնական մասնագիտացումը և անտրոպոգեն (տեխնոգեն) պրոցեսների ինտենսիվությունը։

Առաջարկվում է չափակարգված տարրերի շարքում ավելացնել ծարիրը, քրոմը, արծաթը և կադմիումը, որոնց պարունակությունները որոշ շրջանների խմելու ջրերում բավականին մեծ են։

Ամփոփելով վերը շարադրվածը, կարելի է անել հետևյալ եզրակացությունները.

1. Տարածքի մասնատման մշակված տաքսոնոմիական սկզբունքի հիման վրա առաջարկված է ստորերկրյա քաղցրահամ խմելու ջրերի նպատակային հիդրոերկրաբանական և հիդրոերկրաքիմիական շրջանացում։ Այն ընդգրկում է երեք հիերարխիական մակարդակներ. մարզ, ենթամարզ և շրջան, որոնց հիմքում ընկած է հետևյալ տաքսոնոմիական աստիճանավորումը. հոսքի ավազաններ (մարզ), վերին հիդրոդինամիկական հարկերի սահմաններում շրջափտույտ կատարող ջրերի տիպեր (ենթամարզ), էոոզիայի ռեգիոնալ բազիսների առկայություն և խտություն (շրջաններ)։ Կատարված շրջանացման արդյունքում հորիզոնական հարթության վրա անջատվում են հոսքի երկու մարզեր (Քուռի և Արաքսի ավազաններ), որոնք ընդգրկում են շրջափտույտ կատարող ջրերի երեք ծագումնաբանորեն տարբեր տիպեր։

Ուղղահայաց կտրվածքում յուրաքանչյուր շրջանում անջատվում են տեղական և ռեգիոնալ հոսքերի գոնաներ։ Ռեգիոնալ հոսքի գոնաների սահմաններում անջատված հիդրոերկրաբանական յուրաքանչյուր շրջան բնութագրվում է ստորերկրյա ջրերի ռեժիմի և հաշվեկշռի ինքնուրույնությամբ։

2. Հանրապետության տարածքի ստորերկրյա խմելու ջրերը ըստ իրենց հիդրոքիմիական ցուցանիշների ներկայացված են ինը դասերով, որոնցում, անիոնների շարքում, հիմական բաղադրիչը հիդրոկարբոնատ-իոնն է։ Սուլֆատ- և քլոր-իոնների պարունակությունը կախման մեջ է գտնվում ջրատար ապարների կազմից։ Կատիոնների պարունակությունը ավելի հավասարաչափ է։

SCHEME FOR HYDROGEOLOGICAL AND HYDROGEOCHEMICAL ZONATION OF THE TERRITORY OF THE REPUBLIC OF ARMENIA IN ACCORDANCE WITH THE CONDITIONS OF ECONOMIC-AND-DRINKING PURPOSE UNDERGROUND WATER SPREADING

L. A. Grigoryan, V. A. Avetisyan, A. L. Ananyan, P. M. Kaplanyan, H. V. Shahinyan, Ts. H. Eksouzyan

Abstract

The paper proposes a new target-oriented taxonomic division for studying underground sweet drinking water, based on the schematic hydrogeological zonation of the territory of Armenia, which was done by previous researches

ЛИТЕРАТУРА

1. Аветисян В. А., Вегуни В. Т. Принципы гидрогеологического районирования территории Армянской ССР. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. VIII, «Гидро-

геология», Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1974, с. 69—90.
2. Государственные стандарты СССР. Вода питьевая. М.: 1984, 237 с.
3. **Капланян П. М.** Принципы нормирования концентраций элементов в питьевых водах территории Республики Армения. Изв. НАН РА. Науки о Земле, 1995, т. XLVIII, №2—3, с. 75—88.
4. **Крайнов С. Р., Швец В. М.** Геохимия подземных вод хозяйственно-питьевого назначения. М.: Недра, 1987, с. 106—171.
5. **Личков Б. А.** К вопросу о значении местных базисов эрозии в гидрогеологии. Тр. ЛГГП АН СССР, 1948, т. III, с. 19—27.
6. **Макаренко Ф. А.** Некоторые результаты изучения подземного стока. Тр. ЛГГП АН СССР, 1948, т. I.
7. **Рубейкин В. З., Колотов Б. А., Киселева Е. А.** (ВСЕГИНГЕО), **Капланян П. М.** (ИГН НАН РА). Геохимия питьевых вод в условиях техногенеза. В кн.: Сборник научных трудов ВСЕГИНГЕО «Гидрогеологические аспекты в экологии». М.: 1991, с. 22—40.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, L, №1—2, 74—80

КРАТКОСРОЧНЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ, СВЯЗАННЫЕ С СОВРЕМЕННЫМИ ДВИЖЕНИЯМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

© 1997 г. **Р. А. Пашаян, Г. А. Туманян**

ИГИС. Гарнийская геофизическая обсерватория НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 16.08.96.

По сети наблюдательных скважин региона Армении проведены длительные наблюдения за гидрогеодинамическими эффектами, предшествующими сейсмическим процессам и современным движениям земной коры. Выявлены краткосрочные гидрогеодинамические эффекты, предшествующие слабым землетрясениям. Установлены основные особенности гидрогеологических эффектов на участках с повышенной тектонической активностью

С целью поиска предвестников землетрясений и эффектов современных движений земной коры проводится изучение геодинамических процессов, протекающих в земной коре, с наблюдениями за режимом подземных вод.

В литературе приводятся многочисленные примеры [5], когда наблюдались гидрогеодинамические эффекты—колебания уровня подземных вод, изменения дебитов скважин, химического состава, минерализации и температурного режима вод. Имеющиеся факты показывают, что перед землетрясением происходят специфические изменения режима подземных вод. Гидрогеодинамические эффекты могут наблюдаться на расстояниях порядка 500—1000 *км* от эпицентра готовящегося землетрясения, за месяцы и годы до его начала. Наиболее интенсивные вариации подземных вод происходят обычно за несколько дней до начала землетрясений. Основной тенденцией колебаний уровня вод является его снижение с последующим повышением перед толчком. Масштабы проявлений гидрогеодинамических эффектов зависят от магнитуды землетрясения, а также от конкретных гидрогеологических условий.

Таким образом доказано наличие гидрогеодинамических предвестников, установлена связь с развитием объемных деформаций при подготовке землетрясений. Дальнейшие исследования гидрогеодинамических предвестников требуют планомерных наблюдений на специально

оборудованной сети с использованием достаточно чувствительной аппаратуры.

С целью использования вариаций уровней подземных вод в качестве предвестников землетрясений, начиная с 1987 года, ведутся гидрогеологические наблюдения по сети наблюдательных скважин, расположенных в пяти структурно-формационных зонах территории Республики Армения в следующем порядке (рис. 1):

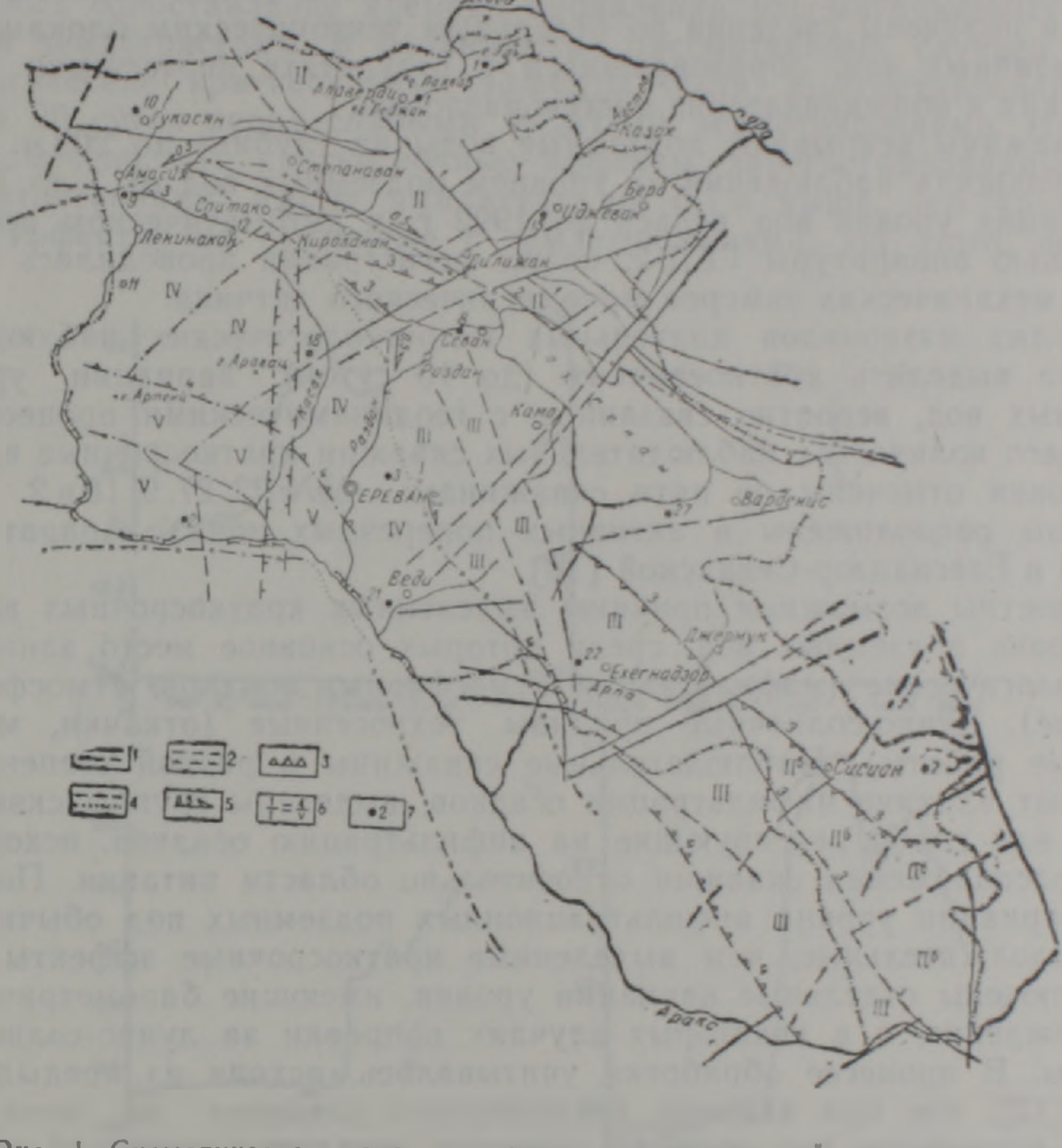


Рис. 1. Схематическая карта разломов и тектонической зональности земной коры территории Республики Армения.
1-3—разломы основания земной коры и складчатого комплекса по Г. А. Туманяну [9]; 1—разломы (линеаменты), установленные и предполагаемые; 2—разломы (линеаменты), проведенные на основе космоаэрофотоматериалов и сейсмометрических данных (а) и гравимагнитных данных (б); 3—разломы (линеаменты) активной СВ-ой окраины Центрально-Армянской микроплиты; 4—активные в последние от 100 до 10 тысяч лет разломы, установленные и предполагаемые (по материалам А. С. Караханяна, 1995); 5—направление горизонтального смещения по активным разломам и средняя интенсивность движения за год; 6—разломы (линеаменты), развивающиеся примерно на месте главнейших межзональных разломов (1—Лалвар-Мравский, 2—Базум-Севанский, 3—Анкаван-Сюникский, 4—Ереванский), выделенных А. Т. Асланяном [2, 3] и А. А. Габриеляном [4], и развивающихся на границах Сомхето-Карабахской (I), Севано-Ширакской (II), Цахкунк-Зангезурской (III), Ереван-Ордубадской (IV) и Приараксинской (V) тектонических зон, а также Малокавказского офиолитового пояса (II^{а}) и Капанского блока (II^{б}); 7—наблюдательные скважины.

1) в Вираайоц-Арцахской зоне на участках Баграташен и Идженан расположены наблюдательные скважины №№ 1 и 15;

2) в Севано-Ширакскую зону входят скважины №№ 7, 9, 12, 27;

3) в Цахкунк-Зангезурской зоне расположены скважины №№ 8, 12, соответственно на участках гор. Севан и с. Гетап Ехегнадзорского района;

4) в Ереван-Ордубадской зоне расположены буровые скважины №№ 11, 18, 3, 5. В Приараксинской тектонической зоне расположены буровые скважины №№ 2, 21—соответственно у пос. Мецамор и с. Айгепар.

Наблюдательная сеть скважин распределена таким образом, чтобы были получены сведения по отдельным тектоническим блокам внутри указанных зон, образовавшихся в результате пересечения антикавказских и общекавказских систем разломов.

Скважины вскрывают подземные воды на глубине до 200 *м*. Продолжительность наблюдений за уровнем подземных вод от 1 до 7 лет. Регистрация уровня вод велась до 1992 г. в автоматическом режиме с помощью аппаратуры ГГД-2, позже регистрация проводилась с помощью механических замеров монометрического датчика.

Анализ материалов длительных гидрогеологических наблюдений позволил выделить краткосрочные (до 10 суток) вариации уровня подземных вод, вероятно связанные с геодинамическими процессами. Из общего количества наблюдательных скважин краткосрочные вариации уровня отмечены по пяти скважинам: №№ 22, 27, 9, 18 и 2. Эти скважины расположены в активных поперечных зонах: Арарат-Спитакской и Ехегнадзор-Севанской [10].

Известны возможные причины выделенных краткосрочных вариаций уровня подземных вод, среди которых основное место занимают метеорологические (инфильтрация атмосферных осадков, атмосферное давление), лунно-солнечные приливы, техногенные (откачки, мелиоративные работы). Наблюдательные скважины в разной степени испытывают влияние инфильтрации осадков, выделены группы скважин, сильно или слабо реагирующие на инфильтрацию осадков, исходя из места расположения скважин относительно области питания. Помимо этого вариации уровня инфильтрационных подземных вод обычно более продолжительные, чем выделенные краткосрочные эффекты. Были исключены отдельные вариации уровня, имеющие барометрическое происхождение, и в некоторых случаях поправки за лунно-солнечные приливы. В процессе обработки учитывалось, исходя из предыдущих работ [12], что при влиянии атмосферного давления на изменение уровня подземных вод средний диапазон амплитуд вариаций уровня вод колеблется от первых *мм* до первых *см*. Техногенного воздействия не было.

Таким образом, выделенные гидрогеодинамические эффекты, по всей вероятности, отражают реакцию подземных вод на геодинамические процессы.

Некоторые примеры краткосрочных эффектов по уровню вод наблюдательных скважин приводятся на рис. 2. По форме сигнала среди вариаций уровня подземных вод преобладают ступенчатое падение и подъем уровня. Продолжительность эффектов в большинстве случаев не более 5 суток.

В основном краткосрочные гидрогеодинамические эффекты имеют амплитуду до 0,2÷0,8 *м*. Величина изменения амплитуды вариаций уровня зависит от расположения скважины относительно разлома и тензочувствительности системы скважина—пласт. Все это обусловлено неравномерным распределением деформации в среде.

Рассматриваемые эффекты чаще всего выделялись на фоне медленных поднятий или опусканий уровня подземных вод в виде тренда

того или иного знака. Такие вариации, вероятно, отражают длиннопериодные изменения напряженно-деформированного состояния среды, а знак тренда соответствует сжатию или разуплотнению пород. Большинство гидрогеологических эффектов, выделенных на фоне тренда, имеют знак, совпадающий со знаком тренда. Таким образом ,на фоне медленного развития процессов преобладают быстрые кратковременные движения совпадающего знака, которые ускоряют эти процессы.

На следующем этапе исследования определялась связь краткосрочных вариаций подземных вод с сейсмическими событиями и проводилось сопоставление времени проявлений рассматриваемых эффектов и землетрясений. В большинстве рассмотренных случаев гидрогеологические кратковременные эффекты были зарегистрированы в течение 20 суток перед слабыми ($K \geqslant 11{,}0$) землетрясениями. Нами также отмечено, что краткосрочные эффекты, зарегистрированные перед землетрясениями, имеют амплитуды на 0.1 *м* выше, чем краткосрочные эффекты, не связанные с землетрясениями. Из этого, вероятно,

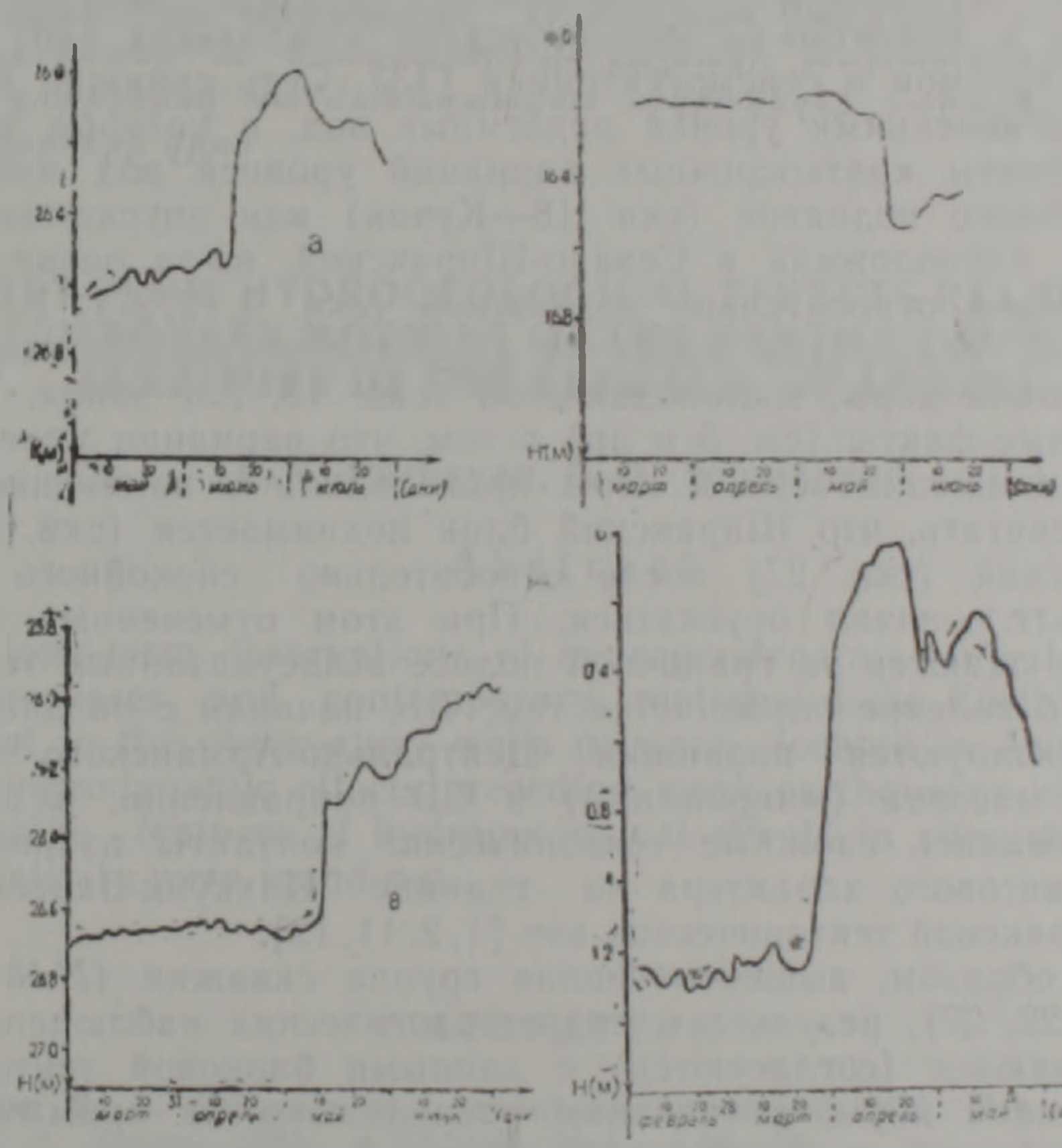


Рис. 2 Характерные примеры краткосрочных вариаций уровня подземных вод: а—пологое поднятие по скв. 18, Кучак, 1991г.; б—ступенчатое падение по скв. 2, Мецамор, 1992г.; в—ступенчатое поднятие по скв 18, Кучак, 1992г., г—пологое поднятие по скв. 22, Ехегнадзор, 1994г

следует, что достаточно быстрые и малоамплитудные ($A = 0{,}2$ *м*) вариации гидрогеодинамических показателей присущи краткосрочным предвестникам слабых землетрясений.

Анализ полученных данных о краткосрочных вариациях уровня подземных вод позволил сделать следующие выводы:

1. Краткосрочные гидрогеологические эффекты являются показа-

телями геодинамических процессов, протекающих в сейсмоактивных зонах территории Армении.

2. Большое количество краткосрочных эффектов, обнаруженных по скважинам, расположенным в Арарат-Спитакской и Ехегнадзор-Севанской поперечных зонах, указывает на повышенную мобильность этих зон. Тектоническая активность указанных зон подтверждается и наличием современных разломов на Спитакском и Ерасхинском участках.

3. Среди наблюдавшихся гидрогеологических эффектов зарегистрированы эффекты, предшествующие землетрясениям, которые следует отнести к краткосрочным предвестникам. Особенности таких предвестников на некоторых участках региона Армении заключаются в том, что они отражают подготовку слабых землетрясений ($K \geqslant 11{,}0$). Эти выводы согласуются при сопоставлении их с регионально-геологическими данными ,т. е. со сводной схемой (моделью) разломов и тектонической зональности территории РА (рис. 1), составленной на основе схем тектонической зональности [2, 3, 4], карты разломов складчатого и гранитно-метаморфического комплексов [10] и карты активных разломов и сейсмотектоники [13]. Сеть скважин по наблюдению за изменениями уровня подземных вод, в которых вышеотмеченные эффекты краткосрочных вариаций уровней вод происходили на фоне общего поднятия (скв. 18—Кучак) или опускания (скв.9—Меграшат), расположена в Севано-Ширакской, из-за развития офиолитовых поясов относительно подвижной (скв. 9, 12, 27), и Цахкунк-Зангезурской, вследствии развития гранитно-метаморфического фундамента земной коры, малоподвижной (скв. 18, 22) зонах. Учитывая уже известные факты [см. 5 и др] о том, что вариации уровня и вертикальные движения земной коры происходили с изменением знака, то можно считать, что Ширакский блок поднимается (скв. 9), Анкаван-Апаранский (скв. 27) после относительно спокойного режима (1989—1993 гг.) начал опускаться. При этом отмеченные подвижки блоков наблюдаются на граничной полосе вышеуказанных тектонических зон. Это явление объясняется тем, что, начиная с позднего палеогена, активизируются подвижки Центрально-Армянского жесткого срединного массива (микроплиты) в СВ направлении, в результате чего образовались сложные тектонические контакты взбросо-сдвигового и надвигового характера на границе Цахкунк-Зангезурской и Севано-Ширакской тектонических зон [1, 2, 11, 12].

Таким образом, вышеотмеченная группа скважин (№№ 2, 3, 8, 9, 11, 12, 18, 22, 27), результаты гидрогеологических наблюдений которых увязываются (согласуются) с данными блоковой тектоники основания земной коры, в основном расположена на примыкающих к Арарат-Спитакской и Ехегнадзор-Севанской поперечных зонах развития нарушений, в целом расположенных вблизи современных активных разломов и дугообразного изгиба тектонических зон Армянского нагорья.

Все вышеприведенное указывает, что гидрогеодинамические наблюдения в комплексе с геохимическими и геодезическими измерениями можно использовать в качестве предвестников землетрясений. При этом необходимы периодические геодезические измерения для выяснения степени связи вариации уровней подземных вод и тектонических подвижек в регионе.

Работа выполнена в рамках темы 96—807, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ՏԱՐԱԾՔԻ ԵՐԿՐԱԿԵՂԵՎԻ ԺԱՄԱՆԱԿԱԿԻՑ ՇԱՐԺՈՒՄՆԵՐԻ ՀԵՏ ԿԱՊՎԱԾ ՀԻԴՐՈԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԷՖԵԿՏՆԵՐԻ ԵՐԵՎԱԿՄԱՆ ՅՈՒՐԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ռ. Ա. Փաշայան, Հ. Ա. Թումանյան

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Ըստ Հայաստանի տարածքի դիտողական հորատանցքերի ցանցի տարվել են սեյսմիկական պրոցեսներին և երկրակեղևի ժամանակակից շարժումներին նախարդող հիդրոերկրադինամակական էֆեկտների տևական դիտարկումներ։ Որոշված են բարձր տեկտոնական ակտիվությամբ տեղամասերի հիդրոերկրաբանական էֆեկտների հիմնական յուրահատկություններ։ Ի հայտ են բերված թույլ երկրաշարժերին նախորդող կարճաժամկետ հիդրոերկրադինամիկական էֆեկտներ։

Հորատանցքերի խմբի դիտարկումների արդյունքները համապատասխանում են բերված տեկտոնական սխեմայի տվյալներին։ Նշված հորատանցքերը հիմնականում տեղադրված են Արարատ-Սպիտակի ու Բազումի և Ջղնգնաձոր-Սևանի ու Սևան-Աբերայի լայնակի խախտումներով և օֆրոլիտային գոտիներով սահմանագատված երկրակեղևի հարաբերական շարժունակ բեկորների վրա։

SHORT-TERM HYDROGEOLOGICAL EFFECTS RELATED TO CONTEMPORARY MOTIONS OF THE EARTH'S CRUST IN THE TERRITORY OF THE REPUBLIC OF ARMENIA

R. A. Pashayan, G. A. Toumanyan

Abstract

The long-term observations of hydrogeodynamic effects preceding seismic processes and contemporary motions of the Earth's crust were carried out in the observatory wells network located in Armenia. Short-term hydrogeodynamic effects preceding weak earthquakes were revealed. Basic specific features of hydrogeological effects in sites with increased tectonic activity were found out.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Агамалян В. А.** Стратиграфия докембрия Армянской ССР. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1983, т. XXXVI, № 4, с. 26—39.
2. **Асланян А. Т.** Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 427 с.
3. **Асланян А. Т.** Основные черты геологического строения Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, т. XXXIV, № 3, с. 3—21.
4. **Габриелян А. А.** Сейсмотектоника Армянского нагорья и сопредельных регионов. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, т. XLII, № 4, с. 19—29.
5. **Киссин И. Г., Оролбаев Э. Э.** О гидрогеологических эффектах современных движений земной коры. ДАН СССР, 1986.
6. **Киссин И. Г., Беликов В. М., Ишанкулиев Г. А.** Краткосрочные гидрогеологические эффекты как показатель геодинамической активности зоны Передового Копетдагского разлома.—ДАН СССР, 1992, т. 322, № 1, с. 69—74.
7. **Киссин И. Г. Барабанов В. А., Гриневский А. О.** Отчет исследования режима подземных вод для выделения гидрогеодинамических предвестников землетрясений.— Физика Земли, 1983, № 6, с. 74—86.
8. **Милановский Е. Е., Короновский Г. В.** Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 277 с.

9. **Трифонов В. Г., Караханян А. С., Кожурин А. И** Активные разломы и сейсмичности М.: Природа, 1989. №12, с. 32—38.
10. **Туманян Г. А.** Глубинная структура земной коры по космических изображениях (на примере территории АрмССР). Исследования Земли из космоса, 1983, №5, с. 32—40.
11. **Туманян Г. А.** О природе и строении дугообразных структур Малого Кавказа (профиль Октемберян-Гукасян). Геотектоника, 1986 №2, с. 105—115.
12. **Туманян Г. А.** Особенности строения и структурного положения Кафанского антиклинория. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XLV, 1992, №2, с. 3—12.
13. **Karakhanian A. S.** «Activ faults of Armenian Apland». Scientific meeting on the seismic protection, Venice, 1993, July, 88, pp. 88—93

Известия НАН РА. Науки о Земле, 1997, L, №1—2, 80—88

ПЬЕЗОМЕТРИЧЕСКОЕ ПОВЕДЕНИЕ НАПОРНОГО ВОДНОГО ГОРИЗОНТА В СЕЙСМОАКТИВНЫХ ЗОНАХ: НА ПРИМЕРЕ БАССЕЙНА ОЗЕРА СЕВАН (АРМЕНИЯ)

© 1997 г. **Жан Клод Грио*), А. А. Бодоян**)**

*) *Институт Наук о Земле, Воде и Пространстве, Национальный Центр Научных Исследований (CNRS) 34095, Франция, Монпелье, площадь Е. Батайон, 1767, почтовый ящик 095, Университет Монпелье-II, Седекс 05*
**) *Институт геологических наук НАН РА*
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 5.04.1997.

В бассейне озера Севан в гидродинамических скважинах, каптирующих более глубокие напорные водные горизонты, в течение 7 лет производились пьезометрические измерения с целью выявления связей между пьезометрией и сейсмической активностью региона. Полученные данные обработаны разными методами, что позволило выявить пьезометрические аномалии и коррелировать их с микросейсмами региона.

Перед и во время землетрясений часто наблюдаются изменения в подземных водах: подъем или спад уровня [40; 42; 23; 11]; колебания химического состава растворов и газов [4; 24; 43] и др. В связи с этим возникают многочисленные вопросы, ответы на которые, несмотря на некоторую предварительность, могут привести к важным выводам:

1) в каких случаях эти изменения могут предшествовать землетрясениям и являться его предвестниками [33; 44, 10; 21];

2) почему в некоторых случаях эти изменения следуют за землетрясениями или сопутствуют им [36];

3) каков механизм пространственно-временного сейсмического влияния на дебит водных [28], на физико-механические свойства водовмещающих пород водных горизонтов [37], а также на химизм подземных вод?

Попытки ответить на эти вопросы приводят к комплексному рассмотрению проблемы, которое, в нашем понимании, должно базироваться на двух основных предпосылках:

—отличное знание тектонической и сейсмотектонической обстановки в региональном и локальном масштабах;

—полное гидрогеодинамическое и гидрогеохимическое изучение территории, со сбором данных с возможно более частым шагом измерений.

В данной статье, в частности, затрагивается гидрогеодинамический аспект проблемы: обработка значений пьезометрического сигнала, до его сравнения с данными по сейсмической активности изучаемого региона. При этом необходимо руководствоваться двумя главными принципами:

—учитывая, что напорные горизонты наиболее чувствительны к внешним факторам (например, к атмосферному давлению) [34; 22; 41; 15], необходимо тщательно проанализировать степень минерализации и напорности подземных вод;

—поскольку пьезометрический сигнал, измеренный в скважине, представляет собой первоначальную (чистую) информацию, зависящую от многочисленных факторов: питание, опробование, испарение, взаимодействие с поверхностными водами, вертикальные или/и латеральные дренажи, барометрическое влияние, земные приливы и отливы, землетрясения, то для выяснения факта зависимости пьезометрических колебаний от сейсмической активности необходимы соответствующие технологии и методы учета влияния и устранения всех остальных естественных и искусственных причин пьезометрических колебаний

В статье рассматриваются вышеуказанные методы и подходы, при этом временно не затрагиваются вопросы влияния естественного питания (атмосферные осадки) водных горизонтов.

Изученность региона

Территория Республики Армения находится в центральной части зоны континентальной коллизии Аравийской и Евразийской литосферных плит и в сейсмотектоническом плане характеризуется Североармянской дугой активных разломов, с которой связана высокая современная и историческая сейсмическая активность [30; 31; 6].

Северо-восток территории занят большой впадиной озера Севан, глубиной акватории до 70 м., охватывающей площадь в 1290 км². Этот водный бассейн разделен Памбак-Севанским активным разломом—одним из главнейших современных тектонических нарушений со скоростью правосдвигового горизонтального смещения—0,4 см/год [6]. В этой разломной зоне пробурена одна исследовательская скважина подземных вод (Карчахпюр).

В гидрогеологическом плане южная часть бассейна озера Севан представлена артезианским бассейном сложной структуры [2; 8]. Четыре водных горизонта: грунтовый—A; полунапорный—B, C; напорный—D были выявлены в четвертичных гетерогенных формациях. Исследовательская скважина Карчахпюр (рис. 1) каптирует самый глубокий горизонт (90—125 м.). Нижней водоупорной границей горизонта являются цементированные, монолитные песчаники, а вышележащие водоносные слои обсажены и зацементированы в стволе скважины. С октября 1989 года в этой скважине производились ежечасные измерения уровня воды. Эксплуатационных откачек в скважине не производилось. Данные по атмосферным осадкам и атмосферному давлению были получены с метерологической станции Мазра, находящейся в пяти километрах к востоку и на той же высоте над уровнем моря (Гидрометеорологическая служба Армении). Гидрометеорологические данные представлены среднесуточными измерениями. Данные по атмосферным осадкам хорошо коррелируются с пьезометрией изучаемого горизонта (рис. 2), естественно, с фазовым сдвигом, который, вероятно, связан с наличием снежного покрова (ноябрь-март) в областях питания изучаемого горизонта.

Связь озеро-водный горизонт

Существуют различные методы изучения связи:

—гидравлические эксперименты на скважинах, оборудованных пьезометрами [39; 22; 19]. В нашем случае подобные эксперименты не практиковались, т. к. они требуют знания значений гидродинамических параметров водного горизонта (коэффициенты водовмещаемости и водопроницаемости);

—гидрохимические методы, требующие многочисленные анализы, и длинные временные ряды наблюдений [6; 38]. Исходя из этого, метод, естественно, не мог быть применен на скважине Карчахпюр и озере Севан;

—метод построения трехмерных детерминистических моделей [18], нуждающихся в многочисленных связывающих параметрах, полученных в районе исследования. Метод, также не мог быть нами использован ,т. к. он нуждается в многочисленных связывающих параметрах;

—изотопные методы [43], используемые обычно вместе с гидравлическими экспериментами.

Отсутствие необходимых данных, не позволяющее применить какой-либо один или несколько из этих методов, привело к разработке и применению простой модели для выяснения этих связей [13], в которой, наряду с другими данными, используется лимнография, дебиты выхода озера Севан с месячным шагом измерений (Гидрометеорологическая служба Армении).

Прежде чем перейти к описанию этой модели и полученным результатам, были сравнены данные по лимнографии озера с результатами измерений пьезометрии изучаемого водоносного горизонта (рис. 3), что позволило сделать некоторые предварительные выводы о причинно-следственном характере этих связей. В некоторые периоды (зима 1991 и 1993) колебания этих кривых синхронны, а в некоторые (осень-зима 1992)—нет. Так что можно сказать, что эти два явления не совпадают во времени, если учесть, что годовые ходы атмосферных осадков мало различаются друг от друга (рис. 2). Вышеизложенное уже позволяет предположить, что есть некоторая гидравлическая независимость между изучаемым водоносным горизонтом и озером.

Поверхность озера можно рассматривать как постоянную величину, учитывая ее большую площадь (1290 $км^2$). Дебиты входа в озеро (Q_{en}) включают питание по атмосферным осадкам (Q_p) и по рекам высокогорных зон (Q_r). Дебиты выхода (Q_{sr}) из озера включают испарение (Q_{ev}) с поверхности озера и дебит реки Раздан, вытекающей из озера (Q_s). Разница между дебитами входа и выхода, если она существует, составляет или питание ($Q_{en}-Q_{sr}>0$), или дренаж ($Q_{en}-Q_{sr}<0$) озера по подземным водам (Q_{sf}) Следовательно, можно считать, что значение Q_{sf} положительно, если питание происходит в направлении от водоносного горизонта к озеру, и отрицательно—в случае противоположного направления питания. Исходя из этого:

$$\Delta h_l/\Delta t=(Q_{en}-Q_{sr})+Q_{sf},$$

где Δh_l—изменение уровня h_l озера в промежуток времени Δt.

Используя закон Дарси и предположив, что питание от озера к водоносному горизонту и обратно квази-стационарно, можно сказать, что дебит воды, находящейся в циркуляции между озером и водоносным горизонтом, пропорционален их гидравлической разнице, или

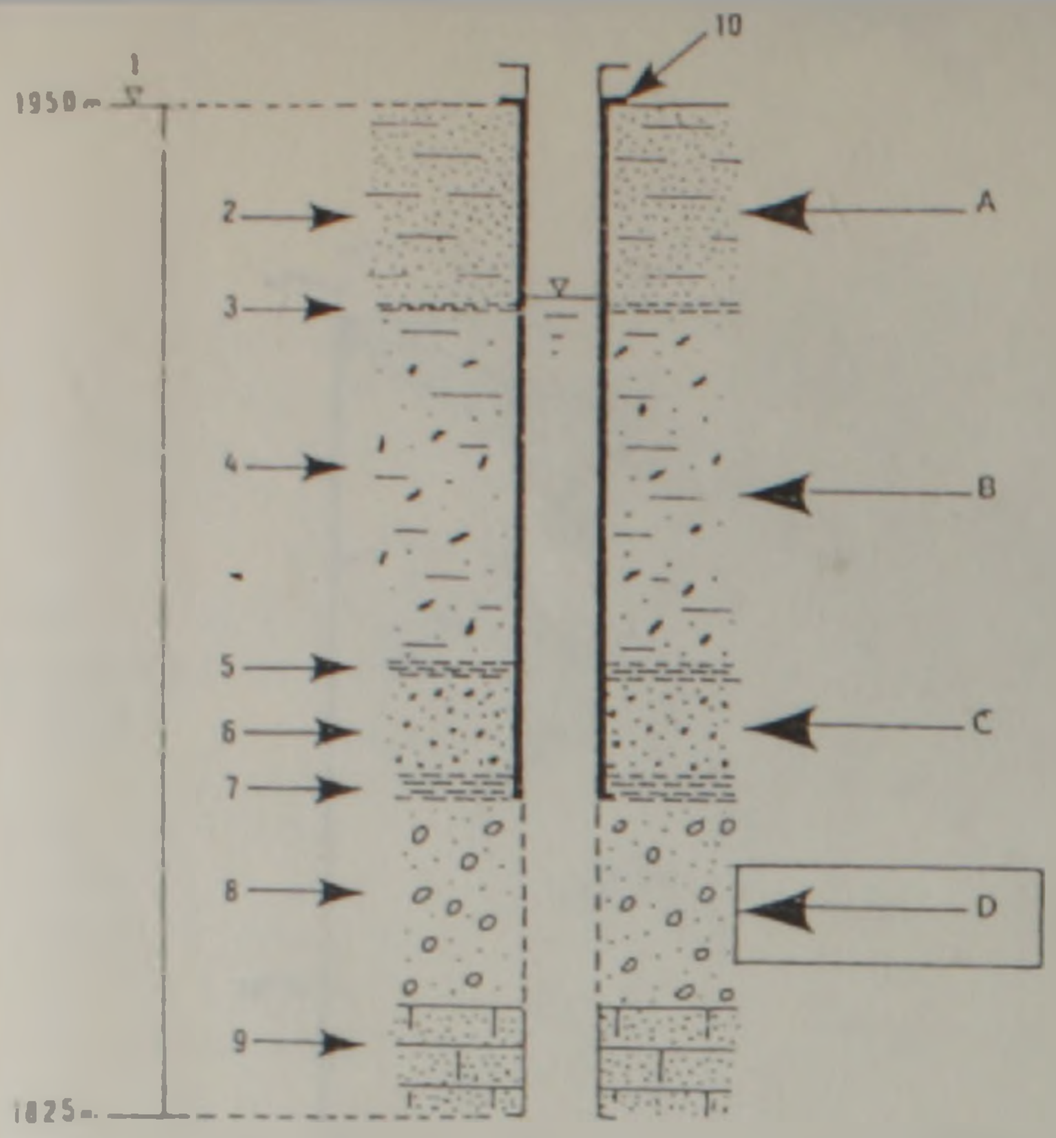


Рис. 1

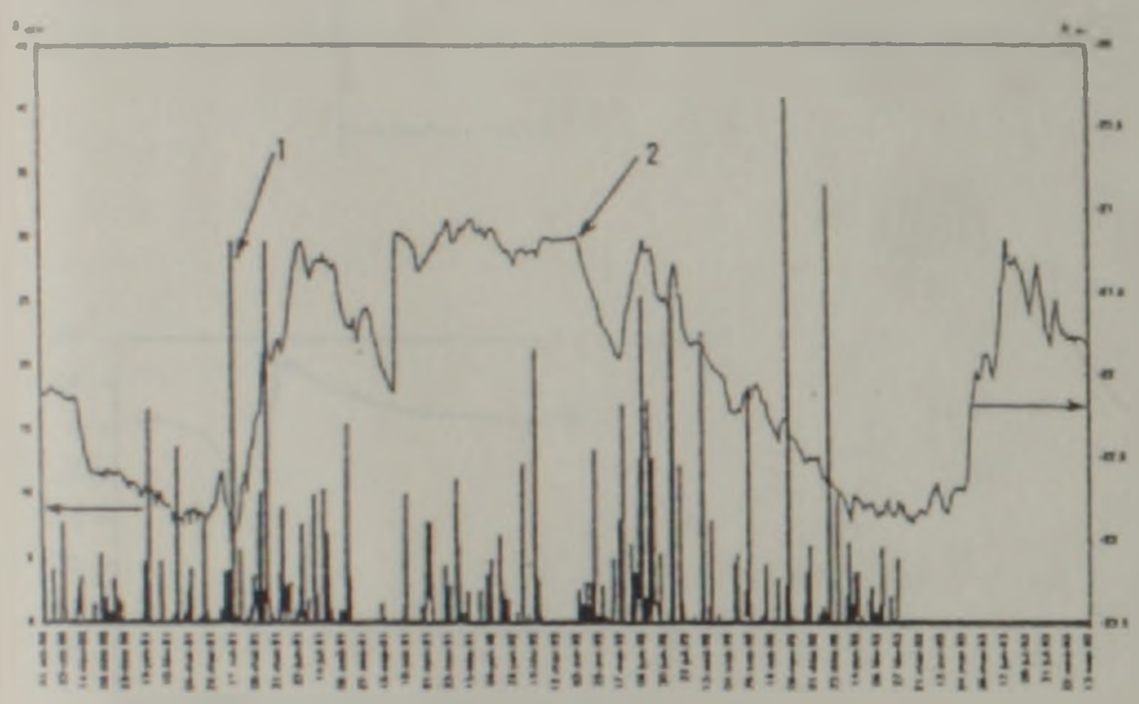


Рис. 2

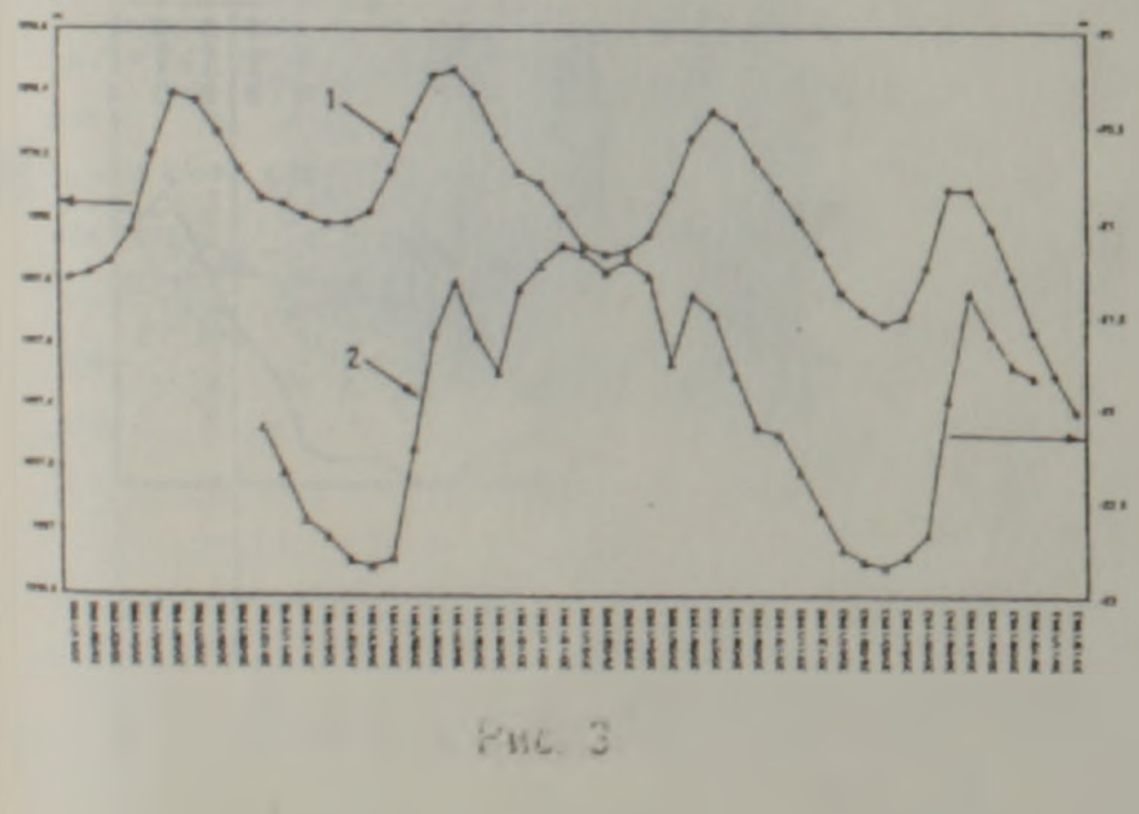


Рис. 3

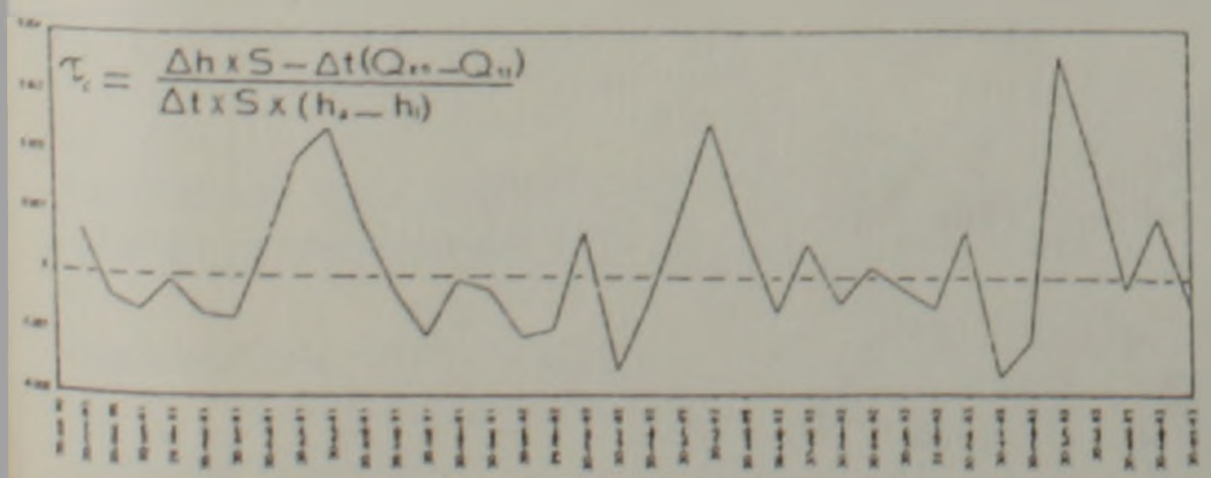


Рис. 4

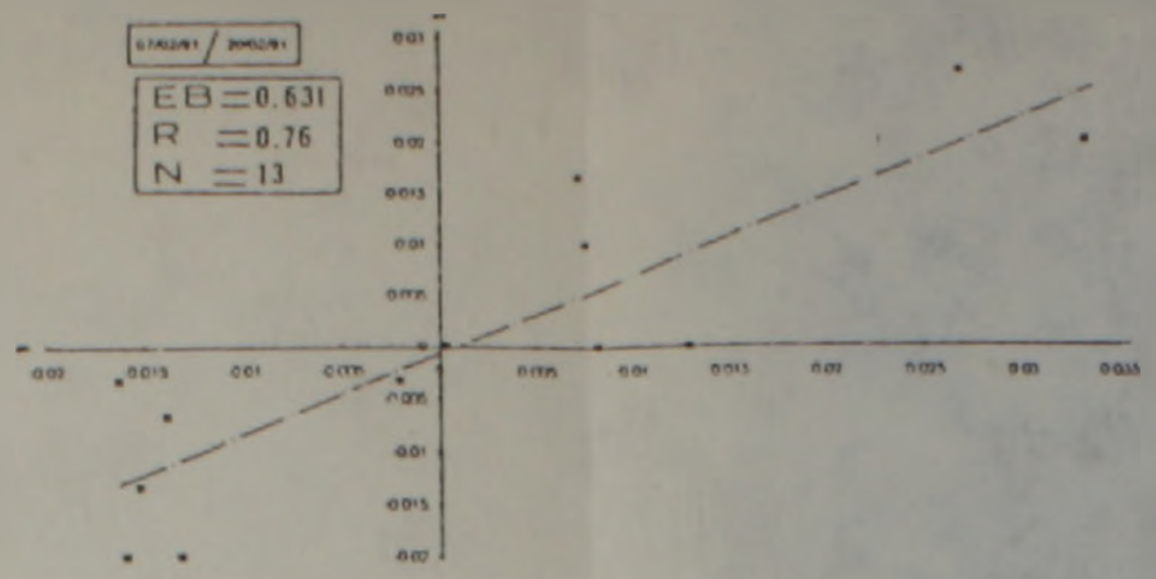
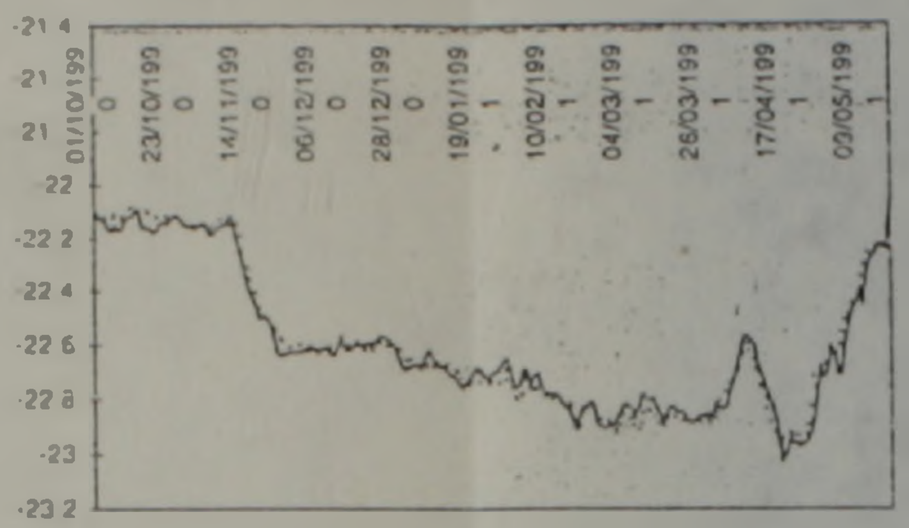
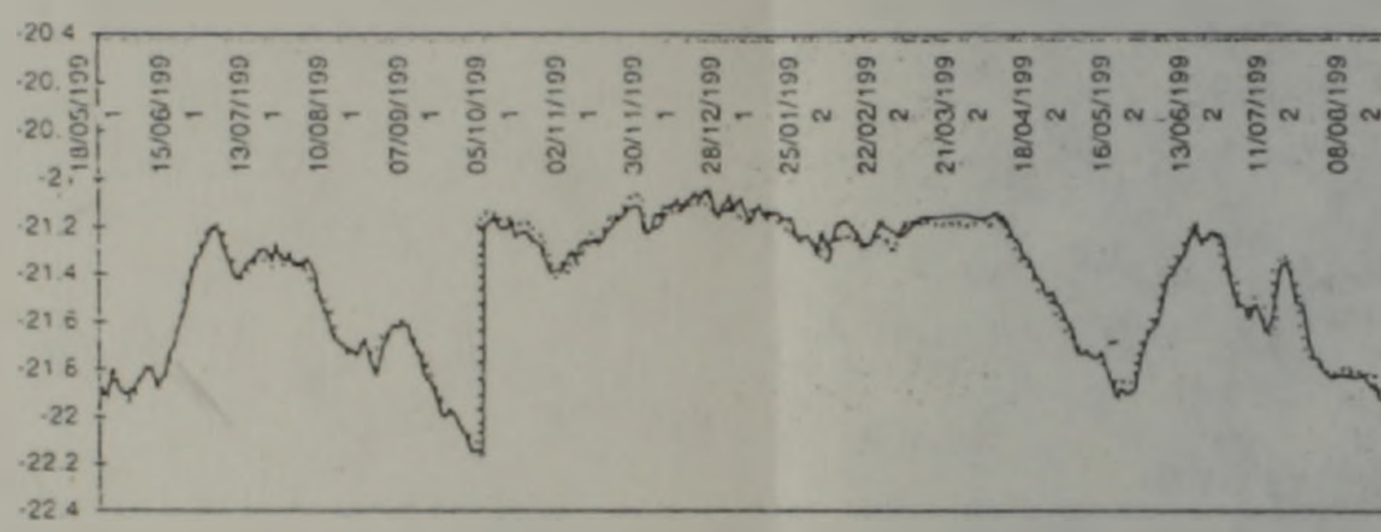


Рис. 5





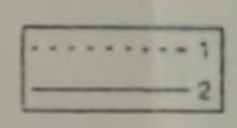
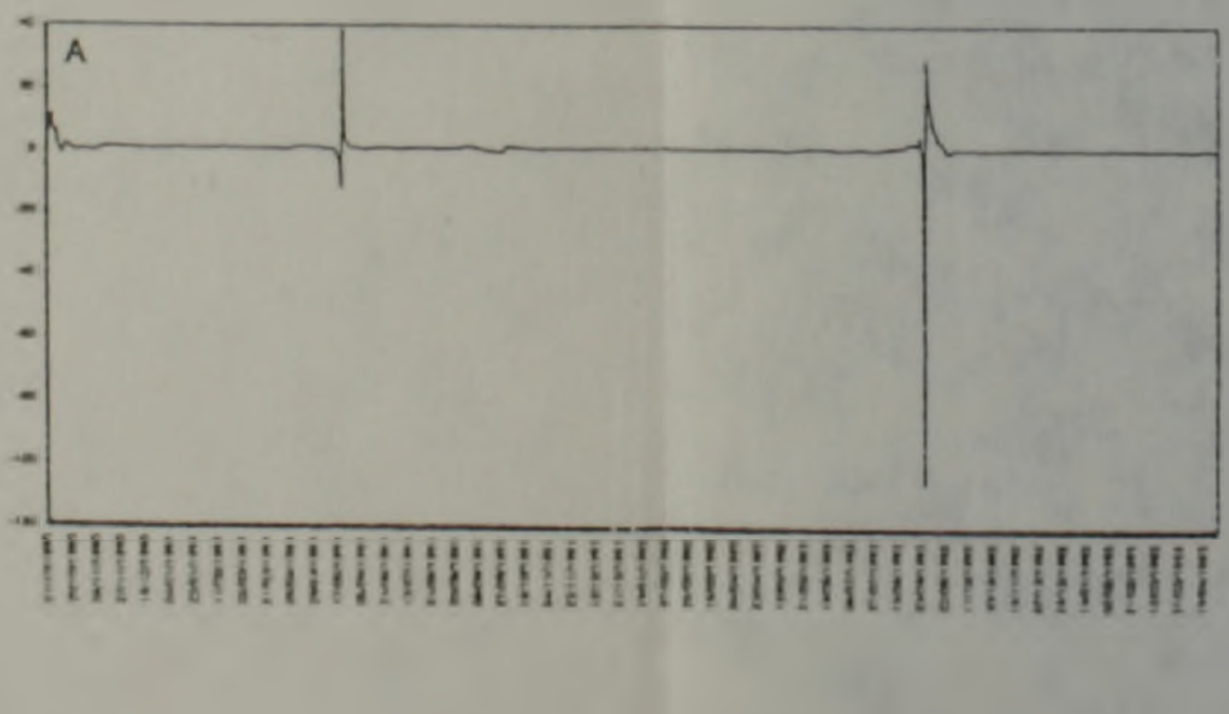


Рис. 6



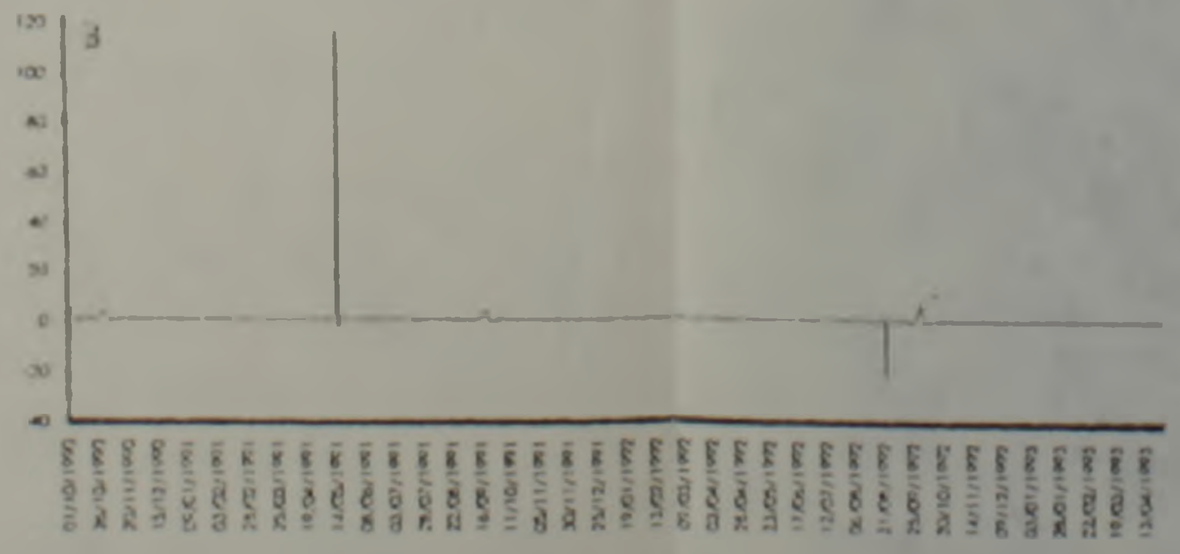


Рис. 7

Рис. 1. Гидрогеологический разрез Карчахпюрской скважины (2 - 7 четвертичные осадочные серии). Легенда: 1 - устье скважины, 2 - современные песчано-глинистые отложения, 3 - глины (водоупор), 4 - гравий с суглинистым заполнителем, 5 - глины (водоупор), 6 - валунно-галечные отложения с песчаным заполнителем, 7 - глины (водоупор), 8 - валунно-галечные отложения с песком, 9 - песчаники, сцементированные и нетрещиноватые, 10 - обсадка скважины (цементация) до напорного горизонта. A - свободный водоносный горизонт, B - полунапорный водоносный горизонт, C и D - напорный водоносный горизонт

Рис. 2. Пьезометрия скважины Карчахпюр (2) с ежечасным шагом измерений и атмосферные осадки (1) с суточным шагом измерений на метеорологической станции Масра.

Рис. 3. Пьезометрия скважины Карчахпюр (2) и лимнография озера Севан (1) с ежемесячным шагом измерений.

Рис. 4. Гистограмма соотношения τ_c между проводимостью из водоносного горизонта в озеро и площадью S озера.

Рис. 5. Пример подсчета барометрической эффективности (EB) на период пьезометрического спада. EB - значения барометрической эффективности, R - коэффициент корреляции

Рис. 6. N - число значения dP/dh для подсчета. Соотношение между первоначальными (1) и остаточными (2) пьезометрическими рядами, вычисленное по значению EB.

Рис. 7. Пьезометрические ряды, отфильтрованные от месячных земных приливов и отливов с помощью компьютерных программ FIPAC (7A) и POLIGRAF (7B), и выявленные пьезометрические аномалии

05/09/199

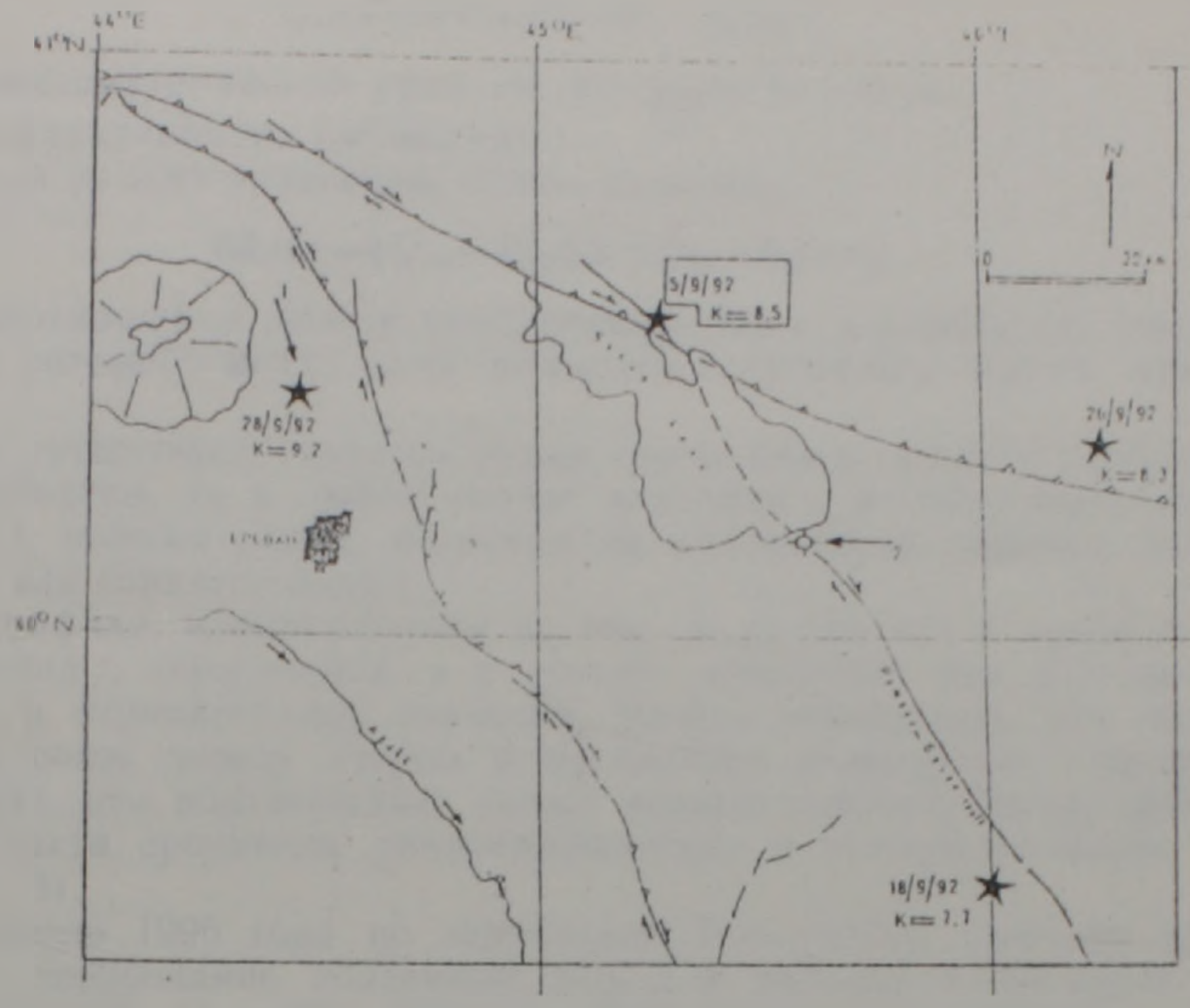


Рис 8

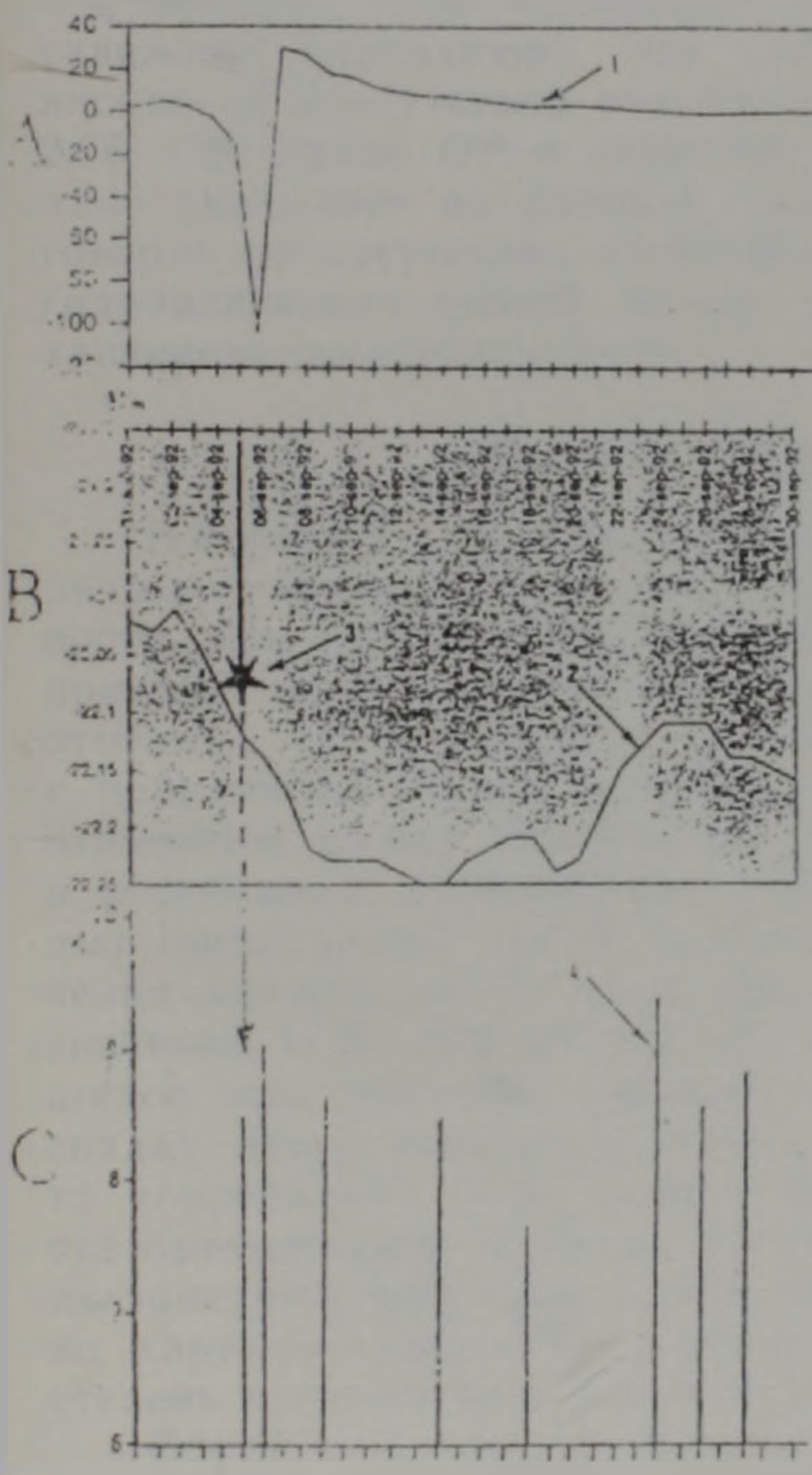


Рис 9

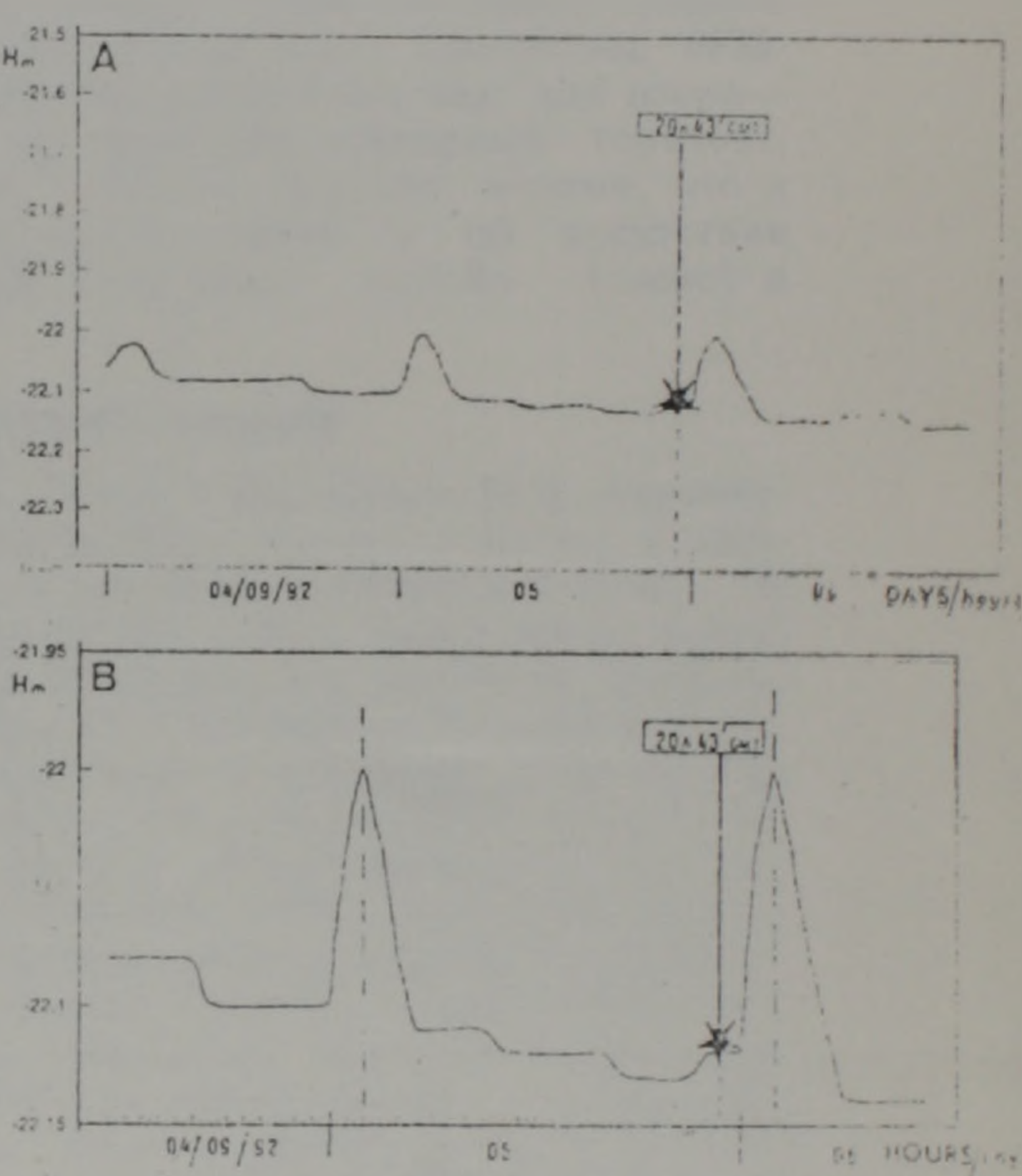


Рис 10

Рис.8. Местоположение эпицентров землетрясений (1) с фиксацией их даты и энергетического класса, на сейсмотектонической основе. Показаны активные разломы и местоположение скважины Карчахпюр.

Рис.9. Зависимость между выделенной сейсмической энергией (9C), пьезометрией (9B) и пьезометрическими аномалиями (9A). Легенда: 1 - пьезометрическая кривая отфильтрованная от барометрического влияния и земных приливов и отливов (фрагмент рис. 7); 2 - пьезометрическая кривая (фрагмент рис. 2); 3 - землетрясение от 05-09-92 (локализация эпицентра на рис. 8); 4 - энергетические классы землетрясений (K).

Рис.10. Пьезометрические колебания, дата и время микросейсма. 10A - с суточным шагом измерений; 10B - с ежечасным шагом измерений.

$$Q_{s/}(\text{месячный}) = (h_s - h_l) \times c,$$

где h_s — пьезометрический уровень; h_l — уровень озера;

c — кондуктивность ($м^2$ *месяц*).

Исходя из этих уравнений, можно написать:

$$\Delta h_l/\Delta t = (Q_{en} - Q_{sr})/S + (h_a - h_l) \times \tau_c,$$

где τ_c — соотношение между кондуктивностью c и площадью озера S, значения которого могут быть вычислены суточным шагом измерений Δt.

Если существует гидравлическая связь между озером и водоносным горизонтом, то в любом случае значения τ_c должны быть одного порядка и положительны, несмотря на направление питания (озеро-горизонт или горизонт-озеро).

Из графика, изображенного на рис. 4, видно, что с одной стороны величина τ_c непостоянна, а с другой — принимает как положительные, так и отрицательные значения. Можно утверждать, что гидравлическая связь между озером и изучаемым водоносным горизонтом отсутствует, что подтверждает также первую гипотезу, предложенную выше в части сравнения лимнографических и пьезометрических данных (рис. 3).

В апреле 1995 года по территории Республики Армения производилось опробование подземных вод для анализа стабильных изотопов (O^{18}—H^2, 17 проб). Анализы производились во Франции (Университет Авиньона). Анализы O^{18} дают следующие значения δ‰vsSMOW: для подземных вод — между —10,96 и —13,52 (—13,52 в скважине Карчахпюр). Эти значения сравнительно однородны, независимо от присутствия или отсутствия поверхностных вод; для озера — 2,76. Обеднение O^{18} в скважине, каптирующей напорный горизонт, явно указывает на разницу между этими и озерными водами, что и говорит об отсутствии смешивания вод, а значит и об отсутствии гидравлических связей между поверхностными водами (озеро) и каптированным горизонтом.

Влияние атмосферного давления

Начиная с работ Жакоба [2], Пекка [29], Кинга [24], барометрическое влияние на водные горизонты было хорошо известно, в частности, как на полунапорные [12] и напорные горизонты [15; 25]. Не приводя здесь теоретического объяснения этого, необходимо только отметить, что повышение значения атмосферного давления приводит к понижению пьезометрического уровня в скважинах и наоборот. Соотношение между колебанием уровня воды в скважине ($\Delta h = h_1 - h_2$) и колебанием атмосферного давления (ΔP_a — отнесенные к метру воды) представляет собой барометрическую эффективность (E. B.), значения которой колеблются между 0,20—0,75 [22]. Нами вычислялись значения E. B. для различных пьезометрических отрезков, не находящихся под влиянием внешнего питания (период пьезометрического спада). Взяв наилучшее значение (наивысшее значение коэффициента корреляции) E. B., можно вычислить теоретическую и остаточную пьезометрические кривые, которые затем сравниваются с реальной пьезометрической кривой. По этим результатам, с одной стороны можно характеризовать барометрические эффекты, а с другой — уточнять степень напорности изучаемого водоносного горизонта

Обработка данных Карчахпюрской скважины показывает, что полученное по наилучшим коэффициентам корреляции значение E. B.

(рис. 5) описывает пьезометрическую остаточную кривую, совпадающую по своей форме, но не всегда по амплитуде с реальными пьезометрическими кривыми (рис. 6). Это значит, что влияние атмосферного давления на изучаемый водоносный горизонт реально, но спровоцированные им колебания уровня воды не превосходят 2 *см*. Таким образом еще раз подтверждается, что изучаемый водоносный горизонт явно имеет характеристику напорной среды.

Влияние земных приливов и отливов

Это влияние зависит от положения небесных тел, главнейшим из которых является Луна в связи со своим циклическим вращением вокруг Земли [34; 14]. Учет этого влияния на водоносные горизонты в настоящее время осуществляется с помощью либо спектрального анализа [26], либо гармонического анализа, использующего преобразование Фурье [35; 32].

В Армении и во Франции одновременно были разработаны два новых подхода для обработки пьезометрических данных, которые также основаны на преобразовании Фурье: программа FIPAC во Франции и программа POLYGRAF в Армении. Эти программы различаются друг от друга статистическим развитием. Описание одной из этих программ, с примером практического применения, было опубликовано недавно [20]. Обе программы характеризуются следующей очередностью действий:

Исходная пьезометрия—преобразование Фурье—фильтрация—обратное, быстрое преобразование Фурье—отфильтрованная пьезометрия.

Соотношение между входным сигналом, из которого было удалено влияние атмосферного давления, и выходным сигналом, отфильтрованным от влияния земных приливов и отливов (рис. 7), выявляет две пьезометрические аномалии при обработке программой FIPAC (рис. 7А). Те же аномалии, в тот же период выявляются и при обработке программой POLYGRAF (рис. 7В). То есть обе программы дают один и тот же результат, но с различными амплитудами сигналов, причиной чего является различие в статистических расчетах, применяемых в обеих программах, что зависит только от их собственного языка программирования.

Пьезометрические аномалии и сейсмическая активность

После удаления из пьезометрических аномалий факторов, связанных с влиянием водной среды озера, атмосферного давления и приливных колебаний, было произведено сопоставление отфильтрованных данных с выборкой землетрясений из каталога землетрясений, полученного от НССЗ РА.

Анализ полученных от сопоставления результатов показал наличие нескольких аномалий, которые могут иметь сейсмогенную природу (рис 9, 10).

Что касается первой аномалии, которая отмечалась 15.05.1991г. (рис. 7), то она приходится на период пьезометрического подъема воды (рис. 2). Поэтому трудно однозначно определить ее происхождение ,т к. нами еще не проанализирована зависимость пьезометрии от осадков и ,следовательно, не определен метод учета влияния питания горизонта от атмосферных осадков.

Вторая аномалия представляет гораздо больший интерес (рис. 7).

так как она отмечается в период пьезометрического спада горизонта (рис. 2), а значит, независима от функции питания.

Для интерпретации этой информации была осуществлена пространственная выборка землетрясений, при которой принимались в расчет их координаты, время события и положение эпицентров относительно Карчахпюрской скважины (рис. 8). Одно из землетрясений классом 8,5 произошло в зоне Памбак-Севанского разлома у Артанишского полуострова (с. Шоржа), именно в момент (05.09.1992), когда была зафиксирована пьезометрическая аномалия на Карчахпюрской скважине (рис. 7 и 8).

Сопоставление обработанного выходного сигнала с почасовым шагом измерений (рис. 9A), исходной пьезометрией (рис. 9B) и сейсмическими данными (рис. 9C) показывает, что микросейсм от 05.09.1992г., по всей вероятности, является причиной моментального изменения пьезометрической кривой в период спада (рис. 9B). Это изменение слабое, но и землетрясение также слабое.

При более подробном сопоставлении данных пьезометрии и сейсмичности с учетом почасового шага измерений и точного времени микросейсма (20 *ч.* 43 *мин.* GMT) видно, что в этот период фиксируются два маленьких пьезометрических подъема (рис 10): один приблизительно за 18 часов, второй—спустя 3 часа. Второй подъем по времени совпадает с землетрясением 06.09.1992г. (табл. 1), однако в связи с большой удаленностью эпицентра от скважины и низким классом их генетическая взаимосвязь маловероятна. Более вероятно, что оба этих подъема связаны с одним и тем же событием, а именно с землетрясением, происшедшим в зоне Памбак-Севанского активного разлома 05.09.1992г., однако остается неясным механизм воздействия на пьезометрию.

Таблица 1.

Выборка из регионального сейсмического каталога (НССЗ РА)

A	B	C	D
31/08/92	39°00′	44°00′	4.8
95/09/92	40°34′	45°17′	8.5
06/09/92	41°21′	43°31′	9.0
14/09/92	38°31′	45°00′	8.5
18/09/92	39°33′	46°00′	7.7
24/09/92	41°20′	46°00′	8.3
26/09/92	40°22′	46°17′	8.3
28/09/92	40°24′	44°51′	9.2

A—дата землетрясения; B—географическая широта; C—географическая долгота; D—выделенная сейсмическая энергия.

Выводы

В поисках связей между сейсмической активностью и водоносными горизонтами, как первоначальные условия, необходимо четкое определение пьезометрических сигналов и степени напорности изучаемых горизонтов.

В примере который был проанализирован выше, выделенная энергия микросейсма была слабой (K—8.5), однако вполне вероятно, что именно он спровоцировал небольшую деформацию (или деформации) пьезометрического сигнала изучаемого напорного горизонта. Заметим, что эта причинно-следственная связь наблюдалась на расстоянии около 40 *км*.

Метод анализа, предлагаемый в этой статье, кажется нам перспективным и заслуживает применения в других случаях, особенно в ситуациях с отсутствием подробных исходных данных или когда необходим быстрый анализ ситуации (например, при сейсмопрогностической оценке).

Необходимо только, чтобы идентификация гидравлических колебаний, как результата сейсмической активности региона, непременно основывалась на углубленных знаниях тектонического и сейсмотектонического контекстов в разных масштабах, что в настоящее время и находится в процессе осуществления в Армении, в частности, в бассейне озера Севан.

Исследование проведено в рамках Французско-Армянской Программы Интернациональной Научной Кооперации (ПИНК—PICS 1996—1998 гг.), финансируемой Французским Национальным Центром Научных Исследований (НЦНИ—CNRS).

ՍՏՈՐԳԵՏՆՅԱ ԱՆՇՈՒՄՆԱՅԻՆ ՋՐԱՅԻՆ ՀՈՐԻԶՈՆԻ ՊԻԵԶՈՄԵՏՐԻԿ ՎԱՐՔԱԳԻԾԸ ՍԵՅՍՄՈԱԿՏԻՎ ՇՐՋԱՆՆԵՐՈՒՄ. ՍԵՎԱՆԱ ԼՃԻ ՕՐԻՆԱԿՈՎ (ՀԱՅԱՍՏԱՆ)

Ժան Կլոդ Գրիո, Ա. Ա. Բոդոյան

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հայաստանի տարածքի սեյսմիկ ակտիվության հետ կապված պիեզոմետրիկ անոմալիաների բացահայտման նպատակով օգտագործվել են մի քանի մոտեցումներ և մեթոդներ. 1) մի պարզ մոդել ուսումնասիրվող ջրային հորիզոնի ճնշումնային աստիճաններ բնութագրելու համար, որում օգտագործվել են ճնշումային հորիզոնի մակարդակի տատանման և Սևանա լճի հաշվեկշռային տվյալները (մուտքի ելքի դեբիտները, լիմնագրաֆիան), 2) իզոտոպային տվյալների վերլուծություն (O^{18}), 3) մթնոլորտային ճնշման արժեքների տատանման ազդեցության վերացումը ուսումնասիրվող ջրային հորիզոնի պիեզոմետրիայից, 4) երկրային մակընթացությունների ազդեցության վերացումը պիեզոմետրիայից, որի համար օգտագործվել են կոմպյուտերային «POLIGRAF» և FIPAC» ծրագրերը, ստեղծված Հայաստանում և Ֆրանսիայում, և հիմնված են Ֆուրյեի շարքերի վերափոխման վրա. Այս երկու ծրագրերով մշակված տվյալների արդյունքները համեմատվել են միմյանց հետ:

Մեթոդների հերթականությամբ օգտագործումը թույլ տվեց ի հայտ բերել երկու պիեզոմետրիկ անոմալիաներ. առաջինը ի հայտ է գալիս պիեզոմետրիկ մակարդակի բարձրացման ժամանակահատվածում և ներկա իրավիճակում դժվար է նրա ծագմանը որևէ բացատրություն տալ, քանի ոչ դեռևս չի վերլուծվել և վերացվել մթնոլորտային տեղումների ազդեցությունը ջրային հորիզոնի սնման վրա, երկրորդը ի հայտ է գալիս պիեզոմետրիկ մակարդակի անկման հատվածում (այսինքն, մթնոլորտային տեղումների ազդեցության բացակայության դեպքում ջրային հորիզոնի սնման վրա): Հետևաբար այն կարելի է համեմատել շրջանի սեյսմիկ ակտիվության հետ: Մեծ հավանականությամբ $K = 8,5$ էներգետիկ կլասով երկրաշարժը հանդիսանում է պիեզոմետրիայի վարկենական փոփոխության (անոմալիա) պատճառը:

PIEZOMETRIC BEHAVIOR OF CONFINING HORIZON IN SEISMICALLY ACTIVE ZONES: ON THE EXAMPLE OF LAKE SEVAN (ARMENIA)

Jean Clodt Griot, A. A. Bodoyan

Abstract

Piezometric measurements aimed to reveal the relations between piezometry and seismic activity of the region were carried out for 7 years in hydrodynamic wells drilled in Lake Sevan's basin and extracting groundwater from deeper confining horizons. The obtained data were processed using various methods and this allowed to find out piezometric anomalies and to correlate them with the region's microseisms.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Амарян В. М., Костян М. А., Харазян К. П.** и др. Геология Севана. Ереван: Геол. журнал, 3, 1994. с. 94—121, Армения.
2. **Вегуни В. Т. и Манукян С. А.** Гидрогеология бассейна озера Севан (на армянском). Журнал Гидроэнергетика. 1968 11, с. 18—27.
3. **Горшков С. П.** Региональная сейсмотектоника южной части СССР, альпийская зона. Москва; Наука, 1984. 356 с.
4. **Игумнов В. А., Степанян З. Г.** Гидрохимический аспект подземных вод во время Спитакского землетрясения (Армения).—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1989, 42(3), с. 24—34.
5. **Караханян А. С., Аракелян А. Р., Товмасян А. К.** Активная тектоника и сейсмотектоника бассейна озера Севан. В кн.: Геология Севана, Ереван: Изд. НАН РА, 1995, с. 122—127.
6. **Караханян А. С.,** Карта сейсмотектоники и активных разломов Армянского нагорья масштаба 1:1000000 и 1:200000. Ереван: Фонды ИГН НАН РА. 1995.
7. **Милановский Е. Е.** Неотектоника Кавказа. М.: Недра, 1968, 484 с.
8. **Мкртчян В. А., Аветисян В. А. Вегуни В. Т.** Гидрогеологическая карта Армении масштаба 1:66000. Министерство образования, Академия Наук Армении. 1973.
9. **Шебалин В. Т., Борисов Б. А.** Землетрясение Спитака. Журнал Природа, 1989 4, с. 69—73.
10. **Balassanian S. U., Karakhanian A. S. & Arakelian A. R.** 1993. The high seismic risk on the territory of Armenia and bordering states. Raporet Nation. Survey of Seismic Prot., Yerevan. 104 p.
11. **Barabanov V. L.** 1994. Hydrogeologic monitoring in the epicentral zone of the Racha earthquake. Izvestia Russian Acad. of Sci., Physics of the Solid Earth, english Translation, vol. 29. 3, p. 76—87.
12. **Besdes M.** 1969. L'effet barometrique dans les puits en relation avec le coefficient d'emmagasinement et l'etancheite du toit des nappes captives. Bull. BRGM, France. 2 eme Serie, Section III, 2, p. 76—87.
13. **Bodoian A.** 1995. Methodes d'approche du comportement piezometrique des nappes en zone sismique: cas du bassin du lac Sevan (Armenie). DEA TGGH option Hydrogeol. Univ. Montpellier II, France, 35 p., 12 fig., 37 graph.
14. **Bredehoeft J. D.** 1967. Response of well-aquifer systems to earth tides. J. Geophys. Res., 12 (12), p. 3075—3087.
15. **Collet T. et Drogue C.** 1987. Effet barometrique sur les niveaux piezometriques des forages de Chassolle (France). Geol. de la France, 4, p. 103—108.
16. **Cook J. M., Edmunds W. M. & Robins N. S.** 1991. Groundwater contribution to an acid upland lake (Loch Fleet, Scotland) and the possibilities for amelioration. J. of Hydrology, 125, p. 111—128.
17. **Dzhibladze E. A.** 1993. «Deep» earthquake foci in the Caucasus. Isv. Earth. Phys., 21, p. 57—66.
18. **Falconer R. A., George D. G. & Hall P.** 1991. Three-dimentinal numerical modelling of wind-driven circulation in a shallow homogeneous lake. J. of Hydrology, 124, p. 59—79.
19. **Gelis de, E.** 1956. Elements d'hydraulique souterraine. Notes et mem. du Serv. geol. du Maroc, Rabat, 136, p. 7—84.
20. **Grillot J. C., Le Clezio, M. et Bodoian A.** 1995. Filtrages piezometriques preliminaires a l'analyse du comportement des eaux souterraines lors des crises sismiques: exemple dans le petit Caucase. J. of Hydrology, 40 (5), p. 647—662.

21. Hoang-Trong, P. et Yin, J. 1995. Les difficultes de la prediction sismique, sont-elles dues a l'absence de signes precurseurs, a la Lacuned instrumentation ou au mauvais choix des lieux? C. R. Acad. Sci., Paris, 320, Serie II a, p. 85—94.
22. Jacob, C. E. 1940. On the flow of water in an elastic artesian aquifer. Trans. Amer. Geophys. AGU 2, 21, p. 574—586.
23. King, C. Y., Basler, D., Presser, T. S. & al. 1994. In search of earthquake-related hydrologic and chemical change along Hayward fault. Appl. Geochem., 9, p. 83—91.
24. King, F. H. 1989. Princnples and conditions of the movements of groundwater. U. S. Geol. Surv., 19th Ann. Rep., II, p. 59—294.
25. Lyubushin Jr., A. & Malugin, V. A. 1994. Statistical analysis of water table response to atmospheric pressure variations. Izvestiya Russian Acad. of Sci., Physics of the Solid Earth, english translation, vol. 29, 12, p. 1101—1107.
26. Marsaud, B., Maugin, A. et Bel, F. 1993. Estimation des caracteristiques physiques d'aquiferes profonds a partir de l'incidence barometrique et des marees terrestres. J. of Hydrology, 144, p. 85—100.
27. Merifield, P. M. & Lamar, D. L. 1981. Anomalous water-level changes and possible relation with earthquakes. Geophys. Res. Letters, 8, 5, p. 437—440.
28. Muir-Wood, R. & King, C. P. 1993. Hydrological signatures of earthquake strain. J. Geophys. Res., 98, B12, p. 22.035—22.068.
29. Peck, A. J. 1960. The water tables affected by the atmospheric pessure. J. Geophys. Res., 65, p. 23.83—23.88.
30. Philip,, H., Cisternas, A., Gvishiani, A. & al. 1992. The armenian earthquake of December 7, 1988: faulting and folding, neotectonics and paleoseismicity. Geophys. J. Int., 3, p. 19—37.
31. Rebai, S., Philip, H., Dorbath, L., Borissov, B. & al. 1993. Active tectonics in the lesser Caucasus: existence of compressiv and extentional structures. Tectonics, 12, 5, p. 1089—1114.
32. Rhoads, G. & Robinson, E. S. 1979. Determination of aquifer parameters from well tides. J. Geophys. Res., 84, 11, p. 6071—6082.
33. Rikitake, T. 1978. Classification of earthquake precursors. Tectonophysics, 54, p. 293—309.
34. Robinson, E. S. & Bell, R. T. 1971. Tides in confined well aquifer systems. J. Geophys. Res., 76, p. 1957—1969.
35. Robinson, T. W. 1939. Earth-tides shown by fluctuations of water-level in wells in New Mexico and Iowa. Trans. Amer. Geophys. AGU 20, p. 656—666.
36. Roeloffs, E. Schulz-Burford, S., Riley, F. S. & Records, A. W. 1989. Hydrologic effect on water-level changes associated with episodic fault creep near Parkfield, California. J. Geophys. Res., 94, p. 12.387—12.402.
37. Rojstaczer, S. & Wolf, S. 1992. Permeability changes associated with large earthquakes: example from Loma Prieta, California. Geology, 20, p. 211—214.
38. Sacks, L. A., Herman, J. S., Konikow, L. F. and Vela, A. L. 1992. Seasonal dynamics of ground water-lake interaction at Donana National Park, Spain. J. of Hydrology, 136, p. 123—154.
39. Theis, C. V. 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. Trans. Amer. Geophys. Union, 16, 520 p.
40. Todd, D. K. 1959. Groundwater hydrology. John Wiley Ed., New-York, USA, 336 p.
41. Tuinzaad, H. 1954. Influance of the atmospheric pressure in the head of artesian water and phreatic water. Ass. Int. Hydrology Sci., Ass. gener. de Rome, II, p. 32—37.
42. Vorhis, R. C. 1995. Interpretation of hydrolic data resulting from earthquakes. Geol. Rundschau, 33, p. 47—52.
43. Voytov, G. I. 1994. Chemical and Isotopic instabilities of underground water/gas systems in the source zone of the April 29, 1991, Racha earthquake. Izvestiya Russian Acad. of Sci., Physics of the Solid Earth, english Translation, vol. 29, p. 286—291.
44. Wang, C. 1985. Groundwater studies for earthquake prediction in China. Pure Applied Geophys., 122, p. 215—217.

Известия НАН РА. Науки о Земле. 1997. L. №1—2. 89—93

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ ПАРАМЕТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

© 1997 г. А. М. Аветисян, А. Г. Манукян, Р. Х. Матевосян

Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА
377515 Гюмри, ул. Ленинградян, 5, Республика Армения
Поступила в редакцию 29.02.96.

Рассматривается задача определения параметров землетрясений на территории Республики Армения. Для решения поставленной задачи используется метод наименьших квадратов. Полученная в результате линеаризации задачи система уравнений относится к числу плохо обусловленных, поэтому регуляризованные решения находятся с помощью итерационного метода Гаусса-Ньютона.

В результате обработки данных ряда зарегистрированных сейсмическими станциями региона землетрясений определены координаты гипоцентров, времени в очаге и скорости сейсмических волн с оценками точности их определения.

Процесс подготовки и возникновения землетрясений тесно связан с внутренним строением Земли, в которой распространяются порождаемые землетрясением сейсмические волны. Изучение внутреннего строения Земли предполагает знание координат источника сейсмических волн. А для большинства методов определения координат очага землетрясений необходимо знание теоретического времени распространения волн. Допускаемая двойная ошибка (одна в отношении источника, другая в отношении среды) может привести к согласующимся с наблюдениями результатам [3, 4].

С целью увеличения точности определения параметров землетрясений возникает вопрос совершенствования методов их решения, что составляет важную проблему на протяжении всего периода инструментальной сейсмической регистрации в любом регионе.

Преимущества аналитического метода решения проблемы для территории РА показаны в работе [2]. Результаты в целом свидетельствуют о необходимости перехода от ручной к машинной обработке с целью повышения точности определения координат землетрясений.

С другой стороны, при решении одной и той же задачи существуют различные алгоритмы, которые дают вовсе не одинаковые результаты, поэтому очень важно получить оценку точности определения каждого отдельного параметра.

Постановка и алгоритм решения задачи изложены в работе [1], сущность которых заключается в следующем: для определения основных параметров землетрясений РА используются моменты вступлений прямых сейсмических волн p и s. Задача решается путем минимизации суммы квадратов невязок теоретических T и наблюденных t времен пробега сейсмических волн.

Пусть k-ое землетрясение с координатами очага $X(\varphi_k, \lambda_k, h_k)$ зарегистрировано n сейсмическими станциями с координатами $y(\varphi_i, \lambda_i)$; $i=\overline{1, n}$. Условные уравнения, связывающие измеренные и теоретические времена вступлений, имеют вид:

$$t_i = T(x_k, y_i) + \varepsilon_i; \quad i=\overline{1, n}, \tag{1}$$

где t_0 время возникновения k-го землетрясения.

Разница между измеренным и теоретическим временем вступления обычно носит случайный характер, то есть

$$E\varepsilon_i = 0, \quad E\varepsilon_i^2 \varepsilon_k = \sigma_i \delta_{ik}, \quad \sigma_i = \sigma(T_i). \tag{2}$$

Для решения задачи (1)—(2) обычно используется оценка метода наименьших квадратов [2, 3]:

$$\hat{x} = \arg\min Q(x), \qquad Q(x) = \sum_{i=1}^{n} [\sigma^2 |t - T(x_k, y)|^2.$$

Как известно, выражающие связь геофизических наблюдений с параметрами среды уравнения оказываются, чаще всего, нелинейными Разложив функцию $T(x_k, y)$ в ряд Тейлора до членов первого порядка, получим систему линейных уравнений

$$Ax = b, \qquad (3)$$

где x-вектор приращений параметров среды, A-матрица частных производных функции $T(x_k, y)$, b-вектор разностей между наблюденными и расчетными данными, полученными для начальной модели среды.

Исходные данные системы (3) известны приближенно и поэтому рассматриваемая задача относится к некорректно поставленным геофизическим задачам [5]. Регуляризованное решение задачи получается применением модифицированного метода Гаусса-Ньютона

$$x_{n+1}^{\alpha} = x_n^{\alpha} - (AA^* + \beta_n B)^{-1} A^* (Ax_n^{\alpha} - b),$$

где A—оператор, сопряженный с оператором A, B—линейный самосопряженный, положительно определенный оператор.

Для оценки точности решения системы (3) вычисляются средние квадратические ошибки единицы веса и средние квадратические ошибки

$$P_i = \frac{D}{D_i}, \qquad r_i = \frac{r_0}{\sqrt{P_i}},$$

где D—определитель матрицы A, D_i —алгебраические дополнения определителя D.

На каждом шаге итерации проверяется условие

$$\Delta t_i \leqslant 3P_i. \qquad (4)$$

Если оно не выполняется, то соответствующей станции присваивается нулевой вес и задача решается заново.

Начальные приближения для итерации задаются следующим образом. Значения времени в очаге определяются по формуле

$$t = t - \frac{7}{3}(\bar{t_s} - \bar{t_p}), \qquad (5)$$

где $\bar{t_s}$ и $\bar{t_p}$—моменты вступления прямых и поперечных волн, зарегистрированных на одной из ближайших станций. Начальные значения скорости и глубины очага определяются как средние значения для региона PA: $V = 6{,}4$ *км/сек* и $H = 10$ *км*. Значения φ_0 и λ_0 вычисляются по начальным значениям V_0 и t_0.

Решение задачи на ЭВМ осуществляется при двух значениях признака: ПР=0 и ПР=1, что соответствует нахождению оптимального решения по минимуму функционалов

$$F_1 = \sum_{i=1}^{n} t_i^2 \quad F_2 = \sum_{i=1}^{n} x^2.$$

Функционал F_1 соответствует времени пробега сейсмической волны, а F_2—среднеквадратической ошибке решения

Таблица 1

Результаты обработки данных некоторых замлетрясений

Дата зем-нии	t_p^-	t_s^-	a_0	β	Пр		t_0	V_0	φ_0	λ_0	h_0
11.03.73	20.8	26.4	2E+7	0,99	0	По кат	13.30	—	41.37	44.03	10.00
Богдановка, Бакурнани, Степанаван, Ереван, Гори, Они, Зугдиди, Цебелда, Лагодехи, Кировабад, Тбилиси, Хашури						Решение	13.33	6.40	41.27	43.92	10.00
						Вер хар	0.0005	0.0005	0.0004	0.0004	0.0001
25.02.78	26.0	30.5	2E+6	0,9	0	По кат.	20.10	—	40.20	44.40	—
Сочи, Кармракар, Ереван, Варденис, Степанаван, Тбилиси, Ленинакан, Лагодехи, Горис, Пятигорск Они, Шеки						Решение	20.00	6.44	40.09	44.39	10.02
						Вер хар	0.0076	0.0076	0.0006	0.0007	0.0008
17.03.93	44.0	66.0	1E+5	0,99	0	По кат.	15.60	—	38.47	44.83	—
Горис, Степанаван, Мецамор, Ереван, Варденис, Арарат, Иджеван						Решение	14.66	6.42	38.37	45.68	9.94
						Вер хар.	0.0180	0.0180	0.0008	0.0023	0.0183
07.01.93	85.3	105.0	2E+7	0,93	0	По кат	59.00	—	40.20	42.20	—
Ахалкалаки, Ленинакан, Бавра, Горис, Ереван, Степанаван, Арарат, Гарни, Паракар, Тбилиси, Варденис						Решение	59.03	6.45	40.16	41.89	10.00
						Вер хар.	0.0801	0.0787	0.0021	0.0009	0.0806
27.06.73	37.0	42.0	2E+6	0,90	1	По кат.	30.20	—	41.10	43.90	10.00
Ленинакан, Степанаван, Ахалкалаки, Бакурнани, Кировабад, Гегечкори, Махачкала, Они, Тбилиси, Лагодехи						Решение	30.34	6.45	41.03	43.83	10.05
						Вер. хар.	0.217	0.214	0.006	0.007	0.021
02.03.93	67.0	80.8	8E+5	0,96	0	По кат.	47.50	—	38.70	45.60	—
Горис, Варденис, Ереван, Степанаван, Ленинакан						Решение	48.60	6.46	38.65	45.30	10.00
						Вер. хар	0.022	0.021	0.001	0.002	0.022
20.03.93	66.2	72.0	2E+6	0,8	1	По кат.	57.60	—	41.27	44.05	—
Бавра, Степанаван, Ленинакан, Ереван, Варденис, Горис, Арарат, Ахалкалаки, Тбилиси						Решение	58.48	6.20	41.33	44.00	9.95
						Вер. хар.	0.210	0.177	0.001	0.001	0.241
27.01.93	28.0	46.0	2E+4	0,9	1	По кат.	4.00	—	38.50	45.20	20.00
Горис, Арарат, Ереван, Варденис, Степанаван, Тбилиси						Решение	4.02	8.04	38.03	45.39	10.02
						Вер. хар	0.151	0.149	0.001	0.003	0.151
05.03.93	65.0	83.0	1E+6	0,8	0	По кат.	39.90	—	38.32	45.65	—
Горис, Степанаван, Мецамор, Ереван, Варденис, Арарат						Решение	41.00	6.42	38.39	45.83	10.00
						Вер. хар.	0.033	0.032	0.001	0.002	0.033
01.01.93	57.5	62.6	2E+5	0,9	0	По кат	49.80	—	39.83	45.10	20.00
Арарат, Варденис, Степанаван, Ереван, Мецамор, Иджеван, Горис, Каджаран, Тбилиси						Решение	50.70	6.40	39.97	45.19	10.00
						Вер хар.	0.006	0.006	0.001	0.001	0.006
09.01.93	39.6	43.6	2E+3	0,99	1	По кат	35.90	—	40.30	45.90	—
Бавра, Степанаван, Каджаран, Ереван, Варденис, Горис, Тбилиси						Решение	34.38	6.01	40.37	45.97	10.05
						Вер. хар.	0.069	0.067	0.001	0.001	0.069
10.01.93	36.0	42.0	8E+2	0,5	1	По кат.	27.60	—	39.50	45.57	—
Иджеван, Степанаван, Ленинакан, Ереван, Варденис, Горис, Арарат, Ахалкалаки, Тбилиси, Каджаран						Решение	27.55	7.00	39.50	45.66	9.99
						Вер. хар.	0.689	0.351	0.001	0.001	0.99

Оптимальное решение выбирается по минимуму соответствующих значений ошибок.

Параметр регуляризации на каждом шаге определяется соотношением

$$\alpha_{i0} = \alpha_i \beta, \quad i = 0, 1, 2, \ldots,$$

Нулевые значения параметров регуляризации α_0 и β для различных задач различные Они уточняются методом подбора.

Результаты определения основных параметров ряда землетрясений приведены в таблице 1.

В левую часть таблицы входят дата землетрясения, названия сейсмических станций, значения времен t_i и t_{i0}, параметров α_0 и β, а также признака ПР. В правую часть входят значения параметров t_0, γ_0, φ_0, λ_0, h_0 по каталогу, полученные по программе их решения, и соответствующие оценки точности .

После анализа полученных результатов приходим к следующим выводам.

1. Параметры φ и λ эпицентра землетрясений по сравнению с другими определяются с высокой точностью.

2. Глубины очагов землетрясений по наблюдениям региональной сети пока не находят надлежащего решения. Поэтому возникает вопрос необходимости разработки более совершенных алгоритмов, позволяющих существенно улучшить сеть сейсмического наблюдения.

3. Время в очаге определяется более надежно. Поэтому, не осложняя алгоритм решения задачи, в большинстве случаев можно вычисление ее значений произвести по формуле (5)

4. Точность определения значений скоростей сейсмических волн в разных районах региона довольно различаются. Поэтому, учитывая сейсмические особенности района, необходимо заново и более точно решить задачу распределения скоростей сейсмических волн.

5. Несмотря на полувековую историю методики определения основных параметров землетрясений, задача для каждого отдельного землетрясения имеет индивидуальный, довольно сложный характер. Оценка погрешностей позволяет решить вопрос эффективности сейсмической сети как в целом, так и учитывая влияния наблюдений отдельных станций на точность определяемых значений параметров землетрясений в разных районах региона.

ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ՊԱՐԱՄԵՏՐԵՐԻ ՈՐՈՇՈՒՄԸ

Ա. Մ. Ավետիսյան, Ա. Գ. Մանուկյան, Ռ. Հ. Մաթևոսյան

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Դիտարկվում է երկրաշարժերի հիմնական պարամետրերի որոշման խնդիրը, որի լուծման համար օգտագործվում է փոքրագույն քառակուսիների մեթոդը։ Կիրառելով գծայնացման մեթոդը՝ ստացվում է հավասարումների համակարգ, որը պատկանում է վատ ապահովված երկրաֆիզիկական խնդիրների դասին։ Համակարգի ռեգուլյարիզացված լուծումները գտնելու համար օգտագործվում է Գաուս-Նյուտոնի իտերացիոն մեթոդը։

Նշված մեթոդով մշակված են մի շարք երկրաշարժերի տվյալներ, որոնց համար որոշված են օջախի ժամանակը, կոորդինատները և անչափ այիբի արագությունը։ Յուրաքանչյուրի ճշտության աստիճանի գնահատականով են կետային հուսալի տվյալների դեպքում առաջարկված ալգորիթմը տալիս է բավականին լավ արդյունքներ։

DETERMINATION OF EARTHQUAKE'S BASIC PARAMETERS

A. M. Avetisyan, A. G. Manoukyan, R. Kh Matevosyan

Abstract

A problem for determination of an earthquake's parameters in the territory of Armenia is considered. The method of least squtres is used in solving of this problem. The set of equations obtained in the result of the problem linearization is an ill-conditioned one that is why solutions were found by means of the Gauss-Newton iteration method.

The processing of data of a series of earthquakes recorded at the seismic stations located in the region allowed to determine hypocenters' coordinates, time in focus and seismic waves' velocities together with the estimates of corresponding accuracy.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Аветисян А. М., Манукян А. Г.** Метод одновременного определения координат гипоцентров землетрясений, времени в очаге и скоростей сейсмических волн.— ДАН АрмССР, 1989, т. 88, № 5, с. 208—211.
2. **Аветисян А. М., Оганесян Н. В.** Сравнение результатов определения координат модельных землетрясений при ручном и машинном методах обработки.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, № 1, с. 71—75.
3. **Белобородов В. Б.** Интерактивная система статистического анализа сети сейсмических станций на персональной ЭВМ. Препринт № 947. Новосибирск, 1992, с. 3—7.
4. **Голенецкий С. Н., Перевалова Г. И.** Результаты определения гипоцентров землетрясений Байкальской зоны на ЭВМ и проблема оценки погрешностей. В кн.: Сейсмотектоника и сейсмичность района строительства БАМ. М.: Наука 1980, с. 101—112.
5. **Тихонов А. Н., Арсенин В. Я.** Методы решения некорректных задач. М.: 1974, 224 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, L, №1—2, 94—98

АНАЛИЗ МИКРОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДАННЫХ ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1988 Г. И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

© 1997 г. **А. В. Авагян**

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 10.02.97

В работе приводятся и анализируются микротектонические данные из очаговой зоны Спитакского землетрясения 1988 г. и центральной части территории Республики Армения, с целью выяснения ориентировки полей палеотектонических напряжений, в том числе на основе компьютерной обработки. Эти исследования подтвердили, что региональная направленность палеосжатия близмеридиональна, а отклонения главным образом объясняются близостью к зонам активных разломов, служащих границами геодинамически подвижных блоков.

Микротектонические исследования проводились в рамках совместных работ между Институтом геологических наук НАНА и Университетом Монпелье II (Франция). Полевые исследования проводили Ф. Акто, В. Леонарди, С. Пистр (Франция) и А. Авагян (Армения). Исследовались тектонические деформации в масштабе от нескольких миллиметров до нескольких метров: микроразломы, микротрещины и т. д. Они были измерены в 9-и пунктах в очаговой зоне Спитакского землетрясения, в 6-и пунктах в Араратской котловине, а также в 6-и пунктах в зоне Гарнийского разлома.

На тектонической схеме (рис. 1) и в таблице 1 показаны местонахождения пунктов измерений (географическое название местности, координаты, геологический возраст и тип пород).

Таблица 1

Станции	Пункты замеров	Координаты	Геологический возраст	Породы
1	2	3	4	5
4	Гарнийский разлом	$\varphi = 40°20'20''$ $\lambda = 44°39'$	плиоцен-четвертичный	риолит обсидиан
5	Гарнийский разлом	$\varphi = 40°20'$ $\lambda = 44°38'50''$	плиоцен-четвертичный	риолит, обсидиан
6	Араратская котловина	$\varphi = 40°13'$ $\lambda = 44°33'30''$	поздне-четвертичный	базальт
7	Араратская котловина	$\varphi = 39°53'$ $\lambda = 44°34'30''$	верхний девон, нижний карбон	известняк, кварцит
8	Араратская котловина	$\varphi = 39°50'$ $\lambda = 44°41'30''$	верхний девон, нижний карбон	известняк
9	Араратская котловина	$\varphi = 39°54'$ $\lambda = 44°41'30''$	олигоцен	травертин
10	Гарнийский разлом	$\varphi = 40°08'$ $\lambda = 44°44'$	четвертичный	базальт
11	Гарнийский разлом	$\varphi = 40°07'$ $\lambda = 44°44'60''$	четвертичный	базальт

1	2	3	4	5
12	Гарнийский разлом	$\varphi = 40°08'30''$ $\lambda = 44°47'$	четвертичный	базальт
13	Гарнийский разлом	$\varphi = 40°08'30''$ $\lambda = 44°47'$	четвертичный	базальт
14	Араратская котловина	$\varphi = 40°07'30''$ $\lambda = 43°56'$	плиоцен-четвертичный	вулканическая брекчия
15	Араратская котловина	$\varphi = 40°05'$ $\lambda = 44°02'$	четвертичный	базальт
1	Очаговая зона Спитака	$\varphi = 40°49'$ $\lambda = 44°13'$	средний эоцен	туфопесчаник
2.3	Очаговая зона Спитака	$\varphi = 40°51'30''$ $\lambda = 44°14'$	средний эоцен	туфопесчаник
4	Очаговая зона Спитака	$\varphi = 40°50°$ $\lambda = 44°11'$	средний эоцен	туфопесчаник
5	Очаговая зона Спитака	$\varphi = 40°47'20''$ $\lambda = 44°12'$	верхняя юра, нижний мел	туфопесчаник
6	Очаговая зона Спитака	$\varphi = 40°45'20''$ $\lambda = 44°12'$	верхняя юра, нижний мел	туфопесчаник
7	Очаговая зона Спитака	$\varphi = 40°44'$ $\lambda = 44°12'$	верх. плиоцен, -четвертичный	туфопесчаник
8	Очаговая зона Спитака	$\varphi = 40°50'40''$ $\lambda = 44°23'$	средний эоцен	туфопесчаник
9	Очаговая зона Спитака	$\varphi = 40°48'$ $\lambda = 44°29'$	средний эоцен	туфопесчаник

Методы исследований

Для каждого пункта определялись:

а) список измерений (азимут простирания, наклон плоскости разлома, наклон штриховки и кинематика движений), диаграмма соотношений наклонов плоскостей разломов с наклонами штриховок (pandage-pitch), где наклон плоскости (pandage)—это угол падения плоскости разлома, а наклон штриховки (pitch)—это угол между горизонталью и направлением штриховки;

б) стереограмма, полученная с помощью компьютерной программы «Stereogramme» (любезно предоставленной лабораторией тектоники и геофизики Университета Монпелье II, Франция), которая позволяет размещать плоскости разломов на полусфере Шмидта;

в) изображение осей напряжений на нижней полусфере Шмидта, которое получено по методу оптимального напряжения;

г) решение, полученное с помощью компьютерной программы «Файл», созданной А. Этчекопаром (A. Etchecopar), также любезно предоставленной лабораторией тектоники и геофизики Университета Монпелье II (Франция), которая позволяет оценить состояние напряжений для определенного количества микроразломов: ориентации осей напряжений: сжатия, промежуточной и растяжения (σ_1, σ_2, σ_3);

д) изображение на круге Мора, а также гистограмма, показы-

вающая соответствие между реальными и рассчитанными штриховками.

Образцы исследований микротектонических пунктов измерений

Пункты измерений под номерами 4, 5 и 10 (зона Гарнийского разлома) выбраны для демонстрации хода исследований (рис. 1).

Пункт 4: согласно диаграмме наклон-пич большая часть измерений расположена в области сдвига, за исключением двух случаев (измерения 1 и 2). Стереограмма показала, что все микроразломы (кроме 1 и 2) могут существовать в одной и той же кинематической ситуации осей напряжений, что доказывает изображение, полученное по методу оптимальных напряжений (рис. 1, изображения на полусфере Шмидта—4). Это означает, что мы имеем одну тектоническую фазу напряжений.

По изображению круга Мога имеется нормальное соответствие между отношениями $T\sigma$, и разломами, где T—это тангенциальный, а σ_n—нормальный компонент силы, воздействующей на плоскость разлома (надо отметить, что здесь не учтены измерения 1 и 2).

Гистограмма показала, что отклонения между наклонами штриховок дают хорошее решение

Для измерений 1 и 2 можно отметить, что это может быть или следствием ошибок измерений, или отклонением траекторий напряжений. Подобные отклонения могут быть связаны или с активной деформацией, или со структурами, уже существующими, а также с существованием второй тектонической фазы. Последнее мало вероятно по причине малого количества данных, хотя оба микроразлома могут возникнуть при одной и той же ситуации напряжений.

Для этого пункта σ_1 ориентирована горизонтально восток-запад, σ_3—север-юг и σ_2—вертикально (сдвиговой режим).

Пункт 5: мы имеем две тектонические фазы (рис. 1, изображения на полусфере Шмидта—5а, 5б). Для одной фазы σ_1 ориентировано С-20-40°, а σ_2 и σ_3 изменяют ориентацию вокруг σ_1. Это хорошо заметно на изображении, сделанном по методу оптимального напряжения (рис. 1). На решении по программе «Файл» это не видно, однако мы получаем те же результаты, принимая отношение R, которое почти равно 0: согласно принципу Ботта [4]

$$R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3,$$

если

$$R = 0 \to \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 = \sigma_3 = 0 \Rightarrow \sigma_2 = \sigma_3,$$

поэтому здесь определяется одноосевое напряжение.

Для фазы σ_1—вертикальна, σ_2—ориентирована на С-30° и σ_3—С-120° (режим растяжения).

На примере *пункта 10* выделяются 3 группировки микроразломов, которые соответствуют трем тектоническим фазам (рис. 1, изображения на полусфере Шмидта—10а, 10б, 10г). В одном случае σ_2 имеет одну и ту же ориентацию (С-135-175°), а σ_1, σ_3 меняют свои места, в другом случае σ_1 остается постоянной (С-20-35°), а σ_2, σ_3 меняют свои места.

На примере *пунктов 5, 6* могут быть выделены две тектонические фазы, здесь имеется множество случаев, когда при одной и той же ситуации наклона разлома и наклона штриховки, имеются противоположные подвижки.

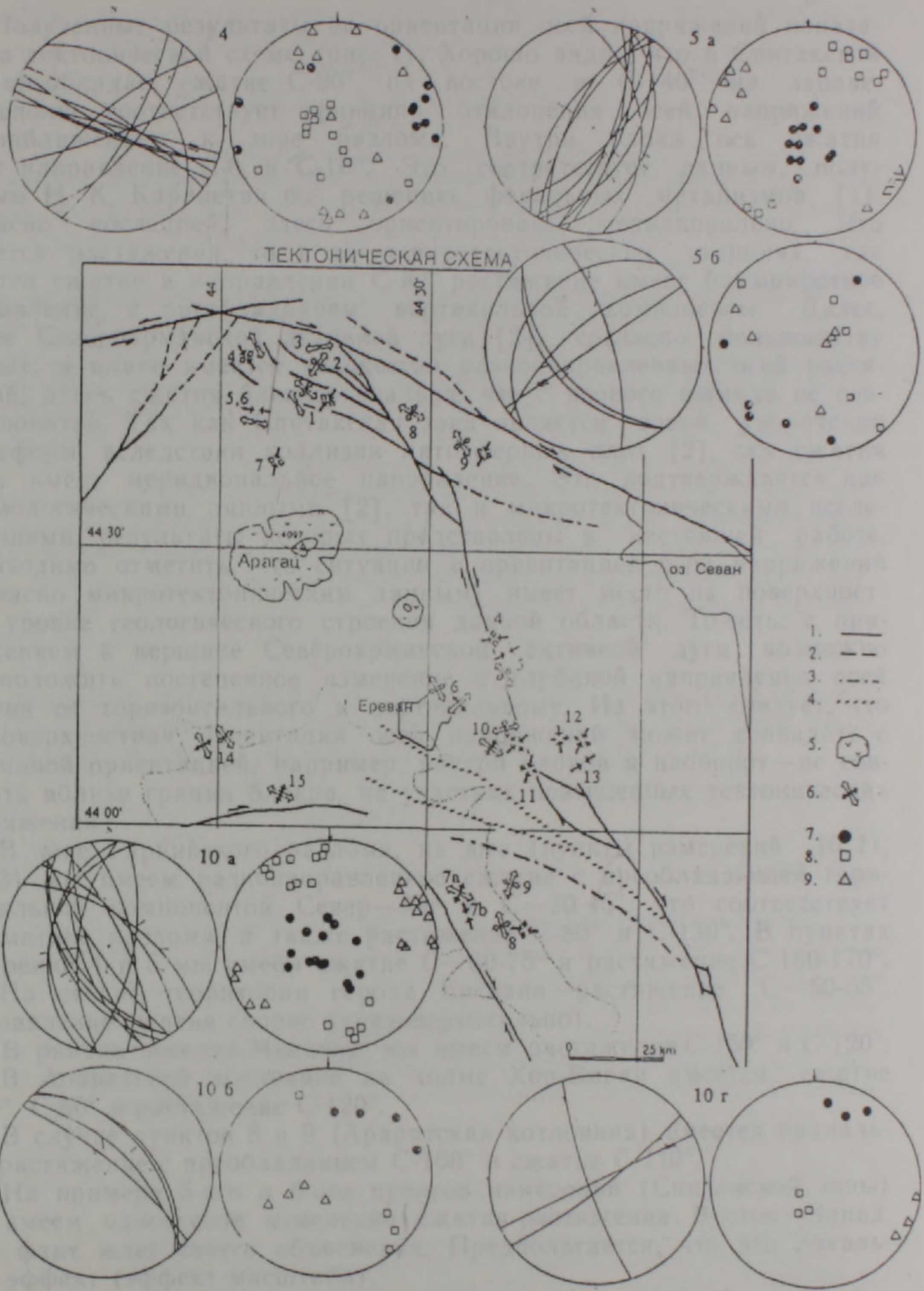


Рис. 1. Тектоническая схема с стереограммами и осями напряжений для пунктов измерений 4, 5, и 10 зоны Гарнийского разлома. Условные обозначения: 1.активные разломы, 2.предполагаемые активные разломы, 3.четвертичные разломы, 4.четвериченые скрытые разломы, 5.крупные вулканы, 6.оси напряжений, 7. σ1, 8. σ2, 9. σ3.

Тектоническая интерпретация данных и заключение

Полученные результаты по ориентации осей напряжений показаны на тектонической схеме (рис. 1). Хорошо видно, что в Спитакской зоне преобладает сжатие С-20° на востоке и С-140° на западе. Это вполне соответствует принципу отклонения осей напряжений с приближением к зоне разлома. Внутри блока ось сжатия имеет направление С-0 и С-10°. Это соответствует данным, полученным Н. К. Карапетян по решению фокальных механизмов [1]. Согласно последней, здесь ориентировано меридионально. Что касается растяжения, то в тех микротектонических станциях, где имеется сжатие в направлении С-Ю, растяжение имеет близширотное направление, с преобладанием вертикальной компоненты. Далее, южнее Североармянской активной дуги [2], согласно большинству данных, в плане имеется множество разнонаправленных осей растяжений, а ось сжатия близвертикальна, что с первого взгляда не совсем понятно. Так как Спитакская зона является зоной укорочения литосферы, вследствии коллизии литосферных плит [2], ось сжатия здесь имеет меридиональное направление. Это подтверждается как сейсмологическими данными [2], так и микротектоническими исследованиями, результаты которых представлены в настоящей работе. Необходимо отметить, что ситуация с ориентацией осей напряжений (согласно микротектоническим данным) имеет место на поверхностном уровне геологического строения данной области. То-есть: с приближением к вершине Североармянской активной дуги возможно предположить постепенное изменение с глубиной направления осей сжатия от горизонтального к вертикальному. Из этого следует, что приповерхностная ориентация осей напряжений может совпадать с глубинной ориентацией, например, внутри блоков и наоборот—не совпадать вблизи границ блоков, на участках повышенных тектонических напряжений.

В зоне Гарнийского разлома, на юге (пункты измерений 10, 11, 12, 13) мы имеем разнонаправленное сжатие с преобладающей горизонтальной компонентой Север—Юг и С—20-45°, что соответствует кинематике разлома, а также растяжение С-80° и С-130°. В пунктах измерений 4 и 5 мы имеем сжатие С—60-75° и растяжение С-160-170°.

На севере территории города Еревана—растяжение С—50-55°. Направление сжатия спорно (квазивертикально).

В районе поселка Мецамор мы имеем растяжение С-150° и С-120°.

В Араратской котловине на холме Хор-Вирап имеется сжатие С-20°, С-60° и растяжение С-120°.

В случае пунктов 8 и 9 (Араратская котловина) имеется радиальное растяжение с преобладанием С-160° и сжатие С-110°.

На примере 5-ого и 6-ого пунктов измерений (Спитакской зоны) мы имеем одноосевое изменение сжатия-растяжения Восток—Запад. Этот факт ждет своего объяснения. Предполагается, что это локальный эффект (эффект масштаба).

Автор приносит свою искреннюю благодарность Ф. Арто, О. Филиппу, Ж. К. Грио, Д. Карбону, Дж. Рицу, В. Леонарди, А. Караханяну за помощь в проделанной работе и в подготовке настоящей статьи.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ՏԱՐԱԾՔԻ ԿԵՆՏՐՈՆԱԿԱՆ ՄԱՍԻ ԵՎ 1988 Թ. ՍՊԻՏԱԿԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ՕՋԱԽԱՅԻՆ ԶՈՆԱՅԻ ՄԻԿՐՈՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ՏՎՅԱԼՆԵՐԻ ԱՆԱԼԻԶ

Ա. Վ. Ավագյան

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Աշխատանքում պալեոտեկտոնական լարվածությունների դաշտի կողմնորոշվածությունը պարզելու համար անալիզի են ենթարկված 22 տարածքի կենտրոնական մասի և 1988 թ. Սպիտակի երկրաշարժի օջախային գոնայի միկրոտեկտոնական տվյալները։ Դաշտային աշխատանքները իրականացվել են Ֆ. Ախտոի, Վ. Լեոնաղդիի, Ս. Պիստոլի (Ֆրանսիա, Մոնպելիե II համալսարան) և Ա. Ավագյանի (22 ԳԱԱ ԵԳԻ) կողմից։ Ուսումնասիրվել են մի քանի միլիմետրից մինչև մի քանի մետր չափսերի տեկտոնական դեֆորմացիաները՝ միկրոխզվածքներ, միկրոճեղքեր և այլն, որոնք չափադրվել են Սպիտակի երկրաշարժի օջախային գոնայի 9 տեղամասերում, Արարատյան գոգավարության 6 տեղամասերում և Գառնու ակտիվ խզման գոնայի 6 տեղամասերում։ Տվյալները նկրինակի կողմից ուսումնասիրվել են մի շարք մեթոդներով, այդ թվում՝ համակարգչային հատուկ ծրագրերի օգնությամբ։ Այդ ուսումնասիրությունները ցույց տվեցին, որ պալեոսեղմման ռեգիոնալ ուղղությունը մերձմիջօրեական է, իսկ շեղումները գլխավորապես բացատրվում են գեոդինամիկորեն շարժուն բլոկների սահմաններ հանդիսացող ակտիվ խզումներին մոտ տեղադրվածությամբ։

ANALYSIS OF MICROTECTONIC DATA OF THE FOCUS ZONE OF THE 1988 SPITAK EARTHQUAKE AND THE CENTRAL PART OF THE TERRITORY OF THE REPUBLIC OF ARMENIA

A. V. Avagyan

Abstract

The paper presents and analyzes the microtectonic data from the focus zone of the 1988 Spitak earthquake and the central part of the territory of the Republic of Armenia, aimed to revealing of the palaeotectonic stress fields' orientations, including application of the computer processing. These investigations confirmed that the regional orientation of palaeocompression is primarily explained by the fact that they were close to active faults zones, which were geodynamically mobile units' boundaries.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Карапетян Н. К.** Сейсмогеодинамика и механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья. Ереван: Изд. АН Армянской ССР, 1990, 261 с.
2. **Arthaud F.**, «Methode de determination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermediaire d'une population de failles». Bull. Soc. Geol., 1969, Fr., 11, pp. 729—737.
3. **Bles J.-L., Feuga B.** «La Fracturation des roches» Orleans: BRGM, 1981, 123.2.
4. **Karakhanian A. S.** «The active faults of the Armenian Apland». Procceding of the Scientific Meeting on Seismic Protection, Venice, 1993, pp. 88—93.
5. **Mercier J., Vergely P.**, «Tectonique». Paris: Dunod, 1992, 214 p.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, L, №1—2, 99—103

ИЗУЧЕНИЕ СМЕЩЕНИЯ ДЕЛЮВИАЛЬНЫХ ЧИНГИЛОВ (КАМЕННЫХ РОССЫПЕЙ) В АРМЕНИИ

© 1997 г. В. Р. Бойнагрян

Ереванский государственный университет, Армения
375049 Ереван, ул. Алека Манукяна, 1, географический ф-т, Республика Армения
Поступила в редакцию 7.03.96.

Описывается методика изучения смещения делювиальных чингилов (каменных россыпей) на массиве г. Арагац. Приводятся результаты измерений и делается вывод, что в условиях Армении на интенсивность их смещения влияют крутизна и экспозиция склона.

Отмечается, что чингилы представляют собой своеобразные резервуары для накопления талых и конденсационных вод. Для этой цели наиболее подходящими являются чингилы, распространенные в высокогорном поясе (выше 2500 м), где выпадает больше осадков.

В горах Армении и всего Армянского нагорья в субальпийском и альпийском поясах широко распространены каменные россыпи, или чингилы (местное название курумы) [4—7], которые образовались в результате морозного выветривания в ледниковое время, а частично—за счет вулканических взрывов [4]. Они представлены двумя разновидностями: 1) расположенные на горизонтальных и слабо наклонных водораздельных поверхностях и связанные с коренными породами—*элювиальные чингилы;* 2) расположенные на склонах и у их подножий и подстилаемые супесчано-суглинистыми накоплениями, по которым они медленно смещаются вниз по склону—*склоновые, или делювиальные чингилы.*

Смещение делювиальных чингилов подтверждается валами выпирания супесчано-суглинистого материала в их нижних концах, а также на основании инструментальных исследований. Скорость их смещения зависит в значительной степени (при прочих равных условиях) от крутизны склона.

Нами на склонах разной крутизны и экспозиции в высокогорном поясе Армении проведены детальные наблюдения за смещениями чингилов путем повторной теодолитной съемки замаркированных глыб (в количестве до 30—50 на каждом участке) с постоянных реперов, забетонированных на горизонтальных площадках. Повторные съемки положения пронумерованных глыб позволили вычислить величины их смещения. Вычисления проводились по треугольникам ABC и ABC′, вершинами которых являлись постоянные реперы A и B и положение фиксируемой глыбы C и C′ (та же глыба «C» при повторной съемке), при этом основание этих треугольников $AB=c$ соответствует базису съемки, а также по треугольнику ACC′ (можно и по треугольнику BCC′) (см. рис. 1).

Из тр-ка ACC′ имеем:

$$(CC')^2=b^2+(b')^2-2b\cdot b'\cdot\cos(\alpha-\alpha'). \qquad (1)$$

Из тр-ка ABC следует, что $b=\dfrac{c\cdot\sin\beta}{\sin(\alpha+\beta)}$. (2)

Из тр-ка ABC′ следует, что $b'=\dfrac{c\cdot\sin\beta'}{\sin(\alpha'+\beta')}$. (3)

Подставив значения (2) и (3) в выражение (1), получим:

$$(CC')^2 = \frac{c^2 \cdot \sin^2\beta}{\sin^2(\alpha+\beta)} + \frac{c^2 \cdot \sin^2\beta'}{\sin^2(\alpha'+\beta')} - \frac{2c^2 \cdot \sin\beta \cdot \sin\beta' \cdot \cos(\alpha-\alpha')}{\sin(\alpha+\beta) \cdot \sin(\alpha'+\beta')}. \quad (4)$$

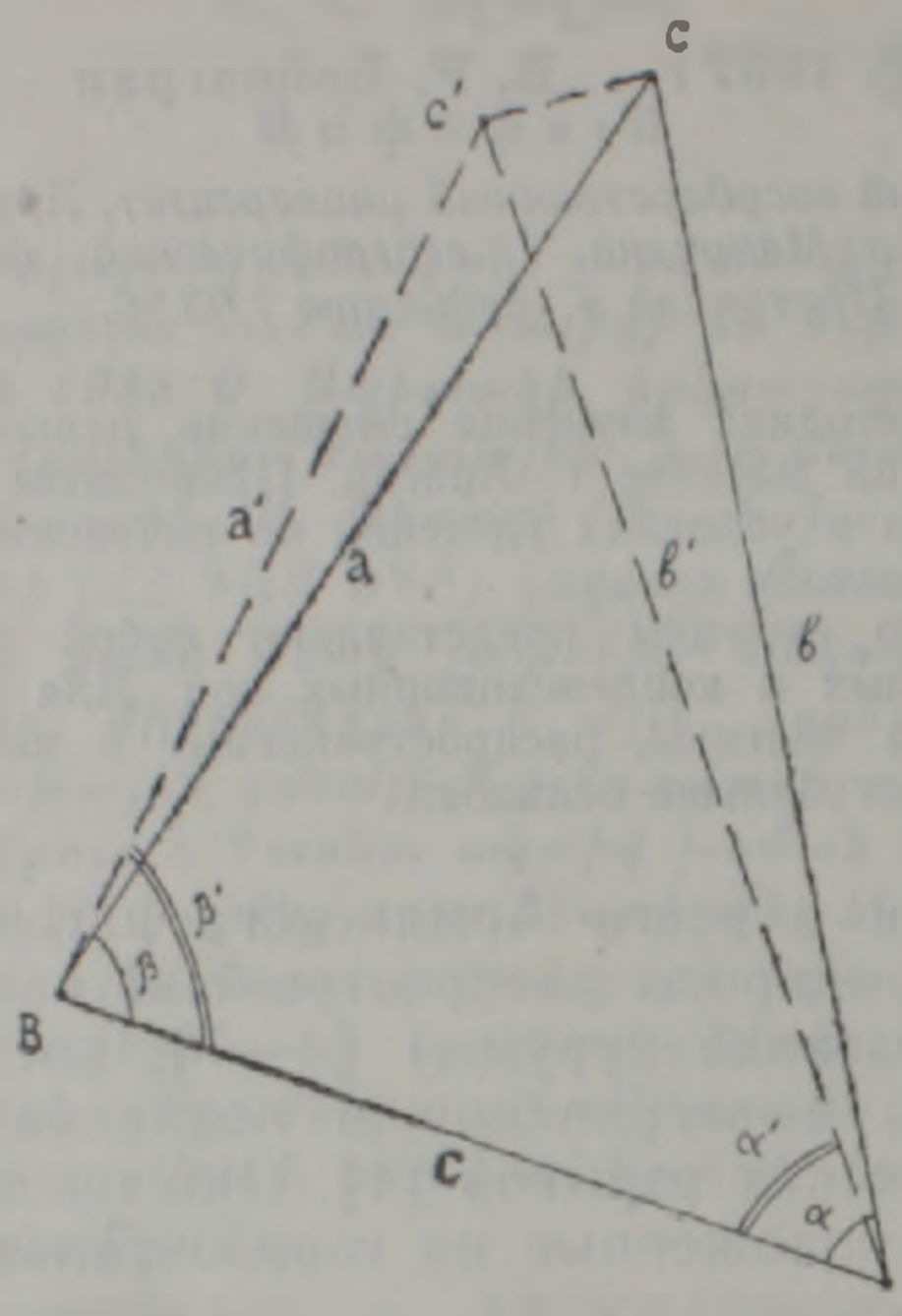


Рис. 1. Треугольники, образованные реперами A и B и положением фиксируемой глыбы C и C'. α и β —углы, соответствующие положению глыбы «C» при первоначальной съемке; α' и β' —углы, соответствующие положению той же глыбы при повторной съемке; c—базис съемки

В результате измерения теодолитом горизонтальных углов, фиксирующих положение глыб с реперов A и B, были получены их значения, которые образуют ряд чисел (матрицу):

$$\alpha_1, \alpha_2, \ldots\ldots\ldots\ldots, \alpha_n$$

$$\beta_1, \beta_2, \ldots\ldots\ldots\ldots, \beta_n$$

$$\alpha_1' \alpha_2', \ldots\ldots\ldots\ldots, \alpha_n',$$

$$\beta_1' \beta_2', \ldots\ldots\ldots\ldots, \beta_n',$$

Далее были составлены блок-схема и по ней—программа на языке ФОРТРАН.

Вычисленные смещения глыб составили 4,2 *см/год* на склоне с углом наклона 15—17° и 8,75—19 *см/год* при наклоне склона в 30—35° (см. таблицу 1).

Часть глыб за период наблюдений не сместилась, а для некоторых глыб было отмечено выпирание вверх по склону.

По таблице 1 видно, что на интенсивность смещения чингилов в условиях высокогорья Армении влияет крутизна склона, а при одинаковой крутизне—экспозиция. На склоне СВ экспозиции смещение примерно в 2 раза больше, чем на склоне ЮЗ экспозиции. Последний более сухой, поэтому и смещение здесь замедленное [2, 3].

Крутизна склона в качестве одного из ведущих факторов в смещении курумов (чингилов) отмечается и в литературе [9—12]. Роль

Таблица 1

Скорости смещения чингилов в Армении

Место наблюдения	Абсолютная высота, *м*	Угол склона, *град.*; экспозиция	Срок наблюдения, годы	Скорость смещения *см/год*; сред. (пределы)	Кол-во измер. глыб (кол-во сместившихся)
Арагац	2600—2650	15—17; СВ	2	1,2(0,35—11,2)	21(20)
Арагац	3100—3200	30—35; СВ	2	19(5—47)	27(24)
Арагац	3100—3200	30—35; ЮЗ	2	8,75(6—24)	27(25)

же экспозиции в зависимости от климата региона может быть противоположной отмеченной нами в Армении. Так, в областях распространения многолетней мерзлоты смещение курумов активнее на склонах южной экспозиции, на которых грунты летом оттаивают на большую глубину [11, 12].

Сопоставление скоростей смещения курумов в разных районах Земли с нашими данными показывает, что в криогенной зоне повсюду эти скорости примерно одинаковы. Они определяются в основном крутизной склона, наличием мелкозема в нижнем горизонте и увлажнением ,хотя в целом движение курумов представляет собой сложный, прерывистый и скачкообразный процесс [8].

Чингилы являются хорошими резервуарами для накопления талых и конденсационных вод, они обычно питают родники, которые приурочены к концевым частям чингилового потока (тела делювиального чингила). [1] отмечает, что эти родники отличаются резким сезонным режимом, сохраняя сток до полного таяния снежных пятен на чингилах. Но и после исчезновения снега в выемках все еще сохраняется значительное количество воды, которое можно использовать в период засухи.

Чингилы могут быть хорошими накопителями талых и паводковых вод, если пустить эти воды на глубинную фильтрацию. Для этой цели наиболее подходящими являются чингилы, распространенные в высокогорном поясе (выше 2500 *м*), где выпадает больше осадков.

Нами по топографическим картам и аэрофотоснимкам определены площади распространения чингилов в пределах Армении. Подсчеты показали, что наибольшую площадь здесь чингилы занимают на Арагацком вулканическом массиве ,где они сосредоточены в основном на склонах южной экспозиции и на высотах 3000—3500 *м* (см. таблицу 2).

Таблица 2

Площади распространения чингилов на массиве Арагац по интервалам высот

Абсолютная высота, метры	Общая площадь интервала высот, *км²*	Площадь, занятая чингилами	
		км²	% от всей площади
2000—2500	552,7	24,4	4,4
2500—3000	317,8	26,4	8,2
3000—3500	174,6	27,2	15,5

Чингиловые поля, расположенные ниже 2000 *м*, не имеют существенного значения для задержки атмосферных осадков, т. к., во-первых, здесь их выпадает меньше (менее 600 *мм/год*); во-вторых, талые воды задерживаются чингилами, расположенными выше, и

сюда они не доходят; в-третьих, здесь резко уменьшается площадь чингилов.

В интервале высот 3000—3500 *м* чингилы занимают площадь в 27,2 *км²*. Осадков здесь выпадает 1000 *мм/год* и более, сход снежного покрова начинается с середины мая и заканчивается в середине июня на высотах более 3500 *м*.

В интервале высот 2500—3000 *м* площадь чингилов составляет 26,4 *км²*, осадков выпадает 800—1000 *мм/год*, сход устойчивого снежного покрова происходит в период с конца апреля до середины мая.

На высотах 2000—2500 *м* (площадь чингилов здесь 24,4 *км²*) выпадает в год 600—800 *мм* осадков, сход снежного покрова начинается в начале апреля и заканчивается в середине этого же месяца.

Таким образом, получается, что в течение всего периода схода снежного покрова с начала апреля и до середины (в отдельные годы —и до конца) июня можно задерживать (при проведении соответствующих мероприятий) талые воды и направлять их на глубинную фильтрацию, используя большую водопоглощающую способность чингилов в высокогорном поясе.

Сопоставляя площади распространения чингилов и изолинии количества осадков, можно сделать вывод, что приводимые в атласах Армении сведения о характере гигрографа и модуля стока в высокогорном поясе Арагаца, как отмечает С. П. Бальян (устное сообщение), не вполне соответствует действительности. На самом деле значительное распространение чингиловых полей в привершинной зоне Арагаца способствует поглощению атмосферных осадков, поэтому здесь модуль стока близок к нулю, а не к максимуму (если судить по количеству осадков). Модуль стока возрастает ниже, уже в интервале меньших высот, где уменьшается площадь элювиальных чингилов и возрастает доля делювиальных чингилов.

К подножию Арагаца модуль стока снова уменьшается (причины отмечены выше) и здесь чингилы уже не имеют существенного значения для задержки атмосферных вод (нечего задерживать!).

Аналогичная картина отмечается и в других районах Армении, где есть чингилы.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԴԵԼՅՈՒՎԻԱԼ ՉԻՆԳԻԼՆԵՐԻ ՏԵՂԱՇԱՐԺՄԱՆ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒՄԸ

Վ. Ռ. Բոյճագարյան

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Նկարագրվում է Արագած լեռնազանգվածի դելյուվիալ չինգիլների ուսումնասիրման մեթոդիկան մշտական ռեպերներից նշված բնկորների կրկնակի ֆոտոգիտային հանույթի միջոցով։ Բեկորների տեղաշարժման մեծություններ որոշվում է ABC և ABC′ եռանկյուններով, որոնց գագաթներն են հանդիսանում և մշտական ռեպերները ու C և C′ ֆիքսվող բնկորների դիրքը (նույն C բնկորը կրկնակի հանույթի ժամանակ), ընդ որում այդ եռանկյունների հիմքը AB=c համապատասխանում է հանույթի բազիսին։ Հաշվումները կատարվում են նաև ABC′ եռանկյունով։

Հաշվարկների դյուրացման համար կազմվել են բլոկ-սխեմաներ և ФОРТРАН լեզվով ծրագիր։

Բերվում են բնկորների տեղաշարժերի չափման մասին տվյալներ և ապացուցվել է, որ չինգիլների տեղաշարժման ինտենսիվության վրա ազդում են լանջերի թեքությունը և դիրքադրությունը։

Նշվում է, որ չինգիլները հանդիսանում են հալոցքային և կոնդենսացվող ջրերի համար յուրահատուկ շտեմարան, հատկապես բարձր լեռնային գոտում (2500 մ-ից բարձր), որտեղ տեղումների քանակը հասնում է առավելագույնի։

STUDY OF DELUVIUM CHINGILS' (STONE-FIELDS) DISPLACEMENT IN ARMENIA

V. R. Boinagryan

Abstract

The technique for studying of deluvium chingils (stone-fields) displacement in Mt. Aragatz massif is described. The measurement results are given and the conclusion that slope steepness and exposure affects their displacement intensity in Armenia is made

It is noted that chingils are peculiar reservoirs for melting and condensation water accumulations. In this connection the most suitable chingils are those which are spread in a high mountainous belt (at an altitude more than 2,500 m) where precipitation is higher.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Бальян С. П.** Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Ереван: Изд. ЕГУ, 1969. 390 с.
2. **Бойнагрян В. Р.** Высотная поясность склоновых процессов в горах Армянского нагорья и некоторые особенности развития их склонов.—Геоморфология. 1990. №4. с. 49—57.
3. **Бойнагрян В. Р.** Оценка смещения чингилов в высокогорной зоне Армении.—В кн.: Геоморфологические процессы и окружающая среда. Количественный анализ взаимодействия. Казань: Изд. Казанского ГУ, 1991, с. 22—24.
4. **Габриелян Г. К.** Чингилы Армянского нагорья.—Природа. 1961. №4. с. 99—100.
5. Геология Армянской ССР. Т. I. Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР. 1962. 586 с.
6. Геоморфология Азербайджанской ССР. Баку: Изд. АН АзССР. 1959. 371 с.
7. Геоморфология Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1971. 609 с.
8. **Коржуев С. С.** Каменные плащи Сибири.—Изв. АН СССР. серия геогр., 1973. № 2, с. 20—33.
9. **Хмелева Н. В., Шевченко Б. Ф.** О смещении обломков курумов (по данным фототеодолитных съемок).—Вестн. МГУ. серия 5 География, 1975. №4. с. 84—88.
10. **Хмелева Н. В., Шевченко Б. Ф.** Об особенностях развития курумов (по данным стационарных и экспериментальных исследований).—Изв. АН СССР. серия географическая. 1980. № 6. с. 95—101.
11. **Шевченко Б. Ф.** Методика стационарных исследований курумов повторными фототеодолитными съемками.—В кн.: Методы полевых геоморфологических экспериментов в СССР. М.: Изд-во МГУ, 1986. с. 130—135.
12. **Шевченко Б. Ф., Хмелева Н. В.** О механизме движения курумов.—Вопросы географии. Геоморфология и строительство, 1979, вып. 111. с. 72—79.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, L. №1—2, 104—112

О КЛАССИФИКАЦИИ ЗАПАСОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

© 1997 г. **Ю. А. Агабалян**

Государственная комиссия по запасам полезных ископаемых РА
375009 Ереван, ул. Корюна 14, ГКЗ, Республика Армения
Поступила в редакцию 8.04.97.

В статье рассматриваются основные концептуальные положения первой классификации запасов месторождений твердых полезных ископаемых Армении. В ней нашли отражение количественные характеристики при подразделении месторождений на группы по сложности геологического строения и запасов подсчетных блоков на категории по степени изученности. Приводится экономическая классификация балансовых и забалансовых запасов, даются нормативы подготовленности месторождений к промышленному освоению.

Среди важнейших нормативных документов в области изучения и освоения недр особое место занимает Классификация запасов месторождений твердых полезных ископаемых.

Действующей до настоящего времени Классификацией регламентируются группировка месторождений по сложности геологического строения, категоризация запасов и прогнозных ресурсов по степени изученности, подразделение запасов по их народнохозяйственному значению, требования к степени подготовленности месторождений (участков) для промышленного освоения, а также правила использования данных о запасах твердых полезных ископаемых при проектировании горнодобывающих предприятий и эксплуатации месторождений.

Значение Классификации трудно переоценить. Ее основные положения используются в инструкциях по применению Классификации запасов к различным видам минерального сырья. О важности этого документа свидетельствует также то обстоятельство, что Классификация утверждалась Постановлением Совета Министров СССР и была обязательной для всех министерств и ведомств. Действующая у нас до настоящего времени Классификация утверждена в 1981 г. (предыдущие нормативные документы утверждались в 1933, 1941, 1953 и 1960 годах).

Классификация запасов, инструкции по ее применению и другие нормативные документы, подготавливаемые Государственной комиссией по запасам полезных ископаемых Республики Армения (ГКЗ РА), представляют собой свод научно-методических основ разведки и промышленной оценки месторождений полезных ископаемых. С учетом достигнутого уровня научно-технического прогресса, накопленного опыта, а также в связи со становлением независимого государства с рыночной экономикой возникла острая необходимость пересмотра целого ряда положений Классификации и создания первого подобного нормативного документа Армении.

Остановимся вкратце на основных недостатках действующей Классификации.

1. Все положения Классификации имеют силу только в отношении геогенных месторождений. О техногенных месторождениях ничего не сказано.

2. Группировка месторождений по сложности геологического строения и степени изменчивости качества полезного ископаемого не

содержит количественного измерения, что часто приводит к субъективным решениям при отнесении объекта разведки к той или иной группе.

3. Подразделение запасов подсчетных блоков на категории по степени изученности также не содержит какого-либо количественного измерения. Кроме того, ни в Классификации, ни в инструкциях по ее применению не имеется ограничений по минимальному количеству разведочных пересечений или минимальному размеру подсчетного блока той или иной категории запасов.

4. Подразделение запасов по экономической значимости ограничивается лишь выделением балансовых и забалансовых запасов, что явно недостаточно для характеристики последних.

5. Подготовленность месторождений различных групп к промышленному освоению установлена процентным соотношением запасов по отдельным категориям, что ничем не обосновано и часто приводит к переразведанности крупных месторождений.

6. Недостаточно четко регламентируются условия, при которых необходимо переутверждение кондиций и запасов полезных ископаемых.

Рассмотрим в той же последовательности какие основные изменения и дополнения следует внести при создании Классификации запасов месторождений твердых полезных ископаемых.

1. Необходимо узаконить понятие «техногенные месторождения» и все положения Классификации распространить на них, особенно, учитывая государственную собственность на недра в Республике Армения. Это обстоятельство обязательно должно быть отражено и в новом «Кодексе о недрах».

2. Степень сложности геологического строения месторождений, изменчивости свойств тела полезного ископаемого наилучшим образом может быть охарактеризована коэффициентом вариации (V). Рекомендуется установить следующие значения коэффициента вариации наиболее изменчивого подсчетного параметра для групп месторождений: для 1-ой группы—до 40%; для 2-ой—40—100%; для 3-ей группы 100—160%; для 4-ой—свыше 160%.

3. Отдельные категории запасов полезного ископаемого по степени изученности должны отличаться друг от друга достоверностью или ожидаемой погрешностью подсчетных параметров. Представляется целесообразным для запасов блоков категории А установить допустимую погрешность (р) в ±10%, для категории В—±15%, для категории C_1—±20% и для категории C_2—±40%.

Располагая значениями коэффициента вариации, допустимой погрешности и расстояний между разведочными пересечениями (последние устанавливаются соответствующими инструкциями по применению Классификации), можно определить минимально допустимое количество разведочных пересечений в подсчетном блоке:

$$n = \left(\frac{tV}{p}\right)^2, \qquad (1)$$

где t—степень вероятности оценки, а следовательно, минимальные размеры блока.

Таким образом, в отличие от действующих нормативных документов, подсчетные блоки более высоких категорий будут характеризоваться не только меньшими расстояниями между разведочными пересечениями, но и большим количеством последних. Для наглядности в табл. 1 приводится количество необходимых разведочных пересече-

ний по блокам различных категорий запасов (при t=1) в зависимости от коэффициента вариации. При этом напомним: действующей Классификацией предусмотрено, что запасы по категории А разведуются только на месторождениях 1-ой группы, В—1-ой и 2-ой групп.

Таблица 1

Категории запасов	Допустимая погрешность, %	Количество разведочных пересечений, шт., при коэффициенте вариации, %								
		20	40	60	80	100	120	140	160	180
А	10	4	16							
В	15	2	7	16	28	44				
C_1	20	1	4	9	16	25	36	49	64	81
C_2	40	—	1	2	4	6	9	12	16	20

Требования к плотности разведочной сети, как и прежде, будут установлены соответствующими инструкциями по применению Классификации запасов к различным видам полезных ископаемых.

Следует отметить, что рекомендуемые в п. п. 2 и 3 положения сбосновывались в целом ряде работ, например [6, 7, 9].

4. Разграничительной чертой между балансовыми и забалансовыми запасами являются утвержденные параметры кондиций. Балансовые запасы по месторождению в целом при их освоении должны обеспечить, как минимум, нормативную прибыль, а следовательно, равенство извлекаемой ценности $И_ц$ и приведенных затрат $З_{пр}$ на единицу полезного ископаемого. Отношение извлекаемой ценности к приведенным затратам назовем коэффициентом ценности полезного ископаемого и обозначим через $К_ц$.

С использованием этого показателя в качестве классификационного признака в табл. 2 приводится экономическая классификация запасов твердых полезных ископаемых.

Таблица 2

Балансовые запасы		Забалансовые запасы		
Подгруппы	Коэффициент ценности, $К_ц$	Подгруппы	Коэффициент ценности, $К_ц$	Ожидаемое время перевода в балансовые, т. лет
IБ. Особо ценные	≥1,5	I3. Весьма перспективные	[0,7—1,0[	15
IIБ. Ценные	[1,2—1,5[	II3. Перспективные	[0,5—0,7[	15—30
IIIБ. Нормативной ценности	[1,0—1,2[	III3. Малоперспективные	[0,3—0,5[	30—50
		IV3. Неперспективные	<0,3	50

Особо следует остановиться на классификации забалансовых запасов, основные положения которой рассмотрены в работах [1, 2, 3, 4]. В них на основе разработанного метода учета фактора времени обосновано ожидаемое время перевода забалансовых запасов в балансовые:

$$т = \frac{lg З_{пр} - lg И_ц}{lg \varepsilon_ц - lg e_з}, \qquad (2)$$

где $\varepsilon_ц$—коэффициент среднегодового изменения цен на продукты минерального сырья;

$\varepsilon_т$ —коэффициент среднегодового изменения затрат в результате научно-технического прогресса.

Очевидно, при $З_{пр} < И_п$ (забалансовые запасы) т может иметь положительные значения лишь при $\varepsilon_ц > \varepsilon_т$. В противном случае, забалансовые запасы никогда не могут быть переведены в балансовые, что противоречит действительности. Приведенные в табл. 2 значения для подгрупп забалансовых запасов соответствуют соотношению $\varepsilon_ц : \varepsilon_т = 1{,}02$.

Практическая значимость подразделения балансовых запасов по коэффициенту ценности на подгруппы будет показана ниже.

5. От той или иной степени изученности месторождений и требований к подготовленности запасов полезных ископаемых к промышленному освоению зависят такие важнейшие показатели, как продолжительность и стоимость геологоразведочных работ, достоверность полученной информации и степень риска будущих инвестиций. Недоразведанность объекта снижает достоверность и повышает степень риска, а переразведанность —увеличивает продолжительность и стоимость геологоразведочных работ, что в конечном итоге приводит к «омертвлению» вложенного капитала на длительный срок. Поэтому, не случайно, этому вопросу уделяется очень большое внимание.

Выше было отмечено, что установление постоянных для той или иной группы месторождений процентных соотношений разведанных запасов по отдельным категориям ничем не обосновано. Кроме того, риск предстоящих инвестиций зависит не только от сложности геологического строения месторождения, но и от коэффициента ценности полезного ископаемого, ожидаемой эффективности (срока окупаемости) капиталовложений. Действительно, пусть промышленная оценка месторождения по результатам предварительной разведки показала, что коэффициент ценности $К_ц = 1{,}5$. Тогда очевидно, что разведанные в процессе детализации геологоразведочных работ запасы по категории $С_1$ (допустимая погрешность 20%) в худшем случае (не принимая во внимание степень вероятности оценки) должны обеспечить в реальности $К_ц = 1{,}2$. Нетрудно убедиться, что степень риска предстоящих инвестиций на этом объекте будет значительно ниже, чем на аналогичном месторождении при разведанности по категории А, но с коэффициентом ценности $К_ц = 1{,}0$ или, даже, 1,2. Изложенное убедительно свидетельствует о том, что требования к степени разведанности месторождений для передачи их в промышленное освоение, обязательно должны учитывать экономические категории, такие, как коэффициент ценности полезного ископаемого и сроки окупаемости капиталовложений.

При прочих равных условиях, чем выше коэффициент ценности полезного ископаемого $К_ц$ тем ниже срок окупаемости капиталовложений $Т_{ок}$. Последняя величина определяется по формуле:

$$Т_{ок} = \frac{К_у}{И_ц - З}, \qquad (3)$$

где $К_у$ —удельные капиталовложения в создание горно-перерабатывающего предприятия; З—себестоимость добычи и переработки 1т полезного ископаемого.

Величины, входящие в формулу (3), изменяются в очень широком диапазоне (от нескольких до сотен долларов). Поэтому, воспользовавшись понятием коэффициента ценности, определим величину $Т_{ок}$ в виде соотношения относительных величин. С этой целью в формулу (3) вместо $И_ц$ подставим произведение $К_ц \cdot З_{пр}$ и обозначим соотно-

шение нормативной прибыли $E_н K_ц$ к приведенным затратам $З_{пр}$ через δ. Тогда после несложных преобразований формулу (3) можно представить в следующем виде:

$$T_{ок} = \frac{\delta T_н}{K_ц + \delta - 1}, \qquad (4)$$

где $T_н$—нормативный срок окупаемости капиталовложений, лет.

Формула (4) позволяет установить связь между сроками окупаемости капиталовложений и коэффициентом ценности полезного ископаемого. При $K_ц = 1$, очевидно, $T_{ок} = T_н$. Определим влияние δ на «относительный» срок окупаемости капиталовложений (на отношение $T_{ок} : T_н$) для $K_ц = 1{,}5$ и 1,2 (табл. 3):

Таблица 3

Значения $K_ц$	Относительные сроки окупаемости капиталовложений при значениях δ				
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5
1,5	0,17	0,29	0,83	0,44	0,5
1,2	0,33	0,5	0,6	0,67	0,71

Анализ данных проектирования горно-перерабатывающих предприятий и эксплуатации показывает, что при $E_н = 0{,}15$ ($T_н = 6{,}67$ года) значения δ изменяются, как правило, в диапазоне 0,2—0,4. Это означает, что ожидаемые сроки окупаемости капиталовложений при $K_ц = 1{,}5$ составят от 1,9 до 2,9 лет; при $K_ц = 1{,}2$, соответственно, от 3,3 до 4,5 лет и т. д. Следует также отметить, что изменение нормативов эффективности (сроков окупаемости) капиталовложений на ожидаемый срок окупаемости никакого влияния не оказывает.

С учетом изложенного, нормативы подготовленных к промышленному освоению разведанных категорий запасов должны основываться на коэффициенте ценности полезного ископаемого и учитывать группу по сложности геологического строения и в определенной степени масштабы (сроки обеспеченности) месторождения.

В табл. 4 приводятся рекомендуемые нормативы (в годах) подготовленных к промышленному освоению разведанных запасов. Нетрудно убедиться в их коренном отличии от действующих. Например, для месторождений 1-ой группы запасы категорий А+В должны были составлять [8] не менее 30%, в т. ч. А—не менее 10%. В рекомендуемых же нормативах при $K_ц = 1{,}5$ требования к разведанности запасов по категориям А+В вообще отсутствуют, так как при допустимой погрешности ±20% запасы категории C_1 обеспечивают невысокую степень риска при их освоении. При этом в новой Классификации предусматривается технологическая изученность полезного ископаемого, при отсутствии запасов более высоких категорий (А и В), для категории C_1 осуществить с учетом требований, предъявляемых к категории А. Что касается процентных соотношений запасов отдельных категорий, то они, как видно из данных табл. 4, являются величиной переменной не только для групп месторождений, но и в рамках каждой группы и зависят от коэффициента ценности полезного ископаемого и сроков обеспеченности будущего горнодобывающего предприятия разведанными запасами. Так, для месторождений 3-ей группы при обеспеченности предприятия общими разведанными запасами на 10 лет, запасы категории C_1 могут достигать 70% (при $K_ц = 1$), а при

Таблица 4

Группы месторождений	Категории запасов	Обеспеченность горного предприятия запасами, лет								
		до 10			10—25			свыше 25		
		Коэффициент ценности полезного ископаемого								
		>1,5	1,2—1,5	1,0—1,2	>1,5	1,2—1,5	1,0—1,2	>1,5	1,2—1,5	1,0—1,2
		Нормативы разведанных запасов, лет								
1-ая	A	—	—	0—2	—	—	0—2	—	—	0—2
	B	—	0—3	2—4	—	0—3	3—5	—	0—3	4—6
	C_1	до 10	до 7—10	до 4—8	10—25	7—25	7—22	> 25	> 22	> 17
2-ая	B	—	0—3	2—4	—	0—3	3—5	—	0—3	4—6
	C_1	до 10	до 7—10	до 6—8	10—25	7—25	7—22	> 25	> 22	> 19
3-ья	C_1	до 4	до 4—6	до 7	4—5	5—7	7—8	5—6	6—8	8—10
	C_2	до 6	до 4—6	до 3	6—21	5—20	3—18	> 20	> 17	> 15
4-ая	C_1	3	3—4	4—5	4	4—5	5—6	5	5—6	6—8
	C_2	до 7	до 6—7	до 5—6	6—21	6—21	5—20	> 20	> 19	> 17

обеспеченности на срок свыше 25 лет—не более 20 (при $K_и = 1,5$)—
—40% (при $K_и = 1,0$).

Резюмируя изложенное, можно отметить следующие достоинства рекомендуемых нормативов:

—резкое сокращение продолжительности и стоимости геологоразведочных работ, особенно на крупных и ценных объектах;

—достаточная полнота учета степени риска;

—создание наиболее благоприятных условий для привлечения частных, в том числе, иностранных инвестиций в разведку и последующее освоение месторождений полезных ископаемых;

—создание более широких возможностей для совмещения эксплуатационных и геологоразведочных работ [5];

—значительное уменьшение деформаций в массиве тел полезных ископаемых, благодаря сокращению объема проходки подземных геологоразведочных выработок (в основном для месторождений 3-ей и 4-ой групп).

Определенный интерес для инвестора представляют также условия ,при которых ожидаемая прибыль равна нулю. Для определения коэффициента ценности, отвечающему этому условию, приравняем знаменатель формулы (4) к нулю и определим коэффициент ценности полезного ископаемого при бесприбыльно-безубыточной разработке: $K_{цб} = 1 - \delta$

Допустим, потенциальный инвестор оценивает целесообразность вложений средств в освоение конкретного месторождения 3-ей группы при расчетном значении $K_и = 1,0$ и $\delta = 0,4$. С учетом ожидаемой погрешности запасов категории C_1 ($\pm 20\%$) фактическое значение коэффициента ценности может снизиться до 0,8, которое больше $K_{цб} = 0,6$. При этих значениях расчетная величина срока окупаемости капиталовложений может достигнуть 13 лет и инвестор, привлекая и другие аргументы при принятии решения, способен будет сделать свой выбор.

Здесь следует отметить, что на выбор решения большое влияние оказывает достоверность результатов промышленной оценки месторождения, но это тема отдельного разговора.

6. Рекомендуется кондиции на минеральное сырье и запасы полезных ископаемых на эксплуатируемых месторождениях переутверждать, как правило, не реже, чем в 10 лет раз. Кроме того, их переутверждение следует осуществлять также в следующих случаях:

—до проектирования предприятия по добыче полезного ископаемого на резервно разведанном месторождении, если с момента утверждения кондиций истекло не менее 10 лет;

—выявления новых направлений использования основных и попутных полезных ископаемых;

—изменения требований стандартов или технических условий к качеству минерального сырья;

—прироста запасов, по сравнению с ранее утвержденными ГКЗ РА, на 50 и более процентов;

—списания по результатам доразведки эксплуатируемого месторождения утвержденных балансовых запасов более 30%, как неподтвердившихся или потерявших промышленное значение;

—существенного изменения технологии добычи и переработки полезного ископаемого, приводящего к росту (снижению) прибыли на 20 и более процентов.

Помимо отмеченных выше основных принципиальных изменений, намечается Классификацию дополнить тремя отдельными разделами, посвященными извлекаемым и эксплуатационным запасам; группи-

ровке запасов по степени подготовленности к добыче; запасам, подлежащим списанию.

Целью данной публикации является ознакомление широкого круга специалистов с основными положениями подготавливаемой первой Классификации запасов месторождений полезных ископаемых Армении.

ՊԻՆԴ ՕԳՏԱԿԱՐ ՀԱՆԱԾՈՆԵՐԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՊԱՇԱՐՆԵՐԻ ԴԱՍԱԿԱՐԳՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Յու. Ա. Աղաբալյան

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Ընդերքի ուսումնասիրման և յուրացման բնագավառում հատկապես կարևոր նշանակություն ունի պինդ օգտակար հանածոների հանքավայրերի պաշարների դասակարգումը։

Մինչև այժմ գործող պաշարների Դասակարգման հիման վրա և նոր իրողությունների հաշվառմամբ, հոդվածում հիմնավորվում են Հայաստանի առաջին համանման Դասակարգման հիմնական դրույթները, որոնք հանգում են հետևյալներին։

—Դասակարգման բոլոր դրույթները տարածվում են նաև տեխնածին հանքավայրերի վրա.

—ըստ երկրաբանական կառուցվածքի բարդության հանքավայրերի խմբավորումը իրականացվում է առավել փոփոխուն հաշվարկային պարամետրի փոփոխականության գործակցի հիման վրա.

—ըստ ուսումնասիրվածության աստիճանի պաշարների կարգերին համապատասխանում են առավել փոփոխուն հաշվարկային պարամետրի թույլատրելի սխալանքի որոշակի մեծություններ.

—պաշարների տարբեր կարգերի հաշվարկային բլոկները միմյանցից տարբերվում են ոչ միայն հետախուզական հատումների միջև եղած հեռավորությամբ, այլ դրանց քանակով.

—նոր մտցվող «արժողության գործակցի» հիման վրա հաշվակշռային և արտահաշվեկշռային պաշարները ստորաբաժանվում են համապատասխան ննթախմբերի

—արդյունաբերական յուրացման համար նախապատրաստված առանձին կարգերով հետախուզված պաշարների նորմատիվները հաշվի են առնում ըստ երկրաբանական կառուցվածքի բարդության հանքավայրի խումբը, արժողության գործակիցը, հանքավայրի մասշտաբները, ռիսկի աստիճանը.

—բերվում են այն պայմանները, որոնց դեպքում անհրաժեշտ է կատարել հանքավայրի արմատական վերագնահատում՝ կոնդիցիաների և օգտակար հանածոների պաշարների վերահաստատմամբ։

ON CLASSIFICATION OF SOLID MINERAL RESOURCE RESERVES

Yu. A. Aghabalyan

Abstract

The paper considers basic conceptual provisions of the first classification of reserves for solid mineral resource deposits of Armenia. It reflects the quantitative characteristics when classifying deposits into categories of study level in accordance with a geological structure complexity and

reserves of units specified for calculations. The economic classification of balance and off-balance reserves and the norms of deposit readiness for commercial exploitation are given.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Агабалян Ю. А.** Выбор очередности отработки отдельных частей месторождения и оценка забалансовых запасов с учетом фактора времени. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1984, № 5, с. 28—35.
2. **Агабалян Ю. А., Багдасарян Л. М.** Народнохозяйственное значение забалансовых запасов и их классификация.—«Народное хозяйство Армении», 1987, № 10, с. 65—74.
3. **Агабалян Ю. А.** Фактор времени и определение оптимальных параметров месторождений и рудников. Ереван: «Айастан», 1990, 79 с.
4. **Агабалян Ю. А.** Теория и практика оптимального освоения недр. М.: Недра, 1994, 176 с.
5. **Агабалян Ю. А., Багдасарян Л. М., Сапонджян Х. Г., Манукян С. Ф.** К совмещению геолого-разведочных и эксплуатационных работ.—Ереван. Экономика, 1996, с. 14—21.
6. **Крейтер В. М.** Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1969, 384 с.
7. **Пащенков В. З.** Математические основы разведки недр. М.: Высшая школа, 1995, 112 с.
8. Сборник руководящих материалов по геолого-экономической оценке месторождений полезных ископаемых, т. 1. Государственная комиссия по запасам полезных ископаемых при Совете Министров СССР, М.: 1985, с. 55—66.
9. **Четвериков Л. И.** О категоризации запасов полезных ископаемых.—Разведка и охрана недр, 1992, № 3, с. 13—14.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, L, №1—2, 112—117

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

РОДИНГИТЫ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ МАЛОГО КАВКАЗА

© 1997 г. **С. Б. Абовян**

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

Поступила в редакцию 16.08.96.

Среди массивов мафит-ультрамафитовых пород офиолитовых поясов Малого Кавказа, наряду с лиственитами, серпентинитами и другими метасоматическими образованиями, встречаются своеобразные осветленные породы, относящиеся к родингитам*). По внешнему виду и минеральному составу они резко отличаются от указанных пород. Они приурочены к наиболее серпентинизированным частям ультрамафитовых массивов, обычно вблизи контакта с габбро и образовались за счет метаморфизма жильных габбро и габбро-диабазов.

В Севанском и Вединском офиолитовых поясах родингиты широко распространены среди большинства габбро-перидотитовых массивов. Макроскопически родингиты представляют мелко- и среднезернистые серовато-белые, серые, зеленовато-серые или желтовато-серые плотные, иногда пятнистые породы с заметно большим удельным весом. Они состоят из гранит-пироксенового агрегата и относятся к группе богатых алюминием кальциево-силикатных образований.

---

*) Впервые термин «родингит» был введен Маршалом и др. [12] для обозначения жильных диаллаг-пренит-гроссуляровых пород в серпентинах долины р. Родниг в горах Дун (Новая Зеландия).

reserves of units specified for calculations. The economic classification of balance and off-balance reserves and the norms of deposit readiness for commercial exploitation are given.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Агабалян Ю. А.** Выбор очередности отработки отдельных частей месторождения и оценка забалансовых запасов с учетом фактора времени. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1984, № 5, с. 28—35.
2. **Агабалян Ю. А., Багдасарян Л. М.** Народнохозяйственное значение забалансовых запасов и их классификация.—«Народное хозяйство Армении», 1987, № 10, с. 65—74.
3. **Агабалян Ю. А.** Фактор времени и определение оптимальных параметров месторождений и рудников. Ереван: «Айастан», 1990, 79 с.
4. **Агабалян Ю. А.** Теория и практика оптимального освоения недр. М.: Недра, 1994, 176 с.
5. **Агабалян Ю. А., Багдасарян Л. М., Сапонджян Х. Г., Манукян С. Ф.** К совмещению геолого-разведочных и эксплуатационных работ.—Ереван. Экономика, 1996, с. 14—21.
6. **Крейтер В. М.** Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1969, 384 с.
7. **Пащенков В. З.** Математические основы разведки недр. М.: Высшая школа, 1995, 112 с.
8. Сборник руководящих материалов по геолого-экономической оценке месторождений полезных ископаемых, т. 1. Государственная комиссия по запасам полезных ископаемых при Совете Министров СССР, М.: 1985, с. 55—66.
9. **Четвериков Л. И.** О категоризации запасов полезных ископаемых.—Разведка и охрана недр, 1992, № 3, с. 13—14.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, L, №1—2, 112—117

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

РОДИНГИТЫ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ МАЛОГО КАВКАЗА

© 1997 г. **С. Б. Абовян**

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

Поступила в редакцию 16.08.96.

Среди массивов мафит-ультрамафитовых пород офиолитовых поясов Малого Кавказа, наряду с лиственитами, серпентинитами и другими метасоматическими образованиями, встречаются своеобразные осветленные породы, относящиеся к родингитам*). По внешнему виду и минеральному составу они резко отличаются от указанных пород. Они приурочены к наиболее серпентинизированным частям ультрамафитовых массивов, обычно вблизи контакта с габбро и образовались за счет метаморфизма жильных габбро и габбро-диабазов.

В Севанском и Вединском офиолитовых поясах родингиты широко распространены среди большинства габбро-перидотитовых массивов. Макроскопически родингиты представляют мелко- и среднезернистые серовато-белые, серые, зеленовато-серые или желтовато-серые плотные, иногда пятнистые породы с заметно большим удельным весом. Они состоят из гранит-пироксенового агрегата и относятся к группе богатых алюминием кальциево-силикатных образований.

---

*) Впервые термин «родингит» был введен Маршалом и др. [12] для обозначения жильных диаллаг-пренит-гроссуляровых пород в серпентинах долины р. Родниг в горах Дун (Новая Зеландия).

Родингиты слагают тела жилообразной, реже линзообразной, неправильной и изометрической форм. Размеры жилообразных тел достигают в длину 50 *м*, при мощности до 3 *м*; длина линзообразных тел от 0,8 до 3,5 *м* при ширине до 1,3 *м*; неправильной формы тела достигают в поперечнике до 1,2 *м*, а изометрические—от 0,3 до 1,0 *м*. Родингитовые тела часто разбиты мелкими трещинами на отдельные куски и сильно деформированы. В районе с. Джанахмед и хромитового месторождения Гейдара родингиты представлены бескорневыми телами.

Анализ фактического материала по родингитам офиолитовых поясов Малого Кавказа свидетельствует об их образовании путем метасоматического замещения небольших жильных пород основного состава. Реже они возникают на контакте между серпентинитами и габброидами. Исходными породами родингитов были микрогаббро, что подтверждается наличием характерной метасоматической зональности в строении родингитов, типичным минеральным составом, минеральными парагенезисами, а также реликтами неизмененных участков исходных пород с габбровой структурой.

Контакт родингитовых тел с вмещающими их серпентинитами постепенный, а в случае бескорневых тел—резкий. Все морфологические типы родингитов располагаются среди сильно рассланцованных, деформированных и будинированных серпентинитов, часто согласно с их сланцеватостью. Родингиты деформированы совместно с вмещающими их серпентинитами. Характерно, что во всех рассматриваемых массивах родингиты не обнаружены в габброидах вне связи с серпентинитами, а также среди серпентинитов, в которых нет габброидов. Поэтому связь родингитов с серпентинитами парагенетическая, а с габброидными породами—генетическая.

Таблица 1

Химические анализы метасоматических зон (а-д) в родингитах Малого Кавказа

№№ образцов / Окислы	2178 а	2337 б	2176а в	21766 г	2609 д
SiO_2	38,24	38,18	35,25	37,90	41,00
TiO_2	0,02	0,07	0,19	1,24	1,45
Al_2O_3	1,50	1,55	12,47	13,78	18,78
Fe_2O_3	5,98	5,95	2,15	1,84	1,96
FeO	0,60	0,53	2,30	2,15	2,67
MnO	0,04	0,09	0,12	0,16	0,07
MgO	39,73	39,69	32,20	22,28	9,67
CaO	0,24	0,60	5,27	12,64	21,70
Na_2O	0,06	0,06	0,11	0,11	0,11
K_2O	—	—	—	—	0,06
P_2O_5	0,03	0,03	0,04	0,12	0,11
Cr_2O_3	0,48	0,45	0,22	0,02	—
H_2O	0,73	0,64	0,36	0,26	0,18
П.п.п.	13,10	12,83	9,86	7,81	2,58
Сумма	100,75	100,67	100,54	100,31	100,34
Fe/Al+Ca	0,92	0,66	0,61	0,44	0,41
*) Fe/Fe+Mg	0,16	0,16	0,17	0,18	0,37

*) При расчете Fe/Fe+Mg общее железо рассчитано как FeO.

а. Антигорит-лизардитовый серпентинит (2178).
б. Серпентин-тальк-тремолит-актинолитовая порода (2337).
в. Хлорит-серпентин-пренит-пироксеновая порода (2176а).
г. Пренит-хлорит-пироксеновая порода (21766).
д. Гранат-пироксеновая порода—родингит (2609).

Постепенный переход от серпентинитов к родингитам (бывшим габбро) происходит на расстоянии 12—15*см* и характеризуется определенной метасоматической зональностью. Типичный разрез поперечного сечения серпентинит—родингит представлен следующими последовательно сменяющимися зонами пород (табл. I).

а. Антигорит—лизардитовый серпентинит серовато-зеленого цвета. Состоит из антигорита (45%), лизардита (40%), бастита (13%) и акцессорных минералов—хромшпинелида и вторичного магнетита (2%). Структура породы спутанно-волокнистая, местами мелкопетельчатая.

б. Серпентин-тальк-тремолит-актинолитовая порода зеленовато-серого цвета. Состоит из лизардит-антигоритового агрегата (85%), талька (5—7%), тремолит-актинолита (6—8%), бастита (3—4%) и акцессорных минералов—хромшпинелида и вторичного магнетита. Серпентиновые минералы характеризуются спутанно-волокнистой, реже микропетельчатой структурой; тальк, тремолит и бастит образуют чешуйчатые, а актинолит—игольчатые выделения. Ширина зоны 3—4 *см*.

в. Хлорит-серпентин-пренит-пироксеновая порода серого цвета с прожилковой, реже псевдопорфировой структурой. Минеральный состав: серпентин (антигорит—40%), пироксен (35%), хлорит (15%), пренит (10%) и акцессорные минералы—хромшпинелид и вторичный магнетит. Хлорит развивается по пироксену, пренит в виде тонких прожилков пересекает остальные минералы. Иногда хлорит развивается совместно с пренитом. Редко встречаются отдельные зерна везувиана. Парагенетическими минералами являются хлорит-пренит. Ширина зоны 3—4 *см*.

г. Пренит-хлорит-пироксеновая порода серого цвета с псевдопорфировой структурой. Состоит из пироксена (55%), хлорита (30%), пренита (12%), везувиана (3%) и акцессорных минералов—титаномагнетита и апатита. Хлорит и пренит слагают чешуйчатые агрегаты, везувиан—гнезда и тонкие прожилки, сложенные тонкозернистым агрегатом. Парагенетическими минералами являются пренит-хлорит-везувиан. Ширина зоны 5—7 *см*.

д. Гранат-пироксеновая порода—родингит серого и серовато-белого цвета с псевдопорфировой, реже реликтово-порфировой структурой; весьма редко сохранились остатки габбровой структуры. Наряду с гранатом (20—25%) и пироксеном (60—65%) наблюдаются скопления везувиана (до 10%), пренита, хлорита и тремолита (до 10%). Редко отмечаются реликты зерен ортопироксенов. Среди акцессорных минералов наблюдаются титаномагнетит и апатит. Отмечается следующий парагенезис минералов—гранат-везувиан-пренит.

Диопсид образует тонкие прожилки, сплошные массы и скопления тонкозернистого агрегата размерами до 3 *мм*. Судя по оптическим данным—$Ng=1{,}697$ и $Np=1{,}668$, отмечается незначительная примесь геденбергитовой молекулы.

Гранат слагает отдельные зерна и скопления, реже прожилки толщиной до 2—3 *мм*. Форма зерен изометрическая, размеры до 2 *мм*. Цвет бурый, желтовато-бурый с зеленым или светло-коричневым оттенком. Оптические константы гранатов из родингитов различных участков колеблются от $N=1{,}730$ до $N=1{,}898$. В первом случае гранат соответствует гроссуляру, во втором—андрадиту. Встречаются также промежуточные разновидности. Гранат образуется за счет метасоматического изменения плагиоклаза, реже пироксенов исходных пород.

Везувиан встречается в виде отдельных скоплений неправильной

формы, реже полосок с размерами зерен до 2 *мм*. Форма зерен изометрическая, цвет коричневато-бурый, окраска равномерная, характеризуется прозрачностью. $N_m = 1{,}718$, $N_p = 1{,}702$. Образуется за счет изменения плагиоклаза.

Пренит, хлорит и тремолит образуют тонкочешуйчатые агрегаты. Пренит развивается по плагиоклазу и образует иногда радиально-лучистые агрегаты, хлорит и тремолит замещают пироксен.

На рис. 1 показано изменение химического состава—отношений Al/Al+Ca и Fe/Fe+Mg и их корреляция с метасоматическими зонами (а-д) внутри типичного поперечного разреза серпентинит-родингит (табл. 1). В этом направлении происходит убывание отношения Al/Al+Ca и возрастание Fe/Fe+Mg. Характерной особенностью метасоматических зон в направлении от серпентинита к родингиту является возрастание количества CaO (от 0,24 до 21,70%), SiO_2 (от 38,24 до 41,00%), Al_2O_3 (от 1,50 до 18,78%) и TiO_2 (от 0,02 до 1,45%) и уменьшение содержания MgO (от 39,77 до 9,67%).

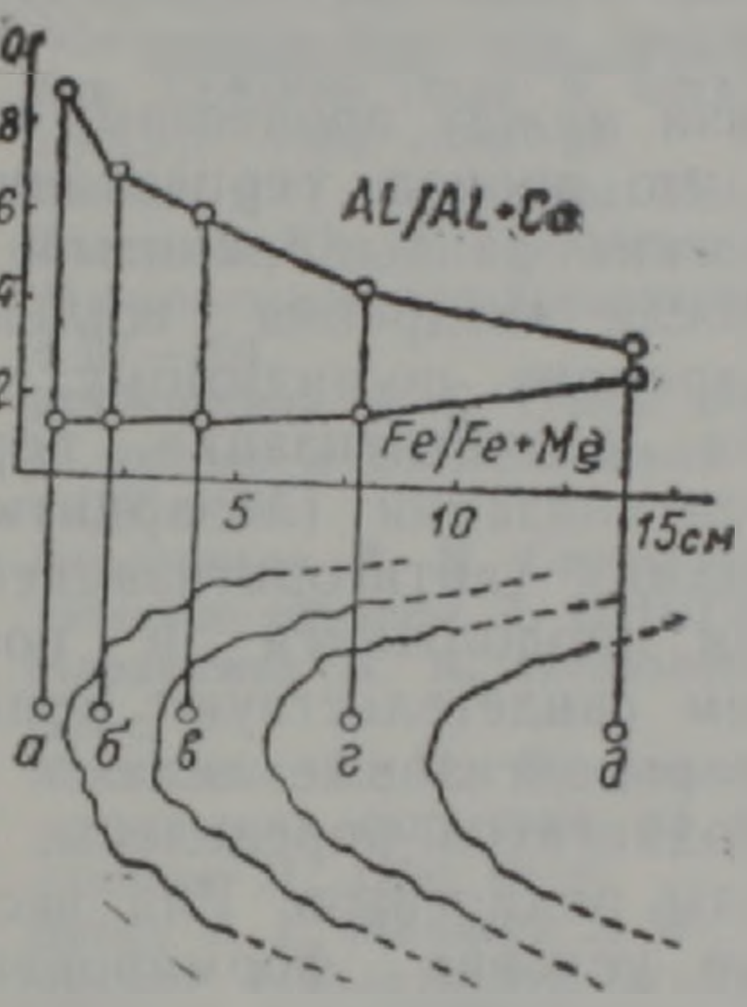


Рис. 1. Изменения химического состава—отношений Al/Al+Ca и Fe/Fe+Mg и их корреляция с метасоматическими зонами внутри типичного поперечного разреза родингитового тела из Карайман-Зод-Гейдаринского массива.

В настоящее время среди исследователей нет единого мнения в вопросе об источнике Ca. Одни исследователи [2] считают, что источником Ca являются ультрамафиты, другие [4, 10]—сами основные жильные породы, по которым образовались родингиты. Существует также мнение [5], предполагающее глубинный источник Ca, который привносится в результате взаимодействия с ультрамафитовой магмой лерцолитового состава.

Рассмотрение химизма серпентинитов, габброидов и родингитов, а также геологической обстановки, в которой встречаются родингиты, позволяет нам считать в качестве основного источника Ca ультрамафитовые породы ,при серпентинизации которых Ca переходит в раствор и участвует в формировании родингитов. Так, свежие ультрамафитовые породы (перидотиты—средний из 4 анализов) офиолитовых поясов Малого Кавказа содержат CaO от 2,17 (гарцбургиты—средний из 2 анализов) до 8,23% (верлиты—средний из 2 анализов), тогда как серпентиниты, возникшие по ним, содержат CaO от 0,6 до 2,93% соответственно. Эти данные подтверждают апоперидотитовое происхождение Ca. В жильных неизмененных габбро содержание CaO колеблется от 7,00 до 13,27% (по 8 анализам), а в родингитах, образованных по ним, оно достигает 21,70%. Этот процесс привноса Ca сопровождается выносом SiO_2 и щелочей из жильных габбро. Если

содержание SiO_2 в последних колеблется от 44,82 до 50,00% и щелочей от 1,30 до 4,50% (по 8 анализам), то в родингитах они составляют 41,00 и 0,17% соответственно.

Необходимо учесть, что по своему распространению родингиты сильно уступают серпентинитам, их мелкие тела залегают в серпентинитах и изолированы от главных габбровых выходов. По данным [2], при серпентинизации ультрамафитов освобождается такое количество Са, которое достаточно для образования 9,6% родингитов по объему относительно ультрамафитов.

Привнос Са способствует образованию диопсида, граната, везувиана в связи с родингитизирующими растворами. Это находится в соответствии с данными Д. С. Коржинского [6], установившего, что отличительной чертой контактово-реакционных метасоматических процессов в ультрамафитах является привнос Са с образованием минералов с высоким химическим потенциалом Са—основных плагиоклазов, диопсида, гроссуляра и везувиана, что коэффициент активности Са в среде ультрамафитов поддерживается на высоком уровне, если даже общий расход Са при реакциях незначителен. Такая обстановка обусловливает щелочной характер родингитизирующих растворов.

Интересен вопрос об относительной связи между процессами серпентинизации и родингитизации. Известно, что процесс серпентинизации является многофазным [1]. Геологические данные показывают, что образование родингитов начинается после внедрения жильных габбро в ультрамафиты, которые к этому времени, по-видимому, уже были серпентинизированы. Поэтому процесс родингитизации пород совпадает не с начальными фазами серпентинизации (лизардитизацией), а с более поздними мощными фазами (антигоритизацией и хризолитизацией). Процесс серпентинизации продолжался и после завершения процесса родингитизации, о чем свидетельствуют тонкие прожилки позднего серпентинита, секущие родингитовые тела.

Температурные условия образования родингитов определены, используя парагенезисы и отдельные минералы родингитов. Ряд исследователей [2] считают, что температурные условия формирования родингитов находятся в поле устойчивости серпентиновых минералов не ниже 500° *С*, а по последним экспериментальным данным [11]—400° *С* при давлении 1—2 *кбар*. В. Н. Лодочников [8] считал возможным образование гранатов андрадит-гроссулярового состава во время или после процесса серпентинизации. Установлено [9], что с возрастанием андрадитовой молекулы в твердом растворе гроссуляр-рового состава расширяется поле его устойчивости, что присутствие гроссуляра может снизить температуру образования гранатов. Пренит образуется при температуре 350° С [19], является минералом низкой ступени метаморфизма и устойчив до 450° С, при давлении 3—4 *кбар*. Парагенезис пренит- хлорит характерен для фаций зеленых сланцев ,что соответствует низкой ступени метаморфизма [10], температурный интервал которого колеблется от 200 до 400°С. Исходя из вышеизложенного, мы допускаем температурный интервал образования родингитов 300—450°*С*.

В целом процесс родингитизации связан с серпентинизацией ультрамафитов и происходит в коровых условиях после внедрения жильных габбро и габбро-диабазов. Частое их нахождение в виде будинированных и разлинзованных тел среди серпентинитов указывает на то, что после их внедрения, они, совместно с серпентинитами, подверглись тектоническим деформациям.

С другой стороны, родингиты могут представлять также и прак-

тический интерес, особенно в тех участках, где наблюдается ненарушенная метасоматическая зональность. Здесь, в зоне *б*, среди серпентин-тальк-тремолит-актинолитовых пород могут наблюдаться скопления тремолит-актинолитового агрегата (нефрита). Поиски последнего должны быть направлены на эти участки родингитов.

Работа выполнена в рамках темы 92—230, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Абовян С. Б.** Стадии серпентинизации в ультраосновных и основных породах Армянской ССР. В кн.: Вопросы геологии Кавказа. Изд. АН АрмССР. 1964, с. 133—139.
2. **Агафонов Л. В., Пинус Г. В.** Родингиты офиолитовых зон восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. Изд. Наука, 1981, с. 105—112.
3. **Винклер Г.** Генезис метаморфических пород. Изд. Недра, 1973. 327 с.
4. **Головко А. В., Висьневский Я. С.** Некоторые магматические и метасоматические компоненты Канского меланжа. В кн.: Магматические, метаморфические формации Средней Азии и петрологические критерии их рудоносности. Изд. ФАН УзбССР, 1983, с. 96—98.
5. **Колман Р. Г.** Офиолиты. Изд. Мир. 1979, 260 с.
6. **Колесник Ю. Н.** Проблемы генезиса и температурных фаций родингитов. В кн. Минеральные преобразования пород океанического субстрата. Изд. Наука, 1981, с. 97—104.
7. **Коржинский Д. С.** Очерк метасоматических процессов. В кн.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. Изд. АН СССР, 1955, с. 335—356.
8. **Лодочников В. Н.** Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие петрологические вопросы. Т. ЦНИГРИ, вып. 38, М.—Л.: ОНТИ, 1936, 818 с.
9. **Маракушев А. А.** Петрология метаморфических горных пород. Изд. МГУ. 1979. 327 с.
10. **Москалева В. Н., Румянцева Н. А.** Карта распространения ультрамафических и мафических формаций на территории СССР. М—6, 1:10000000. Объяснительная записка, Л., 1982, 64 с.
11. **Hemly J. J., Montoya J. W., Shaw D. R.** Mineral equilibria in the $MgO—SiO_2—H_2O$ system: talc-antigorite-forsterite-antophylite-enstatite stability relations and some geologic implications in the system. Amer. J. Sci., 1977, v. 274. 353—383.
12. **Marshall P., Bell R. A., Clark E. S.** The geology of Dun Montain Subdivision Nilson Bull. Geol., Serv. N. Z., 1911, vol. 12, 11—40.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, L, *№1—2, 118—121*

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

АНОМАЛЬНЫЕ КОНЦЕНТРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ В ПОДПОЧВЕННОМ ВОЗДУХЕ ГЕГАМСКОГО НАГОРЬЯ

© 1997 г. А. В. Мурадян, Р. С. Кузанян

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

Поступила в редакцию 24.07.95.

Данная работа является продолжением газосъемочных работ, проведенных на Шорахбюрской площади [5].

Механизм образования, функционирования газовых полей аномальных концентраций как системы пока представляется лишь в самых общих чертах. Однако, накопленные данные [7] свидетельствуют о том, что в зонах нефтегазонакопления поля аномальных концентраций углеводородных (УВ) газов формируются непрерывно: до образования залежей, синхронно и после формирования залежи.

Из представлений о геохимическом поле [1] следует, что элементами структуры поля концентраций УВ газов являются поля нормальных и аномальных концентраций .При этом поля аномальных концентраций, являясь отражением движения дискретной УВ фазы в породах, служат одним из геохимических критериев нефтегазоносности [1, 4, 8].

Нами предпринято газохроматографическое исследование проб подпочвенного воздуха, отобранных в восточной части Центрального прогиба Армении и его сочленения с бассейном оз. Севан. В результате выделены 4 участка, включающие следующие пункты:

I. Участок—с. с. Зовк, Гехашен, Зар, Акунк, Арамус; II. Участок—Чаренцаван, Фонтан, горы Гутансар, Менаксар, с. с. Лернанист, Кахси; III. Участок—с. с. Норадуз, Кармир-гюх, Батикян, Айриван; IV. Участок—с. с. Еранос, Ланджахпюр, Сарухан.

Методика хроматографического анализа разработана при газосъемочных работах на Шорахбюрской плащади [5]. Отбор проб подпочвенного воздуха проводили стандартной установкой АГП—01 при бурении мелких скважин глубиной от 2 до 5 *м*.

Результаты проведенных экспериментов по определению микропримесей газов в подпочвенном воздухе показали присутствие УВ компонентов: метана и более тяжелых УВ газов, определяемых в виде Σ C_2—C_6, а также неуглеводородных составляющих: H_2, CO, CO_2 N_2 и He (табл. 1). В таблицах приведены данные 3-кратного геохимического отбора, 4-кратных аналитических определений и статистически достоверные результаты. Фоновые значения концентраций метана находятся на уровне 10^{-5} %, в пробах же содержание метана составляет 10^{-3} % об. Следовательно, относительное содержание метана (относительное, т. к. количество определяли методом внутренней нормировки) по исследованным профилям оказалось повышенным. На I участке содержание метана составляет 10^{-1} % об., в то врамя как на II, III и IV участках—10^{-3} % об. Концентрационное распределение метана на II участке не дает резких колебаний (за исключением пробы № 518), однако не наблюдается закономерности; на III участке максимальные концентрации CH_4 наблюдаются у с. Норадуз (пр. №705, 706) с последующим резким спадом. Следует выделить

IV участок, где содержание CH_4 у с. Сарухан и Еранос составляет $3 \cdot 10^{-3}$ % об., а по профилю оно несколько меньше и сохраняется примерно на одном уровне.

Таблица 1

Состав и содержание газов в подпочвенном воздухе исследованных участков

Номера проб	H_2 ($\times 10^{-3}$)	N_2	O_2	CO ($\times 10^{-4}$)	CO_2 ($\times 10^{-4}$)	He ($\times 10^{-4}$)	CH_4 ($\times 10^{-3}$)	$\Sigma C_2 - C_4$ ($\times 10^{-5}$)
				Участок I				
08	1	78.7	20.6	—	0.1	1	0.75	0.8
011	0.5	78.8	20.2	—	0.03	0.5	0.4	6.2
017	4.3	78.5	21.0	—	0.8	0.7	0.1	0.2
020	0.6	79.0	20.0	—	1.0	2.0	0.8	4
023	0.1	81.4	18.9	—	0.2	2.6	0.7	8.2
026	0.2	80.3	19.2	0.1	4	5.0		0.5
031	3	78.5	21.0	—	0.8	3.3	0.3	9.0
034	5.2	78.3	21.0	1.2	1	8.0	0.1	2.2
035	1	73.6	20.9	2.1	1	4.0	0.2	0.7
				Участок II				
501	0.8	80.3	19.0	—	0.3	0.7	4.0	0.2
502	—	78.6	20.7	3	0.2	0.2	0.7	3.0
513	—	78.9	20.2	—	4.0	8.0	1	7
518	—	78.0	21.2	—	10	0.5	7.2	1
519	—	81.9	17.6	—	0.8	0.2	2	0.66
530	0.2	80.3	19.1	0.2	4	0.3	0.8	2
534	7	78.6	21.0	—	0.7	3.2	2.1	5
546	5.1	79.3	20.0	—	2	0.2	2	3
549	5	78.6	21.0	—	1	3.3	0.9	0.1
554	1	80.0	19.2	—	8	0.1	0.1	2
557	7	80.3	19.0	—	5.3	2.0	2	8
				Участок III				
705	0.2	78.5	20.5	0.1	0.2	0.2	5	2
706	0.5	80.2	19.0	—	1	0.1	9	6.2
716	0.4	78.8	20.4	—	0.6	0.3	2	8
722	0.1	78.5	20.7	0.3	2	0.8	0.9	1.1
729	1	80.7	18.9	0.2	1	0.9	0.8	7
731	1.2	80.0	19.3	—	0.8	0.7	3	1.6
736	2	80.2	19.2	0.1	0.8	0.05	1	3
746	3	79.3	19.7	—	0.3	0.1	1	3.1
747	0.8	80.2	19.3	—	1	0.1	1.2	8
752	0.3	78.8	19.4	—	0.9	0.7	2.8	8.9
				Участок IV				
902	0.3	80.1	19.1	—	0.2	0.1	3	1.7
903	0.1	78.5	20.6	—	1	0.8	3.2	1.2
908	0.8	79.3	19.8	—	0.6	0.5	1.4	8
912	0.8	80.2	18.6	0.09	0.2	0.3	1	9
915	0.3	80.3	18.7	0.07	0.5	0.9	2	10
916	0.4	79.1	20.0	0.08	0.6	1	1	7
923	1	78.9	19.9	0.1	0.1	0.2	0.9	3
924	1.2	79.5	19.6	—	0.4	0.1	0.92	10
927	0.9	79.3	20.0	—	0.7	0.1	3	16

Кроме метана идентифицированы более тяжелые УВ газы: этан, этилен, пропан, изобутан, н-бутан, изопентан, н-пентан и все изомеры н-гексана.

Микроконцентрации водорода составляют 10^{-3} % об., если уро-

вень фоновых концентраций водорода—$5 \cdot 10^{-5}$ % об., то полученное содержание весьма значительно.

Содержание гелия на исследованных участках, в отличие от Шорахбюрской площади, находится на уровне фона.

По виду преобладающего массопереноса при формировании полей аномальных концентраций углеводородных газов образуются диффузионные, фильтрационные и смешанные (диффузионно-фильтрационные) поля [7]. При этом изменение К-метанового числа, определяемого как отношение CH_4/Σ ТУВ, характеризует тип аномалии. В табл. 2 приведены значения К для исследованных профилей. На уч. №1, 2 не наблюдается какой-либо закономерности в изменении значений К.

Таблица 2

Значения метанового числа К на установленных участках

Участки							
I		II		III		IV	
N проб	К	N пр	К	N пр	К	N пр	К
08	0,93	501	20	705	2,5	902	0,18
012	0,06	502	0,23	706	1,5	903	2,7
017	0,50	513	0,14	716	0,25	908	0,17
020	0,20	518	7,2	722	0,82	912	0,11
023	0,09	519	3,0	729	0,01	915	0,2
026	—	530	0,4	731	1,9	916	0,14
031	0,03	534	0,4	736	0,33	923	0,3
034	0,05	546	0,74	746	0,33	924	0,02
035	0,28	549	9,0	747	0,15	927	0,12
		554	0,1	752	0,3		
		557	0,2				

На уч. №3 при прохождении от с. Норадуз к югу до с. Кармир-Гюх наблюдается снижение значений К, по остальным точкам отбора нет определенной закономерности. На уч. №4 величина К довольно монотонна (за исключением пр. №903), что свидетельствует о возможности существования диффузионно-фильтрационных полей аномальных концентраций УВ. Однако, необходима детализация этих данных с целью поиска оптимальных участков, соответствующих нефтегазоносным структурам.

Важнейшей задачей нефтегазопоисковой геохимии является выяснение генетической природы полеобразующих газов. Выделяются аномалии сингенетичных или эпигенетичных (рожденных вне объекта геохимического изучения) газов. Поля сингенетичных газов не характерны для нефтегазоносных площадей. Они обусловлены петрофизической изменчивостью, структурно-фациальной неоднородностью, неравномерностью распределения рассеянного органического вещества и другими факторами [1, 6]. Поля преимущественно эпигенетичных газов обусловлены гидрогеологическими перетоками, вертикальной и латеральной миграцией УВ из пород, залегающих в соответствующих термобарических условиях, из локальных скоплений УВ, в том числе и из залежей нефти или газа [7]. Задача эта упрощается тем, что созданы теоретические предпосылки [2, 3, 6], разработаны критерии выделения полей аномальных концентраций и разделения их на классы по преобладающему типу полеобразующих УВ [2, 3, 8, 9, 10]; в частности R_1 — коэффициент множественной корреляции—мера связи ТУВ с литофизическими и геохимическими параметрами пород перекрывающего комплекса. При полях преимущественно эпигенетических газов $R_1 < 1$.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о наличии повышеных концентраций метана и тяжелых углеводородных газов по четырем геохимическим профилям, из которых следует выделить участок IV.

Вышеизложенные данные, основанные на проведенных газосъемочных работах и исследованиях подпочвенного воздуха на указанных профилях, позволяют сделать следующие выводы:

—микроконцентрации метана и более тяжелых углеводородных газов дают возможность сделать предположение о возможной перспективности на нефтегазоносность участка IV от с. Саруханц до с. Еранос;

—оптимальный выбор площадей бурения глубоких скважин может быть обеспечен при достаточно надежном выявлении участков полеобразующих УВ газов, для чего необходимо проведение сетки профилей на участке IV ,сгущение расстояния между мелкими скважинами до 25—50 м.

Следует отметить, что назрела необходимость в комплексных геолого-геохимических и геофизических работах, для повышения эффективности работ по определению перспективности исследуемой площади на нефтегазоносность.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Антоненко В. С., Ванюшин В. А., Зорькин Л. М., Петухов А. В.** О комплексном использовании поисковых критериев при решении задач нефтегазопоисковой геохимии.—Изв. ВУЗ-ов, сер. Геология и разведка. 1974. № 10. с. 50—56.
2. **Барташевич О. В.** О методах выяснения геохимической природы рассеянных углеводородных газов.—Геология нефти и газа, 1972. № 8. с. 92—96.
3. **Ванюшин В. А., Петухов А. В., Сиротюк В. А.** Анализ геохимических поисков месторождений нефти и газа как объекта автоматизации.—Изв. ВУЗ-ов, сер. Геология и разведка, 1975. № 6. с. 78—84.
4. **Зорькин Л. М., Стадник Б. В.** Особенности газонасыщения пластовых н.г. нефтегазоносных бассейнов в связи с генезисом углеводородов и формированием их залежей.—Изв. ВУЗ-ов, сер. Геология и разведка, 1975, № 6, с. 85—99.
5. **Мурадян А. В., Кузанян Р. С., Арустамова Л. Г.** Изучение состава и содержания газов в подпочвенном воздухе Шорахбюрской площади методом газовой хроматографии.—Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1994. т. XLVII. № 1—2. с. 63—69.
6. **Петухов А. В.** О роли литолого-структурных и геохимических барьеров в процессе формирования полей аномальных концентраций над залежами нефти и газа.—ДАН СССР, т. 236, 1977, с. 1222—1225.
7. **Петухов А. В.** Основные элементы структуры поля концентраций углеводородных газов.—ДАН СССР, т. 236, № 2. 1977. с. 475—478.
8. **Тиссо Б., Вельте Д.** Образование и распространение нефти. М.: Мир. 1981. 497 с.
9. **Чахмахчев В. А.** Геохимия процесса миграции углеводородных систем. М.: Недра. 1983. 231 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, L, №1—2, 122—126

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

МАГНИТНЫЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ДЗКНАГЕТ (АРМЕНИЯ)

© 1997 г. А. А. Варданян, Дж. О. Минасян, А. К. Караханян

Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА
377515 Гюмри, ул. Ленинградян, 5, Республика Армения
Поступила в редакцию 20.06.95.

Разрез расположен на левом берегу р. Дзкнагет при впадении в оз. Севан. Общая мощность разреза около пяти метров. Разрез по геологическому строению можно подразделить на три части. Самая верхняя часть, мощностью $\sim 0{,}5$ *м*, образовалась после спуска воды озера Севан и понижения его уровня. Это гравийно-галечный слой, заполнителем в котором является песок. Эта часть не представляет интереса для палеомагнитных исследований и образцы из нее не отбирались.

Средняя и наиболее интересная часть, мощностью около двух метров, состоит из горизонтальных, согласно залегающих слоев, сложенных суглинками, песками и супесями с раковинами моллюсков и остатками древесины.

На глубине около 2 *м*, где проходит слой песка с большим количеством раковин моллюсков и древесиной хорошей сохранности, были взяты образцы для датировки. Датировка методом C^{14} дала для этой глубины возраст 940 ± 220 (по раковинам) и 1010 ± 250 лет (по древесине). На глубине 3,0—2,6 *м* встречается косая и перистая слоистость, но песок, как и выше по разрезу, светло-серый, тонкозернистый. Ниже 3,6 *м* идут слои суглинков и темно-серого мелкозернистого песка; суглинки содержат прослои и линзы песка, а песок—линзы гравия и гальки [3].

В интервале 3,6—0,5 *м* были отобраны образцы с 72 уровней, из них 37 уровней в интервале 2,0—0,5 *м*, т. е. между слоями, для которых было осуществлено абсолютное определение возраста, и границей на глубине 0,5 *м*, связанной с понижением уровня воды в Севане. Образцы отбирались равномерно и таким образом по временной шкале уровни отбора расположены через интервалы 26 лет. Сохранение этого же возрастного интервала для 35 уровней ниже слоя с абсолютной датировкой нуждается в доказательстве, которое будет приведено ниже. Еще с 25 уровней были отобраны образцы из нижней части разреза на глубине 5,0—3,6 *м*. Возможность использования образцов из этой части разреза требует специального обсуждения.

Ниже приводится анализ результатов измерений магнитных ($\varkappa$, I_{rs}) и палеомагнитных (I, D, I_n, G, R_m) параметров вдоль разреза.

Первое, что можно было отметить, это резкое отличие I и D нижней части разреза от их значений и характера изменений в остальном разрезе. I в нижней части разреза $\sim 85°$, но по мировым археомагнитным данным для первого тысячелетия до н. э. наклонение геомагнитного поля на широте 40—50°N не было таким.

В начале первого тысячелетия до н. э. в ряде районов, в том числе и на Кавказе, зарегистрирован экскурс Этруссия [4], но экскурс этот, судя по всем данным, был кратковременным, порядка 100 лет, и проявляется в резком понижении наклонения вплоть до отрицатель-

ных значений, т.е. никак не может быть причиной наблюдаемых внизу разреза Дзкнагет высоких I. Среднее значение I для остального разреза равно $\sim 50°$, среднее I, по археомагнитным данным на Кавказе, для этого времени $\sim 56°$. Склонение в нижней части разреза имеет большую амплитуду изменений (до 100°), что может быть связано с высокими I. Средние значения D меняются от $\sim 60°W$ до $\sim 40°E$. В верхней части разреза D после чистки колеблется в пределах 30° при среднем значении, монотонно меняющемся от 10 до 0°.

В нижней части разреза отмечены также высокие $\varkappa$ и I_n, примерно в 3 раза превышающие значения этих параметров для остального разреза, при этом Q для всего разреза остается равным $0{,}4 \pm 0{,}1$. Такое поведение магнитных параметров позволяет считать, что ферромагнитная фракция в осадках всего разреза не меняется.

Можно предположить, что резкое отличие средних значений I и D для нижней части разреза связано с тектонической историей района. В конце первого тысячелетия до н. э. в районах, прилегающих к озеру Севан, происходили вертикальные перемещения, вызванные изменениями оледенения и достигающие по амплитуде 1000 *м* [4]. При этом могли иметь место оползни или резкие сбросы, изменяющие рельеф достаточно обширных участков поверхности. Четкая линия средних значений I для низа разреза и небольшая амплитуда вариаций ($\sim 5°$) позволяет предположить, что эта часть разреза сместилась как единое целое и, соответственно, при приведении уровня средних значений в соответствие с остальным разрезом, может быть использована для изучения вековых вариаций. На глаз вариации в этой части разреза имеют амплитуды и периоды подобные (или похожие) вариациям в верхней части разреза—выше 2.5 *м*, этот вопрос будет специально обсуждаться при анализе спектральных характеристик разреза. Большие амплитуды вариаций D для нижней части разреза, по всей видимости, связаны с высокими I (как уже говорилось выше), т.е. не противоречат высказанному выше соображению о возможности использовать нижнюю часть разреза для изучения вековых вариаций.

На основании как палеомагнитных, так и литологических данных основную часть разреза следует подразделить на две части. Выше 2,6 *м* и те, и другие данные свидетельствуют об однородном и спокойном процессе осадконакопления. Для глубин 3,0—2,6 *м* такое утверждение сделать нельзя.

Поведение литологических и палеомагнитных параметров на участке 3,0—2,6 *м* ничем не отличается от картины в верхних слоях, но этот участок имеет особенности, неблагоприятные для палеомагнитных исследований: в нем встречаются косорасположенные пористые слои, а также линзы.

Участок 3,6—3,0 *м*, наоборот, характеризуется согласно залегающими горизонтальными слоями, но магнитные и палеомагнитные характеристики несколько отличаются от тех, которые наблюдаются выше этого участка. I на этом участке имеет промежуточные значения, понижаясь от $\sim 70°$ до 56°; вариации D (после чистки) достигают по амплитуде 60°. Кроме того, $\varkappa$ и I/I_n ниже, чем в верхних по отношению к этому участку слоях.

На рис. 1*б* даны кривые I_{rs} ($T°$) из верхней и нижней части разреза. Ось абсцисс кривой первого нагрева образца из верхней части разреза сдвинута, чтобы лучше видны были особенности кривых первого нагрева, которые при совмещении координат накладываются друг на друга, что затрудняет их выявление и сравнение.

Дифференциальные кривые (рис. 1*а*) резче выделяют особенности кривых I_{rs}. Максимумы на дифференциальных кривых соответствуют резкому спаду намагниченности перед достижением T_c. Положение T_c в двухфазных системах определяется по концу максимума, минимуму или началу участка, параллельно оси абсцисс. Эти переходы на реальных кривых часто размыты (такая картина и в рассма-

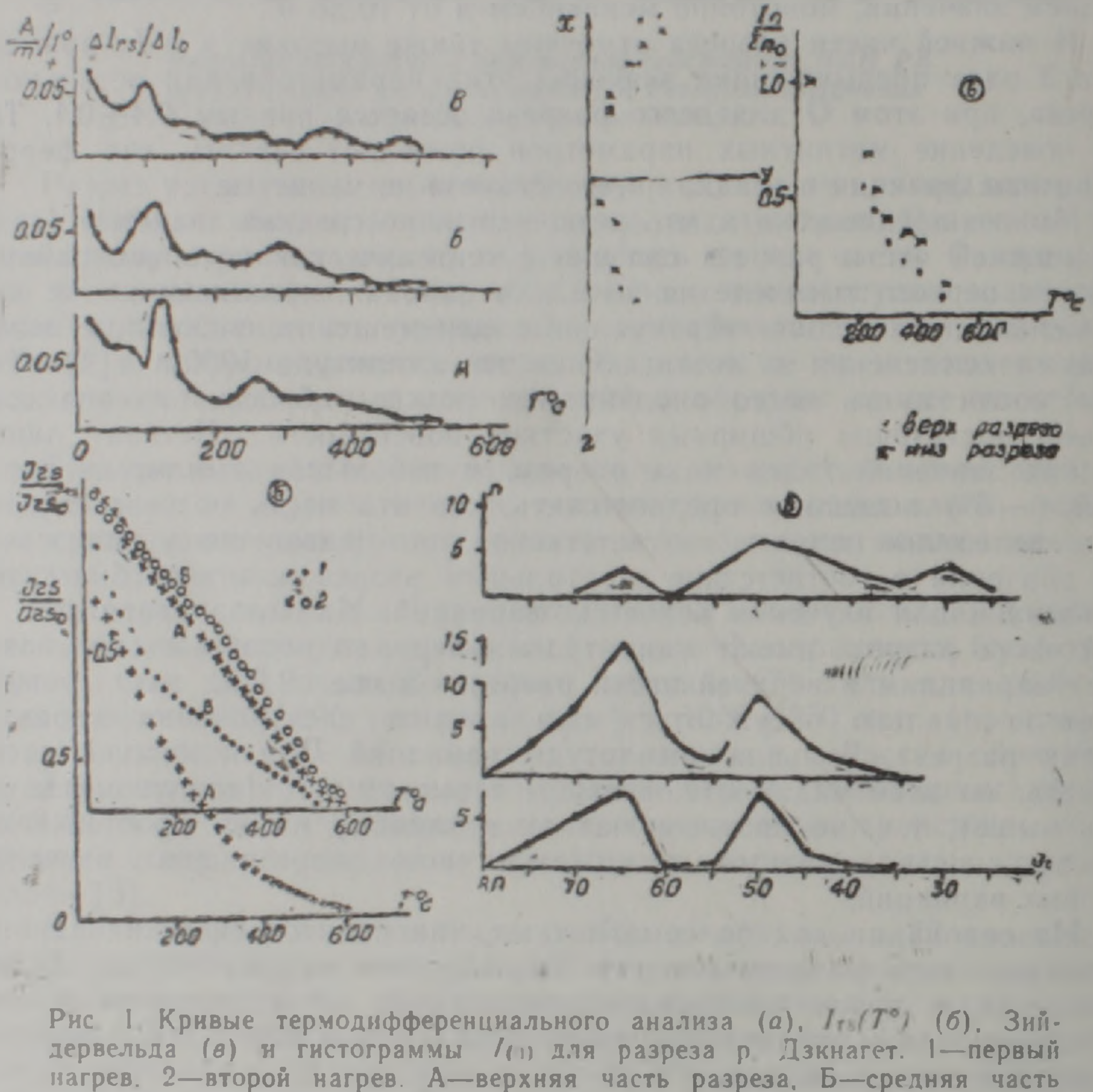


Рис. 1. Кривые термодифференциального анализа (*а*), $I_{rs}(T°)$ (*б*), Зийдервельда (*в*) и гистограммы $I_{(n)}$ для разреза р. Дзкнагет. 1—первый нагрев. 2—второй нагрев. А—верхняя часть разреза, Б—средняя часть разреза, В—нижняя часть разреза.

триваемом случае). Однако можно сказать, что имеется компонента с T_c 150—220°С. О реальности такой компоненты свидетельствуют четкие максимумы на дифференциальных кривых. То, что эта компонента присутствует во всем разрезе, видно по совпадению положения максимумов для верхней (А), средней (Б) и нижней (В) частей разреза. Что касается T_c, то она может быть определена как 180±30°С. Кроме этой компоненты (судя по наблюдению под микроскопом и сравнению с другими разрезами [12] этого же района, она является титаномагнетитом), имеются еще две: магнетит и компонента, максимум $\Delta I_{rs}/\Delta T^c$ которой от верха к низу разреза сдвигается в сторону высоких температур. Можно предположить, что это титаномагнетит, продукт однофазного окисления. Кривые повторного нагрева, как и следовало ожидать, выделяют только магнетит. Такие же ферромагнетики были обнаружены в разрезе Норашен, в бассейне оз. Севан с подобными геологическими характеристиками [12].

На рис. 1*в* приведены графики Зийдервельда для образцов из из верхней и средней частей разреза. Это не лучшие примеры полученных графиков, а наиболее распространенные. По ним видно, что направление второй компоненты (температурный интервал 250—400°) выделяется довольно четко, тогда как направление магнетитовых компонент на графиках, подобных представленным на рис. 1*в*, выделяется с большой ошибкой.

Кривые Зийдервельда, снятые с 2/3 образцов коллекции, показали присутствие трех компонент, которые выделяются при температурах 250, 350 и 500°С. По всей видимости, первая компонента связана с титаномагнетитом, вторая — с титаномаггемитом, а третья — с магнетитом (рис. 1*б*).

Компонентный анализ существенно затрудняется тем, что при температурах порядка 200°С снимается не только намагниченность первой компоненты, Г, которой (если приведенные выше соображения справедливы) близка к 200°С, но и вязкая намагниченность. Судя по большому разбросу результатов при выделении этой компоненты, большая доля вязкой намагниченности не природного, а лабораторного происхождения. Встречаются образцы, у которых эта компонента имеет $D=85—120°$ и I до 24°, причем положение таких образцов в разрезе незакономерно. Естественно, что эта компонента не может быть использована при изучении вековых вариаций.

Вторая — титаномаггемитовая компонента имеет среднее направление $D=340\pm20°$, $I=60+10°$, у третьей — магнетитовой $D=360+40°$, $I=50\pm10°$. Среднее направление этих двух компонент совпадает в пределах ошибок определения.

На рис. 1*г* приведены гистограммы, которые построены с целью проверки, записаны ли в изучаемом разрезе вариации ГМП [1]. Как видно, гистограмма компоненты, выделяемой в интервале 250—400°С, имеет два четких максимума, свидетельствующих о записи вариаций с амплитудой 15° (50—65°). Гистограмма магнетитовой компоненты имеет три максимума: основной, размытый, с вершиной на 500°, и два боковых с вершинами на 65 и 30°. Максимум с вершиной на 65° получен всего по трем графикам, но именно на этих графиках направление магнетитовой компоненты выделялось четко, так что этот максимум может быть принят во внимание при сравнении вариаций компоненты, выделяемой в интервале 250—400°С, и магнетитовой. Их вариации оказываются одинаковыми.

Максимум с вершиной при 30° (4 случая), видимо, обусловлен разбросом точек на графиках Зийдервельда, низкие значения I не укладываются в зависимость, наблюдаемую при сопоставлении полученных данных с археомагнитными.

На основании компонентного анализа был сделан вывод, что коллекция пригодна для палеомагнитных исследований и может быть использована для изучения вековых вариаций ГМП и что это изучение может быть проведено после предварительной температурной чистки нагревом до 200°С.

ЛИТЕРАТУРА

1 **Варданян А. А., Нечаева Т. Б., Фишман В. М.** О возможности оценки палеовариаций методом гистограмм.—Геомагн. и аэрономия, 1985, т. 25, № 4, с. 697—699.

2 **Петрова Г. Н., Нечаева Т. Б., Поспелова Г. А.** Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом. М.: Наука, 1992, т. 183, с. 41—45.

3 **Саядян Ю. В., Алешинская З. В., Ханзадян Э. В.** Послеледниковые отложения и

археология побережья озера Севан.—В кн.: Геология четвертичного периода (плейстоцен). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1977, с. 91—109.
4. Pospelova G. A. Excursions of the geomagnetic field during Brunhes epech Aktuelle problem dir geomalnetischen Forschung Potsdam, 1961, Bd 1, p. 245—261.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, L, №1—2, 126—128

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

О ДВУХПЛОТНОСТНОЙ МОДЕЛИ ЗЕМЛИ

© 1997 г. **А. М. Давтян**

ИГИС, Гарнийская геофизическая обсерватория НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 10.09.96.

Зависимость плотности вещества земного шара от расстояния до центра в настоящее время достаточно хорошо известна. Наиболее характерной чертой этой зависимости является резкое изменение плотности на границе между мантией и ядром [1, 2, 3]. Рассмотрим простое модельное приближение такого распределения, согласно которому ядро и мантия обладают постоянными, отличающимися друг от друга значениями плотности, и приведем три полезных расчета на несложном математическом уровне: ускорения силы тяжести в зависимости от расстояния до центра Земли, момент инерции Земли и давление в ее центре. Свои результаты мы сравним с результатами стандартных расчетов, в которых геофизическая структура планеты полностью игнорируется и плотность везде внутри Земли считается неизменной.

Будем считать земное ядро шаром радиуса $r_c = 3490$ *км* (0.548 радиуса Земли) с постоянной плотностью $\rho_c = 11$ *г/см*^{3}. Ядро окружено мантией—сферической оболочкой с внешним радиусом $R = 6371$ *км* и постоянной плотностью $\rho_m = 4.437$ *г/см*^{3}. Здесь используются значения плотности, усредненные по объему [3]. Плотности ρ_c и ρ_m слабо зависят от модели. Величины ρ_c и ρ_m связаны очевидным соотношением

$$\rho R^3 = \rho_m (R^3 - r_c^3) + \rho_c r_c^3 \qquad (1)$$

со средней плотностью Земли $\rho = 5{,}517$ *г/см*^{3}, которая, в отличие от ρ_c и ρ_m в отдельности, давно известна с высокой точностью.

В рамках описанной модели легко рассчитать функцию $g(r)$—зависимость ускорения силы тяжести от расстояния до центра Земли. Для этого достаточно использовать тот факт ,что гравитационное поле сферически—симметричной массивной оболочки равно нулю внутри оболочки, а вне ее совпадает с полем точечной массы, расположенной в центре. Результат имеет вид:

$$g(r) = \frac{4}{3}\pi G \cdot \rho_c \cdot r = 1958 \frac{r}{R} \left[см/с^2\right] \text{ при } r < r_c \qquad (2a)$$

$$g(r) = \frac{4}{3}\pi G \left| \rho_c \frac{r_c^3}{r^2} + \rho_m \left(r - \frac{r_c^3}{r^2} \right) \right| = 192 \left(\frac{R}{r} \right)^2 +$$

$$+790\,\frac{r}{R}\,|см/с^2|\ \text{при}\ r_c<r<R. \qquad (2)$$

Результаты двухплотностной модели совпадают (в пренебрежении эффектами сферической асимметрии) с истинными значениями $r=0$ и $r=R$, а также на границе ядра с мантией при $r=r_c$, где напряженность гравитационного поля достигает максимального значения, превышающего поле на поверхности Земли в $\frac{r_c\rho_c}{R\rho}$ раз. Как видно из (2), линейная зависимость $g(r)$ на всем интервале от $r=0$ до $r=R$ несправедлива даже качественно; двухплотностная модель устраняет такое несоответствие с фундаментальными геофизическими фактами немонотонной зависимости $g(r)$.

Момент инерции Земли — важная геофизическая характеристика, которую несложно рассчитать в рамках модели двух плотностей. Учитывая, что однородная сфера обладает моментом инерции $I=\frac{8}{15}\pi\rho R^5$, для момента инерции двухплотностной модели земного шара получаем:

$$I=s_c+s_m=\frac{8}{15}\pi[\rho_c r_c^5+\rho_m(R^5-r_c^5)]=$$

$$=\frac{2}{5}\,\frac{MR^2}{\rho}\left|\rho_c\left(\frac{r_c}{R}\right)^5+\rho_m\left(1-\frac{r_c^5}{R^5}\right)\right|=0{,}345MR^2, \qquad (3)$$

где M—полная масса Земли. Для сравнения экспериментально полученные значения I составляют $0{,}3308\,MR^2$, а модель постоянной плотности дает $I=0{,}4\,MR^2$. Таким образом, использование двухплотностной модели устраняет 80% ошибок, вносимых приближением однородной сферы. Тем не менее рассматриваемая модель дает несколько завышенное значение I. Дело в том, что вклад в момент инерции, обусловленный сферическими оболочками разного радиуса, возрастает по мере удаления от центра как r^4. Поэтому на результат существенное влияние оказывает тот факт, что приближенное значение плотности ρ_m выше истинных в самых внешних областях мантии.

Если обратиться к истории, то экспериментальное значение I было определено из астрономических наблюдений очень давно и расчеты момента инерции сыграли важную роль в первых попытках геофизиков смоделировать распределение плотности внутри Земли. Чтобы понять идею анализа такого рода, проделаем упражнение: по известным I, M и $\frac{r_c}{R}$ из уравнений (1) и (3) определим ρ_m и ρ_c. Используя принятое значение $\frac{r_c}{R}=0{,}548$, получаем $\rho_m=4{,}15\ г/см^3$ и $\rho_c=12{,}4\ г/см^3$.

Хотя эти результаты по современным стандартам не характеризуются высокой точностью (вследствие указанной выше погрешности, вносимой в I большими г), такой расчет привлекателен своей наглядностью.

Согласно трем моделям земного шара, представленным в [3], давление в центре составляет $3{,}62\cdot10^{11}\ Па\pm0{,}5\%$. Рассчитаем эту величину путем решения уравнения равновесия. Сначала ограничимся простой моделью постоянной плотности, в которой g зависит от r

$$\frac{dp}{dr} = \rho \cdot g = \frac{4}{3}\pi G\rho^2 \cdot r. \qquad (4)$$

Отсюда следует, что давление в центре сферы равно $P_0 = \frac{2}{3}\pi G\rho^2 R^2 = 1{,}73 \cdot 10^{11}$ *Па* (используя приведенные выше значения ρ и R)

Определим теперь P_0 с помощью модели, в которой ядро и мантия имеют разную плотность. Для простоты воспользуемся снова приближением постоянства ускорения силы тяжести в мантии. В этом случае давление возрастает от близкого к нулю значения на поверхности Земли до значения $\rho_m \bar{g}_m (R - r_c)$ на границе мантии и ядра. В ядре по мере изменения r от r_c до нуля давление получает приращение $\frac{2}{3}\pi G\rho_c^2 r_c^2$ и окончательно

$$P_0 = \rho_m \bar{g}_m (R - r_c) + \frac{2}{3}\pi G\rho_c^2 r_c^2 = 3{,}4 \cdot 10^{11} \text{ Па} \qquad (5)$$

в хорошем согласии с приведенным выше значением.

Работа выполнена в рамках темы 96—701, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М.: ИЛ, 1960.
2. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М., Наука, 1983.
3. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. т. 1. М.: Мир, 1985.

АЙАСТАНИ АНРАПЕТУТЯН ГИТУТЮННЕРИ АЗГАИН АКАДЕМИАИ ТЕХЕКАГИР
ГИТУТЮННЕР ЕРКРИ МАСИН

В журнале «Известия Национальной Академии наук Республики Армения, Науки о Земле» публикуются результаты теоретических, экспериментальных и прикладных исследований, проводимых в научно-исследовательских институтах, вузах и производственных организациях республики и сопредельных районов в области геологии, геофизики, инженерной сейсмологии и физической географии.

Выходит 3 раза в год.

Технический редактор В. Д. СТЕПАНЯН

Сдано в набор 17.06.1997г. Подписано к печати 28.08.1997г.
Бумага №1, 70×108 1/16. Высокая печать. Печ. лист 8. Усл. печ. лист 11,2
Учет.—изд. 17,6 Тираж 250 Заказ 20. Изд. №7450.

Издательство НАН РА, Ереван—19, пр. Маршала Баграмяна, 24-г
Типография Издательства «Гитутюн» НАН РА, 378410, г. Аштарак, 2.