

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

ISSN 0515-961X

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



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

Պատասխանատու խմբագիր
Ռ.Տ. ԶՐԲԱՇՅԱՆ

Պատասխանատու խմբագրի տեղակալ
Ա.Ս. ՖԱՐԱՄԱԶՅԱՆ

Պատասխանատու քարտուղար
Է.Ս. ՌՈՍՏՈՄՈՎԱ

Խմբագրական կոլեգիա՝
**Ա.Լ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Ա.Վ. ԱՎԱԳՅԱՆ, Հ.Ռ. ԲԱԴԴԱՍԱՐՅԱՆ, Ս.Վ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ, Է.Ե. ԽԱՉԻՅԱՆ,
Ա.Ս. ԿԱՐԱԽԱՆՅԱՆ, Ս.Ս. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Խ.Բ. ՄԵԼԻՔՍԵԹՅԱՆ, Ռ.Լ. ՄԵԼԿՈՆՅԱՆ,
Ռ.Տ. ՄԻՐԻՋԱՆՅԱՆ, Ս.Ն. ՆԱԶԱՐԵԹՅԱՆ, Հ.Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ**

Ответственный редактор
Р.Т. ДЖРБАШЯН

Заместитель ответственного редактора
А.С. ФАРАМАЗЯН

Ответственный секретарь
Э.С. РОСТОМОВА

Редакционная коллегия
**Ա.Վ. ԱՎԱԳՅԱՆ, Ա.Լ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Ա.Ր. ԲԱԴԴԱՍԱՐՅԱՆ, Ս.Վ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ,
Ա.Ս. ԿԱՐԱԽԱՆՅԱՆ, Խ.Բ. ՄԵԼԻՔՍԵԹՅԱՆ, Ր.Լ. ՄԵԼԿՈՆՅԱՆ, Ր.Տ. ՄԻՐԻԺՋԱՆՅԱՆ,
Ս.Ն. ՆԱԶԱՐԵԹՅԱՆ, Ս.Ս. ՈԳԱՆԵՍՅԱՆ, Օ.Ա. ՏԱՐԿԻՍՅԱՆ, Է.Ե. ԽԱՉԻԱՆ**

Editor
R.T. JRBASHYAN

Deputy Editor
A.S. FARAMAZYAN

Executive Secretary
E.S. ROSTOMOVA

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

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

A 210 409

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ս.Հ. Կարապետյան, Ռ.Տ. Զրբաշյան, Գ.Խ. Նավասարդյան, Խ.Բ. Մելիքսեթյան, Ա.Խ. Մնացականյան, Ի.Սափով, Ռ.Խ. Ղուկասյան. Սյունիքի բարձրավանդակի վերին պլիոցեն-հոլոցենյան հասակի հրաբխականությունը (Հայաստան)3

Ս.Հ. Հովակիմյան. Լիճքվազ-Թեյի ոսկու հանքավայրի (Հարավային Հայաստան) ձևավորման երկրաբանա-կառուցվածքային պայմանները22

Թ.Ա. Ավագյան. Հայաստանի որակական դիատոմիտային ապարների և զուգակցվող առաջացումների կանխագուշակման գնահատականը որպես միներալային հումք30

Հ.Վ. Շահինյան, Շ.Ս. Զաքարյան, Տ.Լ. Հովհաննիսյան, Ա.Մ. Մարտիրոսյան. Խմելու քաղցրահամ ջրերի մակրոբաղադրիչային կազմի ձևավորման մասին (Շիրակի ճկվածքի խմելու քաղցրահամ ջրերի օրինակով)34

Ս.Ս. Կարապետյան, Թ.Հ. Բաբայան, Գ.Ա. Մկրտչյան. Ազատի ջրամբարի պատվարի վարքը 2008 թ. նոյեմբերի 4-ի երկրաշարժի ժամանակ40

Յու.Գ. Աղբալյան. Հարթմանի գլոբալ էներգետիկ ցանցի հետազոտման եղանակները (երկրաֆիզիկական անոմալիա) Մաս 3. Ջրային հոսքի ճառագայթման ֆոտոգրանցումը46

Ա. Ա. Առաքելյան. Հայաստանի գետավազների ջրային հաշվեկշռի հաշվարկի մեթոդը և նրա ավտոմատացումը51

Գ. Հ. Սուրենյան, Ա. Վ. Խոյեցյան, Ս. Վ. Խաչատրյան, Ս. Հ. Մելքոնյան. Եղանակային պայմանները ՀՀ-ում Հայկական լեռնաշխարհում լոկալ անտիցիկլոնի ձևավորման ժամանակ57

СОДЕРЖАНИЕ

С.Г. Карапетян, Р.Т. Джрбашян, Г.Х. Навасардян, Х.Б. Меликсетян, А.Х. Мнацаканян, И. Савов, Р.Х. Гукасян. Верхнеплиоцен – голоценовый вулканизм Сюникского нагорья (Армения)3

С.Э. Овакимян. Геолого-структурные условия формирования Личквас-Тейского золоторудного месторождения (Южная Армения)22

Т.А. Авакян. Прогнозная оценка качественных диатомитовых пород Армении и сопутствующих образований в качестве минерального сырья30

Г.В. Шагинян, Ш.С. Закарян, Т.Л. Оганисян, А.М. Мартиросян. О формировании основного макрокомпонентного состава пресных питьевых вод (на примере вод Ширакской котловины)34

С.С. Карапетян, Т.О. Бабаян, Г.А. Мкртчян. Поведение плотины Азатского водохранилища во время землетрясения 4-го ноября 2008 года40

Ю.Г. Агбалян. Методы исследования глобальной энергетической сети Хартмана (геофизическая аномалия) Ч.3. Фоторегистрация излучения водного потока46

А. А. Аракелян. Метод расчета водного баланса речных бассейнов Армении и его автоматизация51

Г.Г. Суренян, А.В. Хосеян, С.В. Хачатрян, С. Г. Мелконян. Погодные условия Армении при формировании локального антициклона на Армянском нагорье57

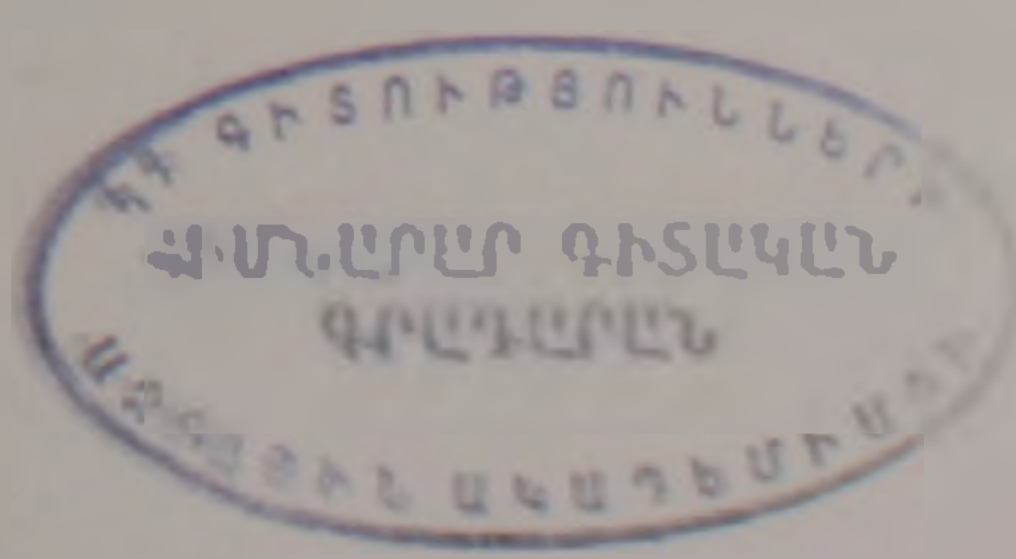


TABLE OF CONTENT

S.G. Karapetyan, R.T. Jrbashyan, G.Kh. Navasardyan, Kh.B. Meliksetian, A.Kh. Mnatsakanyan, I. Savov, H.Kh. Ghukasyan. Upper pliocene-holocene volcanism of Syunik highland (Armenia)	3
S.E. Hovakimyan. Geological and structural conditions of formation of Lichkvaz-Tey gold deposit (Southern Armenia)	22
T.A. Avagyan. Qualitative diatomitic rocks predictive estimate of Armenia and related formations as mineral raw material	30
H.V. Shahinyan, Sh.S. Zakaryan, T.L. Hovhannisyan, A.M. Martirosyan. About basic macrocomponent structure formation of drinking sweet waters (On the example of waters of Shirak valley)	34
S.S. Karapetyan, T.H. Babayan, G.A. Mkrtchyan. Behaviour of Azat water storage dam during 4 november, 2008 earthquake	40
Yu.G. Aghbalyan. Methods of global energy Hartman's network (geophysical anomalies). Part 3. Photoregistration of radiation of water flow	46
A. A. Arakelyan. Method of calculation and automation of water balance of the river basins of Armenia	51
G.H. Surenian, A.V. Khoyetsian, S.V. Khachatrian, S.H. Melkonian. The weather conditions in the Armenian uplands at formation of a local anticyclone	57

ВЕРХНЕПЛИОЦЕН – ГОЛОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ СЮНИКСКОГО НАГОРЬЯ (АРМЕНИЯ)

© 2010г. С.Г. Карапетян, Р.Т. Джрбашян, Г.Х. Навасардян, Х.Б. Меликсетян, А.Х. Мнацаканян, И. Савов*, Р.Х.Гукасян

*Институт геологических наук НАН Армении
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: jrb_rub@sci.am
* Университет Лидса (Великобритания)
E-mail: savovir@yahoo.com
Поступила в редакцию 30.01.2010*

Верхнеплиоцен-голоценовый вулканизм Сюникского нагорья характеризуется преимущественно центральными - полигенным и моногенным типами извержений. С первым связано формирование крупных вулканических массивов – Ишханасар и Цхук, сложенных дифференцированными сериями базальтовый трахиандезит-трахидацит (трахитового) состава. Второй - определил формирование около 160 относительно небольших шлаковых и шлаково-лавовых вулканов ареального типа, представленных базальт, базанит-фонотефрит и трахибазальт-трахиандезитовыми рядами.

Комплексные исследования показали, что вулканические серии отличаются длительным периодом неравновесной интрателлурической кристаллизации в разноглубинных магматических камерах. Схема дифференциации и фракционирования расплавов определялась различной степенью плавления магматического источника ($T^{\circ}C$, P) и высоким R_{ϕ} . Геохимические параметры согласуются с происхождением вулканических серий из метасоматизированного мантийного источника, в составе которого доминирующими элементами являются Sr, Ba, LREE, Th, Zr при высоких LILE/HFSE отношениях. Изотопный состав и вариации индикаторных элементов указывают на единый гомогенный мантийный источник, обогащенный Sr. Развитие в регионе куполовидные риолитовые вулканы представляют генетически самостоятельную петрохимическую (и изотопную) систему.

В статье обсуждаются новые результаты комплексных геолого-вулканологических, а также петрографо-минералогических, петро-геохимических и изотопных аналитических исследований, посвящённых особенностям проявления, вещественного состава и эволюции продуктов верхнеплиоцен-голоценового поздне-коллизийного вулканизма Сюникского нагорья с представлением схематической геолого-вулканологической карты в ГИС формате (рис.1).

Сюникское нагорье составляет юго-восточный отрезок неовулканического пояса Армении, приуроченного к Анкаван-Сюникскому разлому (Асланян, 1958; Габриелян и др., 1981). Непосредственно в исследуемом районе древние дизъюнктивные структуры забронированы молодыми вулканическими образованиями и не имеют однозначного толкования.

Исследованная область занимает водораздел бассейнов рек Воротан, Акера и Тартар, протягиваясь в СЗ-ЮВ направлении примерно на 70км., при ширине около 35км. Площадь, покрытая вулканитами, занимает около 2500км², объем продуктов вулканических извержений составляет порядка 550.0 км³. Нагорье расположено в восточной части Армянского блока. На юге плиоцен-четвертичные образования перекрывают нижнемеловые комплексы Капанского сегмента Сомхето-Карабахской зоны, на востоке — верхнемеловые вулканогенно-осадочные комплексы Гочасского прогиба, а на западе — кайнозойские вулканические и вулканогенно-осадочные комплексы Зангезура и Вайоцзора.

Многие вопросы геологии широко развитых в районе вулканических образований обсуждены в работах А.Н. Соловкина (1940), К.Н. Паффенгольца (1940), А.Л. Тахтаджяна и А.А. Габриеля-

на (1948), А.А. Габриеляна (1964), А.А. Габриеляна и др. (1981), А.Т. Асланяна (1958), В.М. Амаряна (1967), Ю. В. Саядяна (2009), Т. А. Авакяна (1974) и др. Особое внимание вопросам эволюции новейшего вулканизма Сюникского нагорья и составу его продуктов было уделено в целом ряде работ К.Шириняна. Исследования последних лет в пределах юго-восточного отрезка Памбак-Севанского разлома (Karakhaniyan et al., 2002; Караханян и др., 2004), основанные на геологических наблюдениях и интерпретации аэрокосмической информации, позволили более убедительно обсуждать вопросы связи верхнеплиоцен-голоценового вулканизма Сюникского нагорья с активной тектоникой, в частности, приуроченность голоценового вулканизма к структурам типа "pull apart basin" в СЗ части нагорья.

Наиболее древний комплекс (фундамент) в пределах области сложен вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями юры и мела (Асланян, 1958; Габриелян, 1964). Непосредственным основанием изученного сложнопостроенного вулканического комплекса служит обнажающаяся в северо-западной части нагорья нижнеплиоценовая (абс.возраст 5,2-4,8Ma)¹ трахиандезит-трахидацитовая толща, мощностью до 300м (белесоватая свита по А.Габриеляну, 1964). К данному участку тяготеют прорывающие ее куполовидные вулканы риолитового состава (абс.возраст 1,6-0,4Ma, Карапетян, 1972), а также небольшие выходы субвулканических интрузивов граносиенитов и гранодиоритов нижнемиоценового возраста (Паффенгольц, 1940; Карапетян, 1959; Абовян, Малхасян, 1961), которые, в свою очередь, прорываются и

¹ Анализы выполнены в лаборатории изотопной геологии ИГН НАН Армении.



Рис. 1. Схематическая карта новейших вулканических образований Сюникского вулканического нагорья. Разломы показаны по данным (Karakhanyan et al., 1997, 2002, 2003).

Условные обозначения: 1. Аллювиальные, делювиальные отложения. 2. Базальтовые трахиандезиты (голоцен). 3. Ледниковые отложения. 4. Базанит, тефрит, трахибазальт-трахиандезиты (эонеоплейстоцен). 5. Куполовидные риолитовые вулканы (нижний эоплейстоцен). 6. Базальтовые трахиандезит-трахидациты цхук-ишханасарской свиты (верхний плиоцен - эоплейстоцен). 7. Базальтовые трахиандезиты-трахиты горисской свиты (верхний плиоцен). 8. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования (доверхнеплиоценовые). 9. Интрузивные породы: гранодиориты, граносиениты (нижний миоцен). 10. Полигенные вулканы. 11. Моногенные вулканы. 12. Разломы (предполагаемые).

перекрываются продуктами четвертичного базальтоидного вулканизма.

Верхнеплиоцен-четвертичный вулканизм нагорья характеризуется преимущественно центральными - полигенным и моногенным типами извержений (Ширинян, Карапетян, 2006; Джрбашян и др., 2008). Детальное описание морфометрии и строения вулканов приведено в "Каталоге верхнеплиоцен-четвертичных вулканов Армянской ССР" (К.Ширинян, С.Карапетян, Л.Нагапетян, 1978, Фонды ИГН НАН Армении).

Наблюдаемые в объеме данного комплекса геологические взаимоотношения отдельных фаций, особенности типов извержений и вещественного состава пород (рис.1), а также результаты анализа абсолютного возраста позволяют в эволюции вулканических процессов установить

следующую последовательность (снизу-вверх):

1. Проявления полигенного вулканизма, связанные с взрывными извержениями и формированием вулканогенно-обломочной горисской толщи и последующими неоднократными излияниями из центральных вулканических жерл двух стратовулканов (Ишханасар и Цхук) лав субщелочного состава, возраст которых соответствует верхнему плиоцену-эоплейстоцену (раннему плейстоцену); данные К/Аг датировок указанных лав колеблются в пределах 2.35-1.7Ма.

2. Проявления моногенного вулканизма, включающие продукты извержений многочисленных (около 160) шлаковых, шлаково-лавовых, а также лавовых вулканов, формирующихся на водоразделе, на склонах стратовулканов и в пространстве между ними, преимущественно

щелочно-основного-среднего состава, эоплейстоцен-неоплейстоценового возраста (1.3-0.4Ma). На водоразделе вулканическая активность продолжалась и в голоцене (Karakhanian et al., 1997, 2002, 2003).

1. К полигенному типу относятся вулканы Ишханасар (отм. 3552м., d ~22км., h ~1200м.) и Цхук (отм. 3594м., d ~25км., h ~1500м.). Это крупные эродированные вулканические массивы, в строении которых участвуют значительные объёмы переслаивающихся потоков лав и пирокластики базальтовый трахиандезит – трахиандезитового состава, которые в привершинной части сменяются трахиандезитами и трахидацитами (вулканы Мец и Покр Ишханасар). Массивы прорываются небольшими моногенными шлаковыми и шлаково-лавовыми вулканами с многочисленными потоками различной протяженности, в основном южной, юго-западной направленности, формирующими Ангехакотское, Сисианское и Ераблурское плато.

В строении Ишханасарского вулканического массива выделяются два комплекса.

Нижний комплекс соответствует первым фазам вулканической активности типа направленного взрыва (вулканский тип извержений), которые привели к формированию в основании и в В-ЮВ обрамлении массива мощной (h~350м.) вулканогенно-обломочной толщи, известной в литературе как горисская (герюсинская) толща (Соловкин, 1940; Паффенгольц, 1940; Тахтаджян, Габриелян, 1946 и др.). Толща сложена вулканическими брекчиями, пепловыми туфами трахиандезит-трахитового состава, а также маломощными, непротяженными потоками лав того же состава. В литературе нет однозначного мнения о взаимоотношениях горисской и сисианской глинисто-диатомитовой толщ. Наши наблюдения согласуются с мнением К.Н. Паффенгольца (1940), А.Т. Асланяна, (1958), А.А. Габриеляна (1964), В.Амаряна (Фонды АрмГУ, 1967) и др., в том, что образования горисской толщи фаціальными взаимопереходами связаны с глинисто-диатомитовыми отложениями сисианской свиты и датируются верхнеплиоценовым возрастом (абс. возраст ~3,0Ma).

Верхний - ишханасарский комплекс (h до 1200 м.) включает дифференцированную базальтовый трахиандезит – трахиандезит - трахидацитовую серию. Продукты комплекса участвуют в строении основной части вулканических массивов Ишханасар и Цхук и связаны с главным периодом вулканической активности центрального канала. Комплекс представлен чередующимися потоками лав и обломочной пирокластикой, прорванными дайками и экструзивами того же состава. По геологическому положению и К/Аг определениям (1,3-1,1Ma) возраст комплекса определяется как эоплейстоценовый (раннеплейстоценовый в соответствии с Международной хроностратиграфической шкалой 2007).

2. Моногенный вулканизм ареального типа.

Продукты извержений моногенных вулканов (d от первых десятков до нескольких сотен метров, h от 15-20 до 300м.) представляют поздние

стадии вулканической активности, покрывают значительные площади водораздельной части нагорья, а также его периферических южных и юго-восточных склонов. Моногенные вулканы локализуются вдоль двух параллельных линий СЗ - ЮВ простирания (рис. 1).

Вулканические постройки довольно разнообразны по строению и составу продуктов извержений. Среди них выделяются преимущественно шлаковые, шлаково-лавовые вулканы, сложенные рыхлой тефрой (шлаками, аглютинатами, лапиллями, песками и пеплами), реже встречаются лавовые вулканы (тип извержений стромболианский). Морфологически они, как правило, представлены усеченными конусовидными постройками, часто с привершинным кратером. Из кратера или из-под основания конусов прослеживаются потоки лав длиной от 1 до 10км., часто имеющие свежий облик. Составы продуктов извержений принадлежат трем петрохимическим рядам: базальтовому, базанит-тефрит-фонотефритовому и трахибазальт - базальтовый трахиандезит – трахиандезитовому.

К моногенному типу могут быть отнесены также отмеченные выше куполовидные вулканы ниже-среднеплейстоценового возраста (абс. возраст 1.6-0.43Ma) северо-западной части нагорья (Мец и Покр Сатанакар, Базенк, Севкар и др.), сложенные риолитами, обсидианами, перлитами и их пирокластикой (Карапетян, 1972; Меликсетян, Карапетян, 1998; Джрбашян и др., 2002; Карапетян, Ширинян, 2003).

Методы исследований

Положенный в основу статьи аналитический материал обобщает результаты около 100 полных силикатных химических анализов пород и 18 мономинеральных фракций клинопироксена и амфибола, выполненных в лаборатории ИГН НАН Армении. Определения состава петрогенных окислов и микроэлементов в 26 пробах из пород ареального комплекса выполнены методом ICP-MS в геохимической лаборатории Университета гор.Лидс (Великобритания). Изотопный состав 6 валовых проб из пород полигенного и ареального комплексов изучен в лаборатории геолого-изотопных исследований ИГН НАН Армении. Содержания Rb и Sr определялись стандартным методом изотопного разбавления. Изотопный состав Sr определялся на термоионном масс-спектрометре МИ-1201Т; погрешность измерения изотопных отношений $^{87}/^{86}\text{Sr}$ составляет $\pm 0.003\%$. Можно отметить удовлетворительную сходимость результатов определений Rb и Sr, выполненных различными аналитическими методами.

Петрография

Петрографический состав верхнеплиоцен-четвертичных вулканитов Сюникского нагорья представлен широким спектром пород - от базальтовых трахиандезитов, трахиандезитов и трахидацитов (трахитов) до оливиновых базальтов, базанитов, тефритов и фонотефритов (табл. 1)

Представительные химические составы эффузивных и пирокластических пород верхнего плиоцена-неоплейстоцен-голоцена Сюникского вулканического нагорья

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	376/61	273/61	275/61	2540	2024	2017	2006	2942	2513	2494	3120	3261	2941	3346	2368	2083	442	441
SiO ₂	52.13	56.01	68.04	52.00	55.60	57.00	65.38	46.42	44.14	46.50	47.76	50.76	45.89	49.53	50.95	61.08	53.14	53.32
TiO ₂	0.93	0.84	0.28	0.93	0.88	0.69	0.87	0.57	1.33	1.50	1.02	1.21	1.47	1.65	1.05	0.63	1.10	0.93
Al ₂ O ₃	14.33	16.18	16.17	18.03	17.31	20.40	18.25	15.16	20.59	16.03	18.48	16.31	18.71	13.88	18.25	19.46	17.00	18.40
Fe ₂ O ₃	5.68	6.12	2.42	7.76	4.34	4.27	0.30	6.24	2.68	5.32	6.86	7.84	5.86	8.09	3.49	3.67	5.19	5.82
Feo	2.44	1.14	0.43	0.94	2.29	0.84	1.40	4.54	4.79	6.12	1.72	2.67	3.92	3.95	3.28	0.84	3.60	2.52
MnO	0.12	0.10	0.07	1.37	0.13	0.11	0.06	0.29	0.11	0.25	0.29	0.16	0.14	0.17	0.22	0.08	-	0.36
MgO	4.88	2.49	0.86	3.21	2.69	1.95	1.80	11.38	9.56	6.83	5.42	4.21	5.58	5.62	4.59	1.65	3.69	4.20
CaO	8.48	6.46	1.61	8.03	5.98	5.25	4.20	10.34	11.15	10.36	9.35	8.44	10.29	10.15	8.61	4.15	7.56	7.80
Na ₂ O	3.87	5.48	5.50	3.50	4.40	5.50	4.20	2.80	3.00	3.80	4.00	4.75	3.40	4.40	4.20	5.30	4.66	4.20
K ₂ O	2.12	2.87	3.79	2.13	3.00	3.50	2.61	0.90	1.50	2.00	2.70	3.20	1.70	2.40	3.25	3.10	2.42	2.70
P ₂ O ₅	2.34	2.00	0.66	1.04	0.58	0.50	0.02	0.92	-	0.37	1.38	0.80	1.08	0.84	0.90	0.50	0.79	0.69
H ₂ O	-	-	-	0.46	0.03	0.37	0.06	0.32	0.34	0.10	0.25	-	0.38	-	0.18	0.08	-	-
n.n.n.	2.12	0.20	0.41	1.14	2.80	0.07	1.00	0.68	1.66	0.40	1.50	0.29	1.80	-	1.81	0.04	0.24	0.40
?	99.44	99.79	100.24	100.54	100.03	100.45	100.15	100.77	100.85	99.58	100.73	100.64	100.22	100.68	100.78	100.58	99.39	101.34
ap	5.38	4.71	1.68	2.35	1.35	1.35	-	2.02	-	1.35	3.36	2.02	2.69	2.02	2.02	1.35	2.02	1.68
il	1.67	1.52	0.61	1.82	1.67	1.37	1.67	1.06	2.53	2.88	1.97	2.28	2.88	3.19	2.12	1.21	2.12	1.67
mgf	5.79	1.62	0.70	4.63	5.33	0.70	0.46	9.03	3.89	7.64	3.47	6.02	8.57	8.34	5.09	0.93	7.64	6.48
hem	1.76	4.95	1.92	4.63	0.64	3.83	-	-	-	-	4.47	3.67	-	2.40	-	3.03	-	1.28
ru(pfl)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
or	12.24	17.25	22.26	12.24	17.81	20.59	15.58	5.57	8.86	11.69	16.14	18.92	10.02	13.91	19.48	18.37	13.91	16.14
ab	32.51	46.14	46.66	29.36	37.23	46.66	35.65	22.55	5.15	16.78	23.59	27.79	24.64	25.17	26.22	44.57	39.32	35.65
an	15.58	11.13	3.34	27.54	18.64	20.58	20.86	26.15	38.28	20.86	24.20	13.91	30.60	11.13	21.14	16.97	18.64	23.09
wo	4.88	3.25	-	2.44	3.02	0.93	-	8.48	7.11	11.27	5.46	9.64	5.46	14.05	6.74	-	5.58	4.65
en	4.22	2.81	-	2.11	2.61	0.80	-	6.83	5.36	8.03	4.72	8.33	4.72	12.15	5.22	-	4.72	4.02
fs	-	-	-	-	-	-	-	0.66	1.03	2.24	-	-	-	-	0.79	-	0.13	-
en	7.83	3.41	2.11	5.82	4.12	1.71	4.52	-	-	-	-	-	-	-	-	4.12	4.42	5.62
fs	-	-	-	-	-	-	0.92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.26	-
fo	-	-	-	-	-	1.69	-	15.06	12.93	6.33	6.19	1.55	6.33	1.41	4.36	-	-	0.56
fa	-	-	-	-	-	-	-	1.63	2.75	1.63	-	-	-	-	0.61	-	-	-
nc	-	-	-	-	-	-	-	0.57	10.96	8.24	5.68	6.53	2.27	6.53	5.11	-	-	-
q	5.41	2.88	18.86	6.01	4.87	-	18.62	-	-	-	-	-	-	-	-	8.77	0.54	-
cor(wo)	-	-	1.84	-	-	-	0.82	-	-	-	-	-	-	-	-	1.22	-	-
K ₂ O/ Na ₂ O	0.55	0.52	0.70	0.61	0.68	0.64	0.62	0.32	0.50	0.53	0.68	0.67	0.50	0.55	0.77	0.58	0.52	0.64
Mg ⁺	0.52	0.38	0.36	0.40	0.52	0.56	0.69	0.73	0.74	0.58	0.53	0.54	0.60	0.56	0.70	0.54	0.52	0.58
al'	1.10	1.66	4.36	1.51	1.92	3.03	5.27	0.92	1.22	0.89	1.31	1.16	2.00	0.82	1.63	3.32	1.42	1.50

Примечание к таблице 1

Верхний плиоцен. Вулканогенно-обломочный комплекс (горисская толща): 1) базальтовый трахиандезит, к СЗ от с. Бурун; 2) туфобрекчия трахиандезита, к С от с. Веришен; 3) трахит, песчано-пепловый цемент туфобрекчии, к СВ от гор. Горис.

Верхний плиоцен-эоплейстоцен. Лавовый комплекс полигенного вулкана Ишханасар и моногенных вулканов: 4) базальтовый трахиандезит основания ЮВ отрога г. Ишханасар; 5) Pl-Ol-CPx базальтовый трахиандезит, северная гряда вулк. Мец Ишханасар; 6) Pl-Am-CPx трахиандезит, гребень вулк. Мец Ишханасар; 7) Pl-CPx (Ap) трахидацит, вершина вулк. Ишханасар.

Средний-верхний неоплейстоцен. Лавовый комплекс ареального вулканизма с моногенными центрами: 8) меланократовый Ol-CPx базальт, вулк. Субайблур; 9) Ol-CPx-Am базанит, вулк. Ампасар; 10) Ol-CPx-Am тефрит, вулк. Мец Чобанасар; 11) Am-CPx-Ol тефрит, поток, вулк. Барцраван; 12) CPx-Ol-Am фонотефрит, вулк. Жайрагир; 13) Ol-CPx трахибазальт, вулк. Субайблур; 14) Ol-CPx-Pl трахибазальт, вулк. Цоренасар; 15) Am-CPx-Pl базальтовый трахиандезит, вулк. Чобанасар; 16) Am-Pl трахиандезит, вулк. Меркасар.

Голоцен. Лавовый комплекс ареального вулканизма: 17) Pl-CPx-Am базальтовый трахиандезит, вулк. Пайтасар; 18) CPx-Am базальтовый трахиандезит, вулк. Назели.

Базальтовые трахиандезиты и трахиандезиты наиболее распространены в вулканических породах нагорья. Они входят в состав разных возрастных комплексов и являются продуктами ранних взрывных извержений (туфобрекчии и их обломочная часть в горисской толще) и лавовых излияний полигенных вулканов Ишханасар и Цхук. Этими породами сложены также большие площади лавовых плато, образованных потоками ареальных вулканов и, в частности, голоценовых, которые сконцентрированы на водоразделе нагорья (вулканы Устрик, Корацсар, Пайтасар, Назели и др.).

По составу минералов-вкрапленников в описываемой группе можно выделить: 1) Ol-CPx-Pl±Am и 2) Am-CPx±Pl±Ol, Ol-CPx-Am±Pl, Pl-Am±CPx типы, которые различаются по геологической позиции и по нормативному составу.

Первый тип слагает потоки привершинной зоны и В – ЮВ склонов вулканов Мец и Покр Ишханасар, а также потоки его побочных вулканов в пределах Ераблурского плато (Караблур, Каркаротсар). Суммарное содержание фенокристаллов в породах колеблется от 20 до 28-32 об.%, при заметном преобладании *клинопироксена* (11-20 об.%; количество *оливина* составляет 4-7 об.%, *плаггиоклаза* – 3-7 об.%, *апатита* – до 1.2 об.%).

К второму петрографическому типу относятся лавы молодых ареальных вулканов (Гарусар, Еркворякнер, Чобанасар, Еркаблур, Дзгвацблур, Цоренасар и др.). Этот тип отличается высокими содержаниями фенокристаллов *амфибола* (7-15 об.%), *клинопироксена* (4-10 об.%) и *апатита* (до 1.6 об.%; *плаггиоклаз* составляет 2-5 об.%, *оливин* - 2.5-6 об.%. В трахиандезитах заметно возрастают содержания *плаггиоклаза* (12-15 об.%), сохраняются высокие

количества *амфибола* (8-10 об.%), *оливин* отмечается в редких выделениях.

Основная масса базальтовых трахиандезитов тонкокристаллическая, трахитоидная с переходами к интергранулярной, пилотакситовой или гиалопилитовой. В ее состав входят лейсты, микролиты, таблички или ксеноморфные выделения *плаггиоклаза*, изометричные зерна *клинопироксена* и *магнетита*, иголки *апатита*, редкие чешуйки *биотита* и буроватое вулканическое стекло. В мелкозернистых, раскристаллизованных разностях, в промежутках кристаллов развивается *полевошпатовый агрегат*. В базисе трахиандезитов сокращается количество *клинопироксена*, изотропное стекло местами переходит в микро-криптокристаллический агрегат щелочных *полевых шпатов* и чешуек *биотита*.

Описанная группа вулканитов содержит значительное количество разнообразных гломеростростков. В базальтовых трахиандезитах это, в основном, обособления из CPx, Ol+CPx, Pl+CPx и Pl+CPx+Am со схемой кристаллизации $Ol \rightarrow CPx$, $CPx+Pl \rightarrow Am$. В трахиандезитах полиминеральные срастания имеют Am+Pl+CPx состав; кристаллизация идет в порядке $Am-I \rightarrow CPx+Pl \rightarrow Am-II \rightarrow Am-III$.

Трахидациты и трахиты имеют ограниченное развитие и входят в состав раннего вулканогенно-обломочного комплекса, залегая в виде мелких линзовидных потоков, туфовых прослоев и обломков в брекчиях. Они являются также конечными членами дифференцированного полигенного лавового комплекса и обнажаются в привершинной части вулкана Ишханасар. Трахиты и трахидациты характеризуются порфировой структурой и сложены Pl-CPx-Ap парагенезисом фенокристаллов (8-10 об.%). В их составе преобладает *плаггиоклаз* двух генераций: ранней, интенсивно резорбированной, оплавленной (Ap_{10-38}) и поздней, микротиновой, длинно-призматического габитуса (Ap_{15-28}). *Клинопироксен* образует бледно-зеленоватые идиоморфные призмы, собранные в мелкие скопления; в последних отмечаются единичные кристаллы бесцветного *гиперстена*. *Апатит* присутствует в виде крупных (до 0,9-1,1 мм) бесцветных или слабо-розоватых призм и столбиков.

Основная масса описываемых пород трахитоидная. В трахидацитах привершинной зоны вулкана Ишханасар основная масса флюидальная, гиалиновая и сложена желтоватым прозрачным вулканическим стеклом с полосами и округлыми "ядрами" прозрачного темно-бурого стекла. Вследствие высокой вязкости, растрескивания и неравномерного окисления светлоокрашенного стекла микроструктура базиса приобретает брекчиевидный облик с появлением крупных угловатых блоков и участков разноокрашенного стекла.

Породы основного состава представлены широкой гаммой: базальты, базаниты, фонотефриты, трахибазальты. Они локализованы в основном на Ю-ЮЗ склонах полигенного вулкана Ишханасар и на Ераблурском плато, слагая моногенные вулканические центры, и по возрасту относятся к среднему-верхнему неоплейстоцену.

Основные лавы характеризуются эвпорфировыми, серийно-порфировыми структурами и ведущим парагенезисом минералов-вкрапленников, количественному содержанию модального (и нормативного) оливина разделяются следующим образом:

1. Меланократовые ОI и ОI-СРх базальты, близкие к анкарамитам, с высоким содержанием фенокристаллов (20-33, иногда до 45 об.%) и микродолеритовой, микроофитовой основной массой (вулканы Ампасар, Субайблур, Баруртумб и др.).

2. Меланократовые ОI, ОI-СРх(Ар) и ОI-СРх-Ат(Ар) базаниты (вулканы Мец Чобанасар, Ампасар и др.) и тефриты (вулканы Шерепасар, Палар, Таштаблур, Керпасар, Шакисар, Барцраван, Гарусар и др.). Суммарное содержание фенокристаллов в них 10-25 об.%; основная масса тонкокристаллическая, интергранулярная, гиалопилитовая.

3. $CPx-Am(An) \pm Ol \pm Pl$ фонотефриты (вулканы Меркасар, Жайрагир, Янсар и др.). Порфиновые вкрапленники в этих породах составляют 18 об. % (CPx -7-9 об. % , Am -6-7 об. %, Pl -2 об. %); основная масса имеет гиалопилитовую, гиалиновую структуры.

4. Pl-CPx-Ol(Mt), Ol-CPx и Ol-CPx-Am±Pl
трахибазальты (вулканы Спиевблур, Субайблур,
Мец Джухтак, Гарусар, Цоренасар, Хозас и др.).
Общее количество фенокристаллов в них
достигает 30-40 об.%; преобладают CPx, Ol и
Am. Основная масса интерсерфальная, микродо-
леритовая, интергранулярная.

Кроме отмеченных выше мономинеральных срастаний, в данных породах широко представлены также полиминеральные Ol+CPx (меланобазальты), Ol+CPx+Pl (трахибазальты) Ol+CPx+Am (базаниты, тефриты) срастания. В них устанавливается следующий порядок кристаллизации: Ol (с включениями Ap и Mt) $\rightarrow$ CPx; Ol $\rightarrow$ CPx, Pl; CPx $\rightarrow$ Am; Am-I $\rightarrow$ CPx $\pm$ Pl $\rightarrow$ Am-II $\rightarrow$ Am-III.

Породы самостоятельного риолитового комплекса нижнего эоплейстоцена представлены риолитами, обсидианами, перлитами, литоидной пемзой и их обломочными разностями (вулканы Мец и Покр Сатанакар, Севкар, Базенк и др.). Петрографический состав комплекса детально изучен (Карапетян, 1972; Меликсетян, и др., 1998; Карапетян, Ширинян, 2003; Karapetyan et al., 2001). Для риолитов характерны афировые или редкопорфировые структуры со сферолитовой, фельзитовой, микрофельзитовой или гиалиновой основной массой. Общее содержание вкрапленников достигает иногда до 3-5 об.%; представлены они кислым плагиоклазом (олигоклаз-андезин), кварцем, биотитом, базальтической роговой обманкой.

Завершая петрографическое описание главных типов вулканитов разновозрастных комплексов Сюникского нагорья, обобщим их характерные особенности, указывающие на длительный период интрателлурической кристаллизации в разноглубинных камерах и ее резко неравно-
весный ход.

1. Высокие содержания фенокристаллов во всех разностях с количественным преобладанием в основных и средних породах оливина, клинопироксена, амфибола и усилением роли плагиоклаза лишь в трахиандезитах и трахидацитах.

2. Проявления неустойчивости, прерывистого, непрерывного характера кристаллизации порфировых выделений, формирование зональных кристаллов и последовательных генераций минералов, реакционные соотношения между клинопироксеном и амфиболом-II, амфиболом-I и амфиболом-II, а также частичное растворение ранних выделений и неоднократное переуравновешивание кристаллов с окружающим расплавом.

3. Повсеместное присутствие моно- и полиминеральных сростаний фенокристаллов, слагающих иногда 12-16 об. % и придающих структурам кумулятивный облик. Не исключено, что часть их принадлежит родственным включениям или нодулям; плагноклаз-клинопироксеновый парагенезис установлен в ксенолитах глубинных габбро, характерных для лавового комплекса вулкана Ишханасар.

4. Диссоциация ранних мегакристов оливина, амфибола и клинопироксена, распад твердых растворов полевых шпатов с выделением антипертитовой фазы ортоклаза в мегакристах плагиоклаза. Эти процессы связываются с медленным охлаждением в глубинных камерах в близких к “пневматолитовым” условиях насыщения флюидной фазой (Viccaro et al., 2007).

5. Изученным комплексам свойственен типоморфный парагенезис фенокристаллов: $Ol + Crx + Am + Pl + Ap + Mt$, свидетельствующий об их генетическом родстве и связи с общим источником мантийных щелочно-мафических расплавов. Их эволюция определялась глубиной и степенью плавления мантийного субстрата и последовательным отделением минеральных фаз, включая их аккумуляцию. Расплавы поступали к поверхности, представляя смесь жидкой фазы и кристаллов, рост которых продолжался и в эффузивный этап.

6. Наличие глубинных мегакристов оливина, амфибола и клинопироксена и более ранняя их кристаллизация относительно плагиоклаза свидетельствуют, что эвтектический состав расплавов был смещен в сторону обогащения мафическими компонентами. Схема фракционирования расплавов предусматривает высокое парциальное давление флюидной фазы в магматической системе.

Породообразующие минералы- вкрапленники

Оливин является главным минералом среди фенокристаллов базальтов, базанитов, тефритов и фонотефритов. Он характерен также для базальтовых трахиандезитов; в трахиандезитах он редок или полностью отсутствует. Химический состав оливина во всех типах пород сохраняется постоянным, отвечая хризолиту Fo_{83.4-84.6} (Ширинян, 1970).

Клинопироксен — наиболее распространенный темноцветный минерал, встречается во всех

Представительные химические составы фенокристаллов клинопироксена и амфибола вулканических пород Сюникского вулканического нагорья

	к л и н о п и р о к с е н														а м ф и б о л			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	48.50	46.39	42.90	47.05	48.00	49.16	46.96	42.30	47.00	48.15	51.01	49.76	49.52	45.10	34.12	38.20	39.82	38.96
TiO ₂	1.29	1.33	0.88	0.57	0.57	0.25	1.14	1.10	0.88	0.99	0.37	0.66	0.57	0.92	1.65	3.19	3.82	3.91
Al ₂ O ₃	6.67	10.19	7.52	5.95	6.15	9.53	5.76	9.76	6.00	8.14	1.92	5.01	8.28	8.53	17.86	17.89	12.56	13.01
Fe ₂ O ₃	5.26	6.52	7.30	6.48	5.67	7.12	12.96	6.82	5.33	-	-	-	5.68	6.69	12.99	9.66	-	-
FeO	2.29	1.13	2.87	2.87	5.59	0.85	0.71	2.15	4.31	7.80	7.31	6.83	3.59	1.13	-	0.28	10.63	10.56
MnO	0.11	0.16	0.34	0.19	0.19	0.04	0.25	0.17	0.22	0.19	0.52	0.18	0.25	0.15	0.08	0.14	0.12	0.09
MgO	12.33	13.18	15.49	16.04	13.80	11.22	12.80	15.05	14.35	12.89	14.05	15.57	10.12	13.86	13.40	13.50	13.87	13.51
CaO	22.78	19.89	21.00	20.30	21.10	20.94	18.10	21.00	20.24	20.13	21.52	18.95	20.18	21.63	15.12	13.40	11.57	12.04
Na ₂ O	0.63	1.30	1.60	0.90	1.10	1.00	1.50	1.30	1.40	0.94	0.79	1.02	1.40	0.90	2.60	2.30	2.69	2.26
K ₂ O	0.20	0.12	0.25	0.13	0.20	0.21	0.55	0.25	0.25	0.02	0.02	0.01	0.33	0.15	1.20	1.30	1.09	1.96
P ₂ O ₅	0.13	0.29	0.23	0.13	0.18	0.06	0.36	0.32	0.23	-	-	-	0.59	0.48	0.18	0.29	-	-
H ₂ O	0.22	0.06	-	0.06	0.12	0.02	-	0.08	0.14	-	-	-	0.12	0.03	0.51	0.04	-	-
n.n.n.	-	0.21	-	0.04	0.14	0.10	-	0.28	0.28	-	-	-	0.26	0.15	0.14	0.16	-	-
?	100.41	100.77	100.38	100.71	100.81	100.50	101.09	100.58	100.63	99.25	97.51	97.99	100.89	99.72	99.85	100.35	96.17	96.30
	п е р е с ч е т н а 6 O														п е р е с ч е т н а 24 O			
Si	1.794	1.702	1.621	1.735	1.780	1.793	1.744	1.590	1.760	1.806	1.945	1.871	1.830	1.692	5.148	5.648	6.242	6.152
Al ^{IV}	0.206	0.298	0.336	0.261	0.220	0.207	0.254	0.410	0.240	0.194	0.055	0.129	0.170	0.308	2.852	2.352	1.758	1.848
Al ^{VI}	0.087	0.142	-	-	0.052	0.200	-	0.024	0.025	0.161	0.032	0.092	0.189	0.066	0.338	0.759	0.577	0.559
Ti	0.036	0.037	0.025	0.015	0.016	0.009	0.031	0.032	0.025	0.027	0.011	0.020	0.016	0.025	0.190	0.354	0.452	0.464
Fe ⁺³	0.147	0.181	0.209	0.181	0.160	0.193	0.361	0.194	0.148	0.082	0.096	0.103	0.160	0.189	1.468	1.078	-	-
Fe ⁺²	0.071	0.035	0.091	0.089	0.111	0.026	0.022	0.068	0.135	0.161	0.136	0.110	0.111	0.036	-	0.035	1.393	1.393
Mn	0.002	0.004	0.011	0.007	0.007	-	0.009	0.005	0.007	0.007	0.016	0.005	0.009	0.005	0.009	0.018	0.019	0.009
Mg	0.679	0.718	0.872	0.881	0.762	0.611	0.707	0.842	0.800	0.719	0.797	0.869	0.557	0.773	3.009	2.961	3.229	3.175
Ca	0.902	0.782	0.851	0.801	0.837	0.819	0.720	0.847	0.811	0.806	0.880	0.763	0.796	0.870	2.447	2.113	1.940	2.038
Na	0.044	0.093	0.118	0.006	0.080	0.070	0.107	0.094	0.103	0.067	0.060	0.072	0.102	0.068	0.761	0.654	0.828	0.682
K	0.009	0.004	0.014	0.004	0.009	0.009	0.027	0.014	0.013	-	-	-	0.013	0.009	0.236	0.248	0.226	0.398
P															0.018	0.035	-	-
OH															0.653	0.194		
O															1.347	1.806	-	-
Wo	54.6	50.9	46.9	45.2	48.9	56.3	49.7	48.2	46.5	45.5	46.1	41.3	54.4	51.8				
En	41.1	46.8	48.1	49.8	44.6	41.9	48.8	47.9	45.8	40.7	41.7	47.1	38.0	46.0				
Fs	4.3	2.3	5.0	5.0	6.5	1.8	1.5	3.9	7.7	13.8	12.2	11.6	7.6	2.2				
Mg #	0.76	0.77	0.74	0.77	0.74	0.74	0.65	0.76	0.74	0.75	0.77	0.80	0.67	0.77	0.67	0.73	0.70	0.70
Ca #	340	195	279	341	343	219	314	215	337	247	1121	378	243	254				

Примечание

Клинопироксен: 1) базальтовый трахиандезит вершинной зоны вулк. Мец Ишханасар; 2) базальтовый трахиандезит верхнего потока северной гряды вулк. Мец Ишханасар; 3) трахиандезит привершинной зоны вулк. Покр Ишханасар; 4) Ol-CPx фенотсфрит, вулк. Шакисар; 5) Ol-CPx трахибазальт, вулк. Тек; 6) Ol-CPx трахибазальт, вулк. Барцраван; 7) трахибазальт, вулк. Керпасар; 8) Ol-CPx трахибазальт, вулк. Гарусар; 9) трахибазальт, вулк. Шерепасар; 10) Ol-CPx трахибазальт, вулк. Чобанасар; 11) Ol-CPx трахибазальт, вулк. Чобанасар; 12) трахибазальт, вулк. Шинуайр; 13) базальтовый трахиандезит потоков вулк. Еркорякнер; 14) базальтовый трахиандезит потоков вулк. Кайцакасар.

Амфиболы: 15) трахибазальт, вулк. Барцраван; 16) базальтовый трахиандезит, вулк. Кайцакасар; 17) Ol-CPx трахибазальт, вулк. Чобанасар; 18) трахибазальт, вулк. Шинуайр.

типах вулканитов нагорья. Химический состав и кристаллохимические формулы вкрапленников клинопироксена и амфибола приведены в табл. 2. В координатах пироксеновой трапеции Mg - Ca - ΣFe они образуют компактный ареал в пределах полей Mg -авгит-диопсид-салит, отвечая ряду $Wo_{58.3-41.3} En_{49.8-38.6} Fs_{13.8-1.5}$. Характерны недосыщенность тетраэдрической позиции Si^{+4} и высокие значения Al^{IV} , при резких вариациях Al^{VI} (0.02-0.20), преимущественно в CPx - Am трахибазальтах. Магнезиальность изученных составов высокая и относительно постоянная (0.74-0.80); в базальтовых трахиандезитах она снижается до 0.65-0.67 по мере возрастания Si^{+4} . Другой отличительной особенностью составов клинопироксенов является высокая степень окисленности Fe и пониженное содержание Fe^{+2} (0.036-0.136 ф.ед.). По содержанию TiO_2 они разделяются на высокотитанистые ($TiO_2 > 0.80\%$) и низкотитанистые ($TiO_2 < 0.60\%$); в первую группу входят все составы из Ol - CPx пород полигенного комплекса и некоторых трахибазальтов ареальных вулканов, ко второй группе относятся клинопироксены из CPx - Am и Am - Pl трахибазальтов, тефритов и фонотефритов ареальных вулканов. Характер парных корреляций компонентов указывает, что в данном ряду клинопироксенов изменчивость составов определяется гетеровалентными замещениями типа: i) $Si^{+4} \rightarrow Al^{IV}$, Al^{VI} ; ii) Si , $Fe \rightarrow Al^{IV}$, Al^{VI} , Mg , Ti , Na ; iii) Fe^{+2} , $Mg \rightarrow Ti$, Na , Fe^{+3} ("эгириновое замещение"). Последние два типа связаны с высокой активностью Na в расплавах. Согласованно проявлено также изовалентное замещение $Mg \rightarrow Fe$, при слабом участии Ca , что можно объяснить снижением T° кристаллизации в водонасыщенной магматической камере и отсутствием процессов переохлаждения и закалки в эффузивной стадии кристаллизации. По структурному геобарометру (Nimis, 1999) глубина кристаллизации изученных вкрапленников клинопироксена может соответствовать давлениям 6.7 - 11.0 кбар.

Базальтическая роговая обманка является характерным для тефритов, фонотефритов, трахибазальтов, базальтовых трахиандезитов и трахиандезитов темноцветным минералом, постоянно ассоциирующимся с клинопироксеном, а в отдельных разностях и с оливином. Химические составы мономинеральных фракций роговых обманок и их кристаллохимические формулы приведены в табл. 2. Характерна заметная недосыщенность Si^{+4} тетраэдрической позиции. По этому признаку и высокой магнезиальности ($Mg\#$ 0.67-0.73), титанистости (TiO_2 -1.65-3.91%), глиноземистости (Al_2O_3 -12.53-17.89%) с вариациями Al^{VI} в пределах 0.34-0.76 ф.ед. изученные составы соответственно классификации (Leake et al., 1997) относятся к керсутитам (Si 6.24-6.15 ф.ед., $Ti \leq 0.50$) и магнезиогастингситам (Si 5.15-5.65 ф.ед., $Ti < 0.50$, $Al^{IV} > Fe^{+3}$). Установлены высокие содержания K_2O (0.398-0.226 ф.ед.), что свойственно амфиболам метасоматизированных мантийных источников (Ozawa, 1986). Вычисленные по формуле $P \text{ кбар} = 4.23 \times Al_{IV} - 3.46$

(Johnson, Ruthenford, 1989) величины общего давления при кристаллизации амфиболов варьируют от 6.4 до 10.9 кбар.

Плагноклаз совместно с клинопироксеном и амфиболом присутствует в трахибазальтах, базальтовых трахиандезитах и трахиандезитах. Парагенезис Ol - Pl характерен для трахибазальтов, в тефритах и базанитах содержание плагноклаза незначительно.

Составы фенокристаллов зональных плагноклазов варьируют в широких пределах - от An_{64-51} до An_{40-32} ; характерным для изученных плагноклазов является высокое содержание K_2O (до 6.7% ортоклаза в тройном составе), на что указывали также К.Ширинян (1970) и А.Гущин и др. (1976). Мегакристы плагноклаза с антипертитами отличаются наиболее кислым составом (An_{35-28}). Микролиты и лейсты плагноклаза имеют состав An_{49-36} во всех типах пород.

Апатит - постоянный акцессорный минерал разновозрастных вулканитов нагорья и по значительному количеству, идиоморфному облику, своеобразной окраске и четкому плеохроизму является для них типоморфным, специфическим минералом. Химический состав и рентгенометрические параметры минерала соответствуют изоморфному ряду карбонатапатит-фторапатит с широкими замещениями главных катионов (Ширинян, 1970).

Магнетит также является широко распространенным акцессорным минералом во всех типах пород. Он образует крупные фенокристаллы в сростках с темноцветными, а также мелкокристаллические агрегаты, включения во вкрапленниках и обильные мелкие зерна в основной массе. Магнетит из вкрапленников базальтовых трахиандезитов вулкана Кайцакасар характеризуется составом: Fe_2O_3 -78.7%, FeO -16.8%, TiO_2 -4.5% (приведенным к 100%), который отвечает титаноматгемиту (изоморфный ряд магнетит-ильменит).

Петрохимия

Поля распределения фигуративных точек, соответствующие составам описанных вулканических серий, приведены на классификационной диаграмме $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ (TAS) (рис. 2). По соотношению $SiO_2 - K_2O$ вулканиты, в целом, относятся к высококалневой серии. Ниже рассматриваются параметры химического состава выделенных последовательных вулканических комплексов; вариации окислов петрогенных элементов отражены на серии диаграмм (рис. 3).

Самый ранний из изученных - вулканогенно-обломочный комплекс (горисская толща) дифференцирован от базальтовых трахиандезитов до трахиандезитов и трахитов. В этом ряду отмечаются: hy - q нормативный состав, высокий темп накопления щелочей за счёт K_2O , умеренная низкая магнезиальность ($Mg\#$ 0.52-0.15), высокая глиноземистость ($al' = 1.40$ -4.36), постоянное преобладание Fe_2O_3 над FeO , чем обусловлено присутствие гематита в норме. Содержание CaO

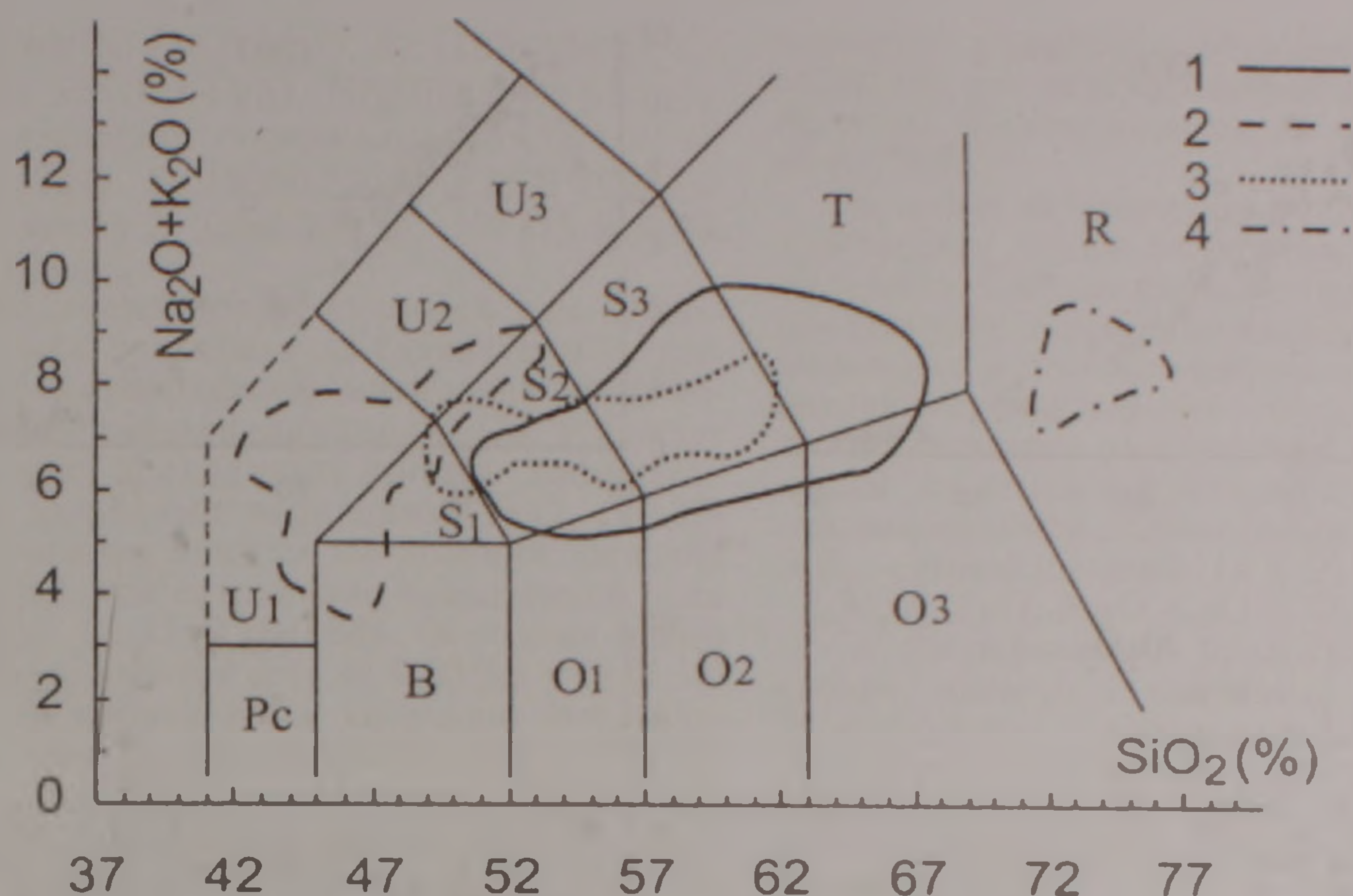


Рис. 2. Положение составов новейших вулканических пород Сюникского нагорья на классификационной диаграмме SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (TAS).

Полигенная серия: 1- горисский и ишханасарский комплексы (базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты, трахидациты, трахиты). Аресальная серия: 2-базальты, базаниты, тефриты, фонотефриты, 3-трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты. Риолитовая серия: 4-риолиты, обсидианы, туфы. Сплошные линии — границы полей составов пород по (Le Bas et al., 1986).

уменьшается от 9.36% в начальных дифференциатах до 1.61% — в поздних трахитах; в том же направлении отчётливо убывает содержание TiO_2 (1.24-0.28). В сумме щелочей постоянно преобладает Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.41-0.75$). Это соотношение сохраняется в конечных трахитах, содержащих в нормативном составе 3-19% *q*, 34-52% *ab*, 12-24% *or*.

Далее, в антидромной последовательности следует лавово-пирокластический комплекс полигенного вулкана Ишханасар, представленный умеренно-дифференцированным рядом: базальтовый трахиандезит — трахиандезит - трахидацит (трахит); преобладают базальтовые трахиандезиты и трахиандезиты при небольшом объеме более кислых членов.

В первых содержание SiO_2 варьирует в пределах 52.0-59.5%. Это *hy-q* нормативные породы повышенной глиноземистости ($al'=2.65-1.51$), умеренной магнезиальности ($Mg\# 0.40-0.62$) с чётким натриевым уклоном ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.35-0.88$) и содержанием Rb в пределах 57-68 *ppm*. Характерно постоянное преобладание окисного железа над закисным (0.48-6.47% нормативного гематита). Содержание CaO изменяется в пределах 9.80-4.37%, Sr-1400-1500 *ppm*. В трахидацитах (трахитах) заметно возрастает сумма щелочей ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.56-0.62$) и Rb (83 *ppm*), сопряженно убывают содержания MgO , CaO , ΣFeO и Sr (809 *ppm*), возрастает глиноземистость ($al'=4.0-7.9$) с появлением нормативного корунда.

Залегающие выше лавовые комплексы молодых ареальных вулканов отличаются более основным и недосыщенным SiO_2 составом, что

минералогически выражается заметным усилением роли амфибола во вкрапленниках. По химизму ареальные вулканиды разделяются на ряды, которые в разной степени дифференцированы и демонстрируют автономные тренды изменчивости.

Первый из них обособляется в короткий ряд меланократовых Ol-CPx базальтов (46.04-47.1% SiO_2), для которых наряду с низкими значениями нормативного *pe* (0.57-7.39%) отмечаются самые высокие концентрации (MgO от 11.70 до 4.50%), возможно указывающие на процессы аккумуляции фенокристаллов Mg-оливина. Этот ряд резко обогащён такими когерентными (рефракторными) элементами, как (*ppm*): Ni (275), Cr (484), Co (39.7), Sc (24.2), а также HREE ($\Sigma 57.0$) и обеднён несовместимыми Rb (13.1), Zr (125.7), Ba (430.4), Sr (1073.1), LREE ($\Sigma 407.2$), Nb (9.4) и Ta (0.7).

Второй тренд характерен для ряда базанит (>10% ol в норме) — тефрит (<10% ol) — фонотефрит, который слабо дифференцирован и отличается резким возрастанием общей щелочности, убыванием Al_2O_3 и MgO на фоне небольших изменений содержаний SiO_2 (42.55-50.76%). В нормативном составе пород этого ряда присутствуют *di-ne* (15.3-4.8)-*ol* (15.7-1.6). Характерно постоянное преобладание окисного железа (0.67-8.88% *hem* в норме), что при высоком содержании TiO_2 (0.84-1.70%) приводит к появлению нормативного рутила (0.10-0.90%), реже перовскита. Высокие содержания P_2O_5 (0.50-2.40%) чётко коррелируются с TiO_2 . По сравнению с рядом Ol-CPx базальтов в рассматриваемых вулканидах резко убывают концент-

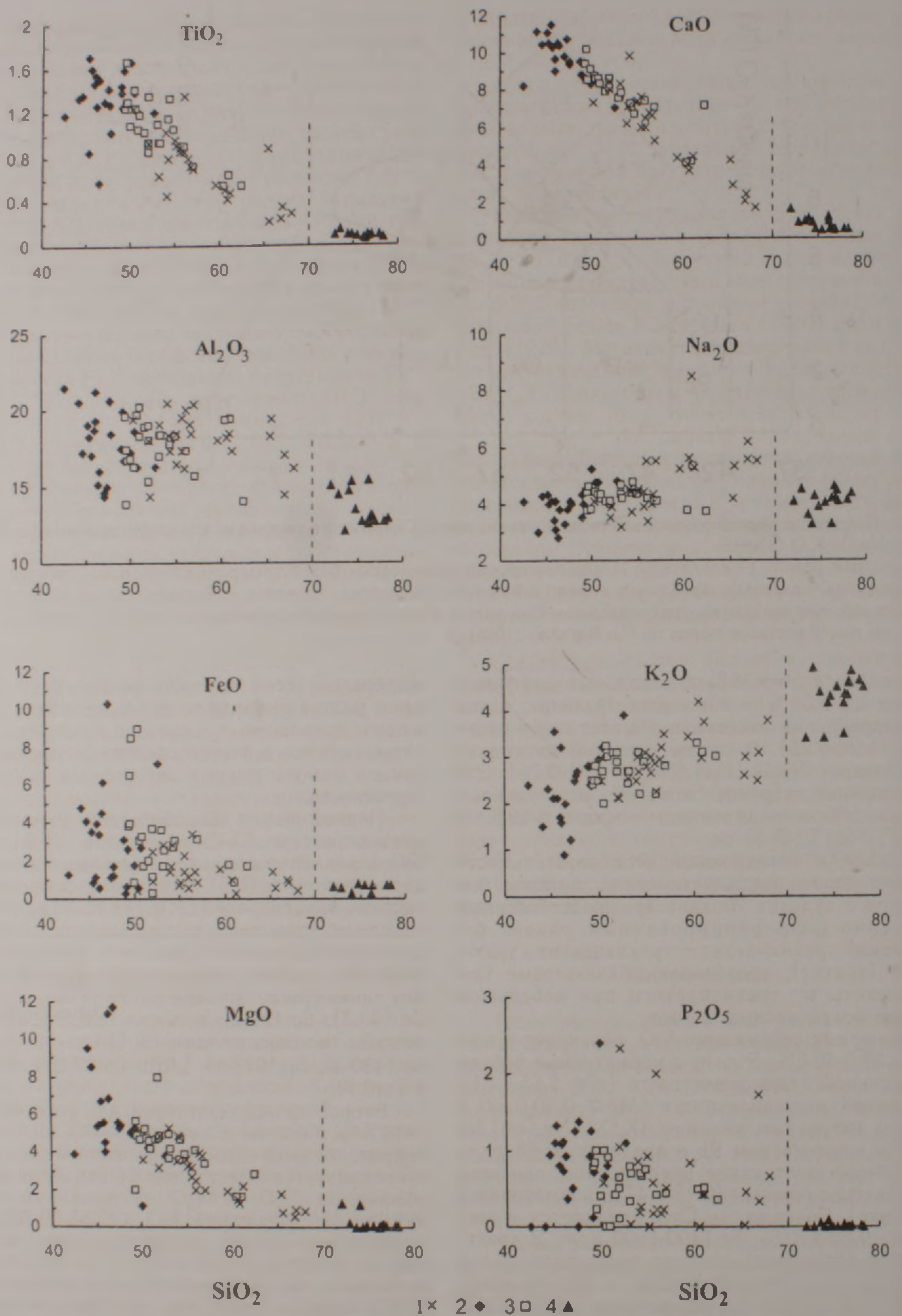


Рис. 3. Вариации состава петрогенных элементов в новейших вулканических породах Сюникского нагорья на диаграммах SiO₂ — оксид.
 Полигенная серия: 1-горисский и ишханасарский комплексы. Ареальная серия: 2-базальтовый и базанит-фонотефритовый ряды; 3-трахибазальт- трахиандезитовый ряд; 4-риолитовая серия.

рации (*ppm*): Ni (38.3-85.1), Cr (13.6-104.3), Co (21.2-27.2), Sc (10.8-14.5), HREE ($\Sigma 39.43-53.31$)n, заметно возрастают содержания Rb (28.1-37.9), Ba (1176-1254), Sr (2050-2576), LREE ($\Sigma 954.4-1170$)n, а также Zr (198-224.2), Nb (18.6-30.3), Ta (1.6-1.8).

Третий тренд прослеживается для субщелочного ряда трахибазальт-базальтовый трахиандезит, в возрастном интервале средний-верхний неоплейстоцен-голоцен. Он отражает гомодромную последовательность дифференциации с широкими вариациями SiO_2 (49.39-62.5%), пологим темпом накопления щелочей (6.25-7.50%), при сохранении повышенной роли Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.46-0.88$). Основные члены ряда характеризуются ol (1.41-9.03%) – ne (1.15-9.87%) – di нормативным составом, умеренно-высоким содержанием глинозема ($\text{al}'=0.99-1.73$) и CaO (10.16-7.06%), пониженным- MgO (0.34-0.66), присутствием нормативного гематита (0.93-9.14%), вариациями P_2O_5 в пределах 0.22-1.0% и TiO_2 0.63-1.65%. Концентрации микроэлементов в них отвечают пределам (*ppm*): Ni (51.8-13.6), Cr (82.3-8.9), Co (26.5-19.8), Sc (15.5-9.8), Rb (32.0-40.6), Sr (2002.8-1374.0), Ba (961.2-1254.0), LREE ($\Sigma 812.3-1043.8$)n, HREE ($\Sigma 47.3-54.8$)n, Zr (178.7-222.7), Nb (22.0-30.6), Ta (1.5-1.7). В конечных дифференциатах данного ряда нормативный состав сменяется на q-hy-di, усиливается роль K_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.66-0.88$), заметно убывают содержания MgO, CaO, ΣFeO , TiO_2 и P_2O_5 . Понижаются также концентрации (*ppm*): Ni (34.4-11.1), Cr (39.7-6.9), Co (20.5-10.3), Sc (13.7-4.3), HREE ($\Sigma 50.8-37.9$)n, LREE ($\Sigma 554.8-723.7$)n, Sr (964.5-1130.6), возрастают Rb (37.3-66.9), Ba (720.2-1190.0), Zr (176-307.7), слабо варьируют Nb (16.4-31.1) и Ta (1.2-2.2). Подчеркнем, что положение базальтовых трахиандезитов голоценовых вулканов на вариационных диаграммах (рис.3) хорошо согласуется с продолжением данного тренда дифференциации, что подтверждается, кроме того, уровнем содержаний в них микроэлементов.

Риолитовый комплекс представлен предельно насыщенными SiO_2 лавами высококалийного характера ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.83-1.22$). По соотношению Al_2O_3 и ΣFeO они относятся к маложелезистому комендитовому типу с высокими значениями параметра al' (4.11-18.3). Количественное соотношение главных компонентов $\text{Or} : \text{Ab} : \text{Q}$ в риолитах отвечает в среднем 27.3 : 37.0 : 35.7, т.е. приближается к составу тройной гранитной эвтектики кварц-полевошпатовой системы. Определённое смещение наблюдается в сторону возрастания Ab компонента за счёт Or, что наряду с присутствием нормативного Ap в количестве 6.95-1.1% может указывать на сдвиг состава исходных расплавов в область высоких давлений и температур (Заварицкий, Соболев, 1961; Винклер, 1979).

Петрогенетическая самостоятельность риолитового комплекса находит подтверждение в его геохимической характеристике. Слагающие

комплекс риолиты и обсидианы относятся к ведущему для всей Восточной зоны вулканизма Армении Rb геохимическому типу (Karapetyan et al., 2001).

В целом верхнеплиоцен-голоценовые петрохимические серии полигенных и монокенных вулканов Сюникского нагорья относятся к проявлениям натриевого (кали-натриевого) субщелочного и щелочно-мафического вулканизма внутриконтинентального позднеколлизийного типа. Слагающие их вулканы характеризуются общей системой корреляций петрогенных окислов, выраженной положительной связью между SiO_2 , суммой щелочей (и K_2O) и отрицательной - с Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , TiO_2 и P_2O_5 (рис.3).

К специфическим признакам обеих серий следует отнести: 1) натриевый тип щелочности; 2) постоянное преобладание Fe_2O_3 над FeO , отражающее высокую степень окисленности лав, пирокластов, шлаков и высокое содержание флюидной фазы; 3) положительную корреляцию MgO , CaO и FeO ("клинопироксенитовая связка", Белоусов, Кривенко, 1983), подтверждающую ведущую роль клинопироксена, как ликвидусного минерала при генерации исходных расплавов; 4) слабую отрицательную корреляцию между $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$, свидетельствующую о пониженной роли плагиоклазовой фазы в исходных расплавах и сохранении флюидной подвижности Na в магматической системе при разных давлениях (Белоусов, Кривенко, 1983).

Геохимия и изотопный состав

Распределение микроэлементов в петрохимической серии ареальных вулканов указывает на устойчиво повышенные, относительно примитивной мантии, содержания легких литофильных элементов – Be (1.9-3.7 *ppm*) и Li (13.0-24.6 *ppm*), свидетельствующие о высоком давлении флюидной фазы в исходном расплаве.

Соотношение крупноионных литофильных элементов в изученных сериях также постоянно и может быть представлено в виде $\text{Sr} > \text{Ba} > \text{Rb}(\text{Cs})$. Распределение Sr и Rb выявляет, что вулканы полигенной серии наиболее обогащены Rb: в ареальных вулканитах содержания Rb уменьшаются, и отмечается четкий сдвиг в сторону возрастания Sr (964.5 - 2701.7 *ppm*), особенно резкий в ряду базанит-фонотефрит. Наиболее низкие концентрации обоих элементов характерны для оливиновых базальтов. Содержания Ba в вулканитах ареальной серии прямо коррелируются с Sr и варьируют от 430.4 *ppm* в оливиновых базальтах до 1147.0-720.2 *ppm* в трахибазальт-трахиандезитах, достигая максимально высоких значений в базанит-фонотефритах (1220-1192 *ppm*). Величины Ba/Rb отношений в основных породах составляют 32.6-44.8 и заметно убывают до 25-15 в ходе дифференциации каждого из выделенных рядов. Содержания Cs невелики (0.5 *ppm* в базальтах и 0.6-2.0 *ppm* в дифференцированных рядах) и прямо коррелируются с Rb.

Концентрации рефракторных когерентных элементов (Ni, Cr, Co) связаны прямой зависимостью с MgO и достигают максимальных значений в оливиновых базальтах ($Ni/Co = 6.9$, $Cr/Ni = 1.7$), что позволяет рассматривать их в качестве наиболее примитивных составов ареальной серии. Далее, в дифференцированных рядах базанит-фонотефрит и трахибазальт – трахиандезит уровень содержания этих элементов резко убывает, как и отношение Ni/Co в них, сохраняющее в основных членах мантийные значения (2.6-4.0).

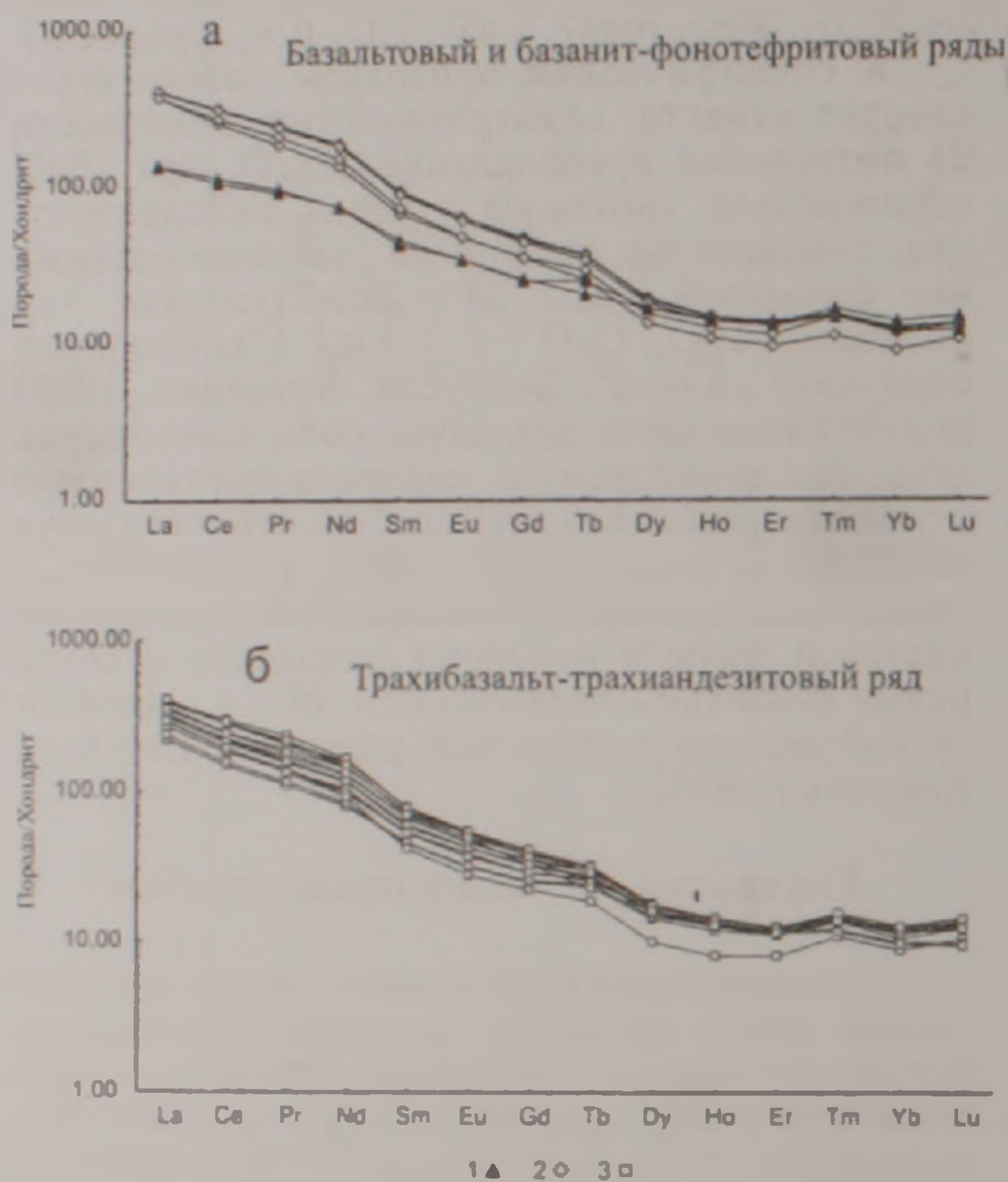


Рис.4. Распределение редкоземельных элементов, нормированных к хондриту в вулканических породах ареальной серии Сюникского нагорья.

1-базальты; 2-тефриты и фонотефриты; 3-трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты. Нормализующие факторы по (Anders, Grevesse, 1989).

Нормализованные к хондриту содержания REE (рис. 4,а,б) в ареальных вулканитах обнаруживают сходный профиль вариационных кривых: крутой наклон (La/Sm) $n=1.3-1.6$) в сегменте La-Tb (LREE - MREE) с плавным переходом в сегмент HREE, в котором выделяются слабые Tm максимум и Yb минимум. Самые низкие концентрации LREE и отношения (La/Yb) $n=10.1$ устанавливаются в ряду оливиновых базальтов; наибольшая степень обогащения свойственна ряду базанит-фонотефрит (La/Yb) $n=33.1$. В ряду трахибазальт – трахиандезит (La/Yb) n отношения убывают от 40 до 18.7.

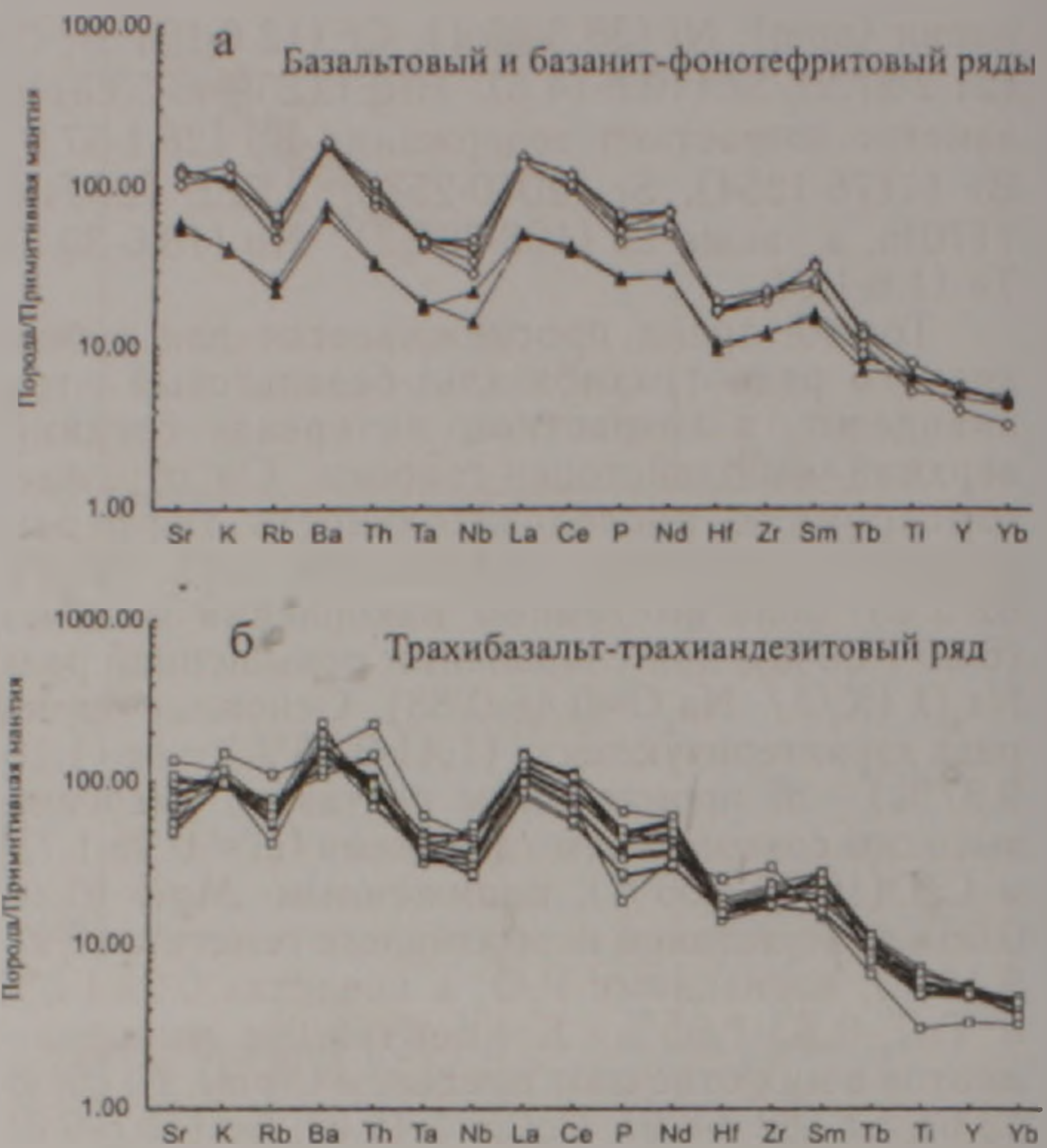


Рис.5. Распределение редких элементов, нормированных к примитивной мантии в новейших вулканических породах ареальной серии Сюникского нагорья. Условные обозначения на рис.4. Нормализующие факторы по (Sun and Mc Donough, 1989).

Поведение редких элементов, нормированных к примитивной мантии, показано на мультикомпонентных спайдердиаграммах (рис.5а,б). Спектры характеризуются преобладанием крупноионных литофильных элементов над высокозарядными и различными по интенсивности позитивными пиками для Sr, K, Ba, Th, La (Ce, Nd, Sm) и Zr, минимумами для Rb, Hf, P, Ti и наличием Ta-Nb трога. На графиках четко отделяются оливиновые базальты, как наименее обогащенные разности, а также конечные трахиандезиты, как наиболее дифференцированные, с более глубокими минимумами на Tb, Ti, Yb, Y.

Для того, чтобы выяснить связаны ли установленные вариации геохимических параметров основных дифференциатов со степенью плавления мантийного источника или они определяются обогащенностью (деплетированностью) его состава, использована диаграмма (Pearce et al., 1995), учитывающая HFSE и рефракторные элементы (рис.6). Данный выбор обусловлен тем, что в процессе выплавления магм мантийный вклад этих элементов превышает вклад других источников (Pearce et al., 1995). Диаграмма иллюстрирует нормализованные к N—MORB составы основных лав ареальной серии (SiO_2 47.1–48.9%). Полученные кривые вариаций при соотношении $VHI > HI = MI > SI$ сходны для трахибазальтов и тефритов, что позволяет судить о едином мантийном источнике и невысокой степени его плавления, более низкой для теф-

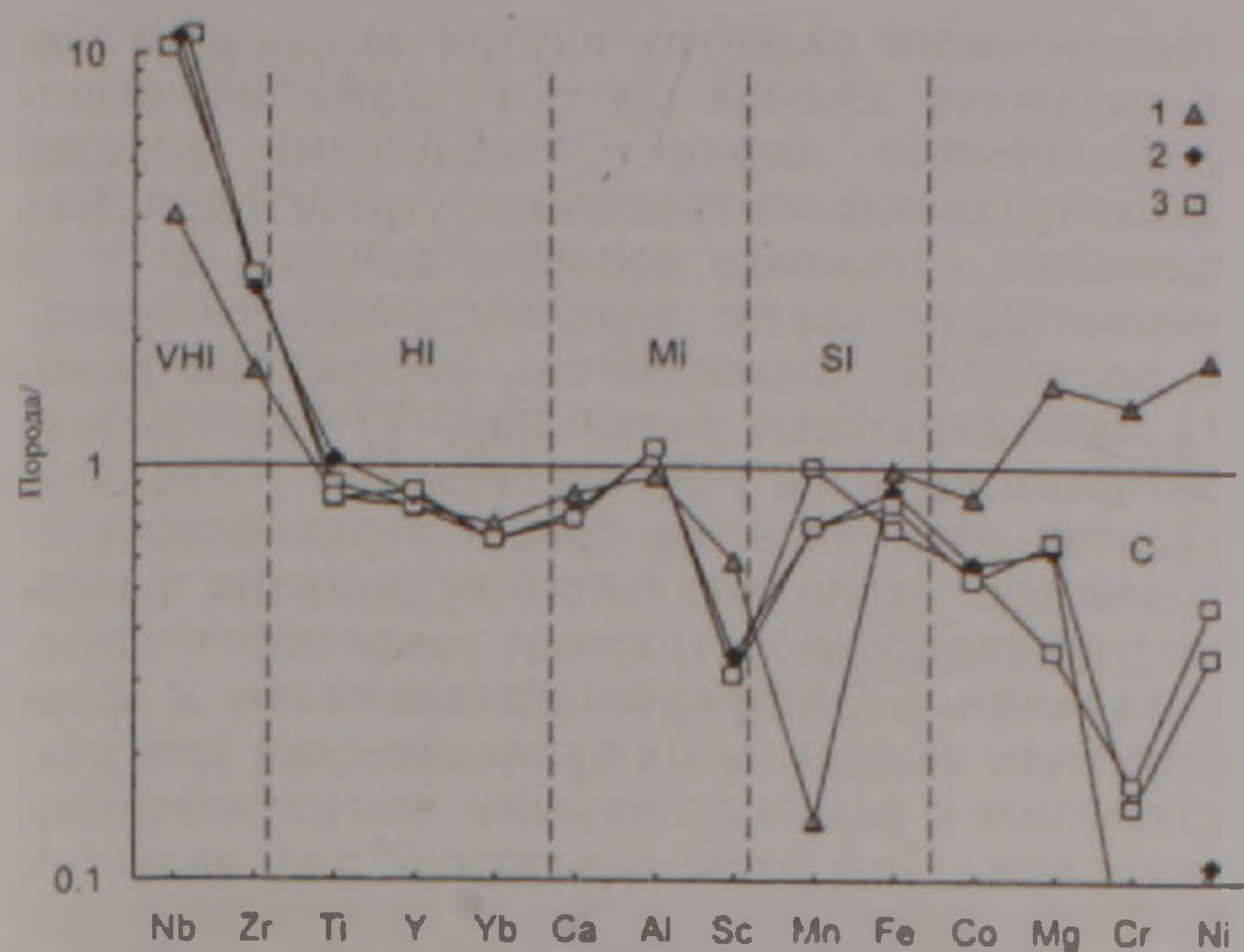


Рис.6. Представительные составы основных пород (47,1-48,9% SiO₂) ареальной серии Сюникского нагорья, нормализованные к N-MORB (Sun and Mc Donough, 1989).

1-базальты; 2- тephриты; 3- трахибазальты. Вертикальные поля элементов расположены в порядке убывания степени некогерентности от: VHI - очень высокой, HI - высокой, MI - умеренной, SI - слабой до C - когерентной группы- по (Pearce et al., 1995).

ритов. Для оливиновых базальтов отмечаются низкие концентрации Nb и Zr, глубокий Mn минимум с последующим резким подъемом в области C, указывающим на повышение степени плавления и переход тугоплавких компонентов (Fe, Mg, Co, Cr, Ni) в расплав. По соотношению Cr и Y ($Cr/Y=21.8$) степень их плавления можно оценить в 14-16% (Пирс и др., 1987). На высокую степень плавления оливиновых базальтов указывают, кроме того, величины индикаторных отношений CaO/Na_2O (3.0-3.1), которые убывают до 2.2-1.4 в тephритах и трахибазальтах, что в данной последовательности является результатом растворения жадеитового компонента в диопсиде, при падении общего давления (Белоусов, Кривенко, 1983).

Изотопный состав стронция. Результаты изотопных исследований состава стронция, содержания Rb, Sr и атомные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в разновозрастных вулканических сериях Сюникского нагорья приведены в табл. 3.

Серии различаются по уровню содержаний этих элементов: в полигенной серии базальтовый трахиандезит-трахиандезит-трахидацит содержания Rb возрастают от 57.06 до 82.91 ppm; в ареальной серии уровень их снижается до 26.66

Таблица 3

Содержания рубидия, стронция и изотопный состав стронция в новейших вулканических породах Сюникского нагорья

	Обр.	Порода	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	Rb/Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr$ атомные отношения
1	2806	Pl+Am+CPx базальтовый трахиандезит, вулкан Мец Ишханасар	63.77	1349.59	0.047	0.70428±0.00011
2	2017	Pl+CPx+Am трахиандезит, вулкан Покр Ишханасар	57.06	1476.70	0.039	0.70459±0.00024
3	2006	Pl+CPx(Mt) трахидацит, вершина вулкана Покр Ишханасар	82.91	808.93	0.102	0.70462±0.00040 0.70495±0.00006
4	2515	Ol- CPx базальт, вулкан Ампасар	29.73	1880.95	0.016	0.70447±0.00034 0.70473±0.00020
5	2747	Ol+CPx+Am базанит, вулкан Шерепасар	30.65	2251.73	0.014	0.70411±0.00012 0.70432±0.00011
6	2941	Ol+CPx трахибазальт, вулкан Субайблур	26.66	1902.14	0.014	0.70476±0.00021 0.70449±0.00035
7	3864	риолит, вулкан Базенк	187.18	8.13	23.023	0.70583±0.00030
8	3599	риолит, вулкан Базенк	180.96	12.46	14.523	0.70568±0.00026
9	3594	обсидиан, вулкан Мец Сатанакар	201.84	12.70	893	0.70593±0.00009
10	3627	риолит, вулкан Покр Сатанакар	164.80	16.78	9.821	0.70493±0.00018
11	3636	риолит, вулкан Севкар	241.90	22.60	10.704	0.70522±0.00017
12	3634	обсидиан, вулкан Севкар	165.35	21.26	7.778	0.70494±0.00016

– 30.65ppm. Содержание Sr в полигенной серии заметно убывает в конечных кислых дифференциатах и резко возрастает до 1990 95 – 2251.73 ppm в ареальных вулканитах, $^{87}/_{86}Sr$ отношения в обеих сериях варьируют в узком диапазоне – от 0.70422 (тефриты) до 0.70479 (дациты), оставаясь в пределах значений для мантийных дериватов.

Устанавливается положительная корреляция этих параметров с содержаниями SiO_2 . Одновременно в зависимости от степени дифференцированности серий на графике (рис.7.) выделяются дискретные по SiO_2 ареалы с различными трендами вариаций – более пологим в полигенной серии и крутым, почти вертикальным в ареальной. Возрастание отношения $^{87}/_{86}Sr$ в трахиандезитах полигенной серии допускает возможность слабой коровой контаминации расплава.

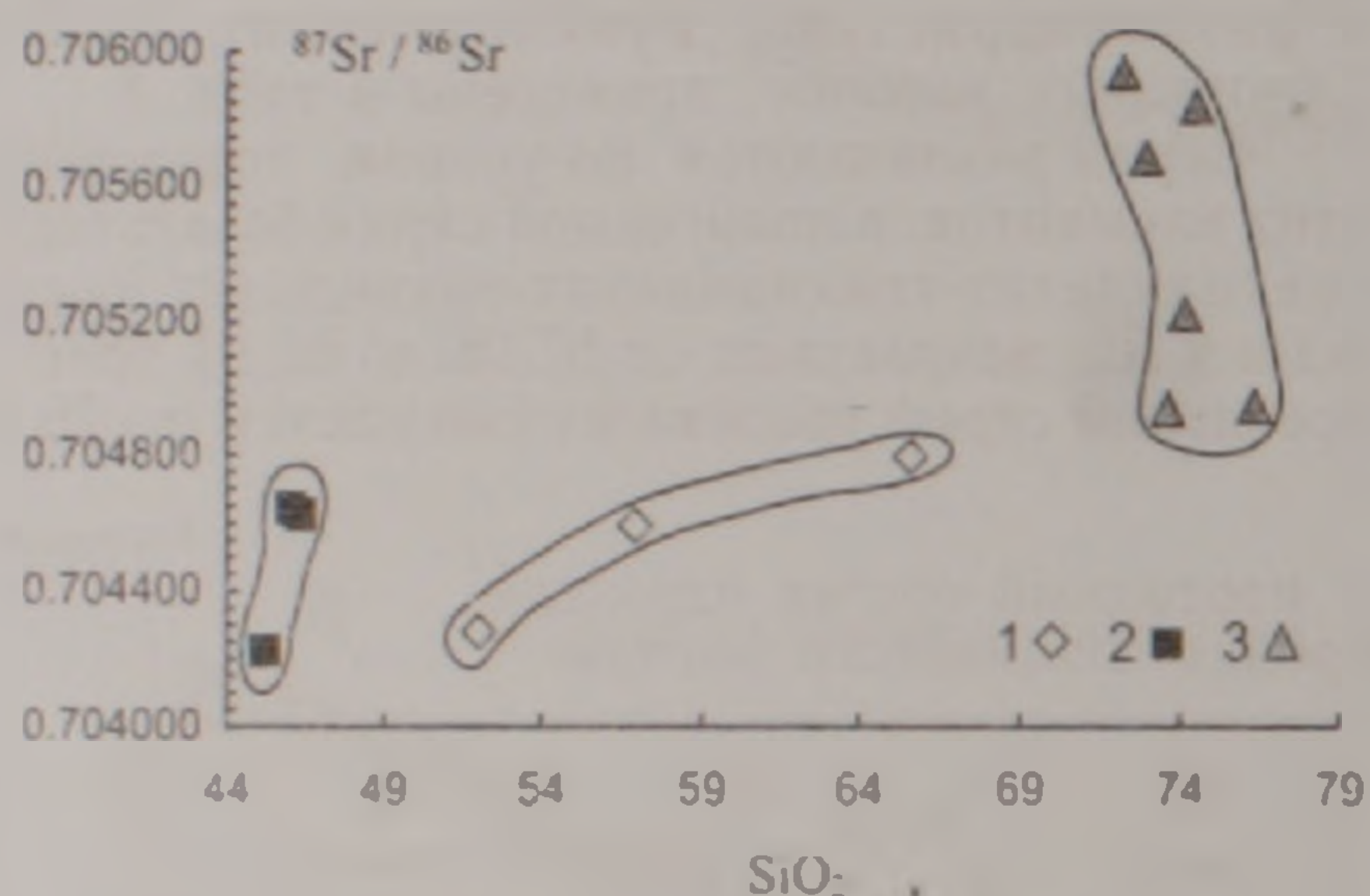


Рис.7. Вариации изотопных отношений $^{87}Sr / ^{86}Sr$ и SiO_2 в новейших вулканических сериях Сюникского нагорья. Полигенная серия: 1-базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты, трахидациты. Ареальная серия: 2-базальты, базаниты, трахибазальты. Риолитовая серия: 3-риолиты, обсидианы.

В целом, близкие величины изотопных параметров свидетельствуют о когенетичных соотношениях изученных серий и гомогенном изотопном источнике магматических расплавов, эволюция которых имела длительный характер, прерываясь паузами на отдельных этапах вулканических извержений. Петро-геохимические различия разновозрастных серий определялись, таким образом, степенью плавления (T°, P) источника и процессами фракционирования расплавов.

Как следует из приведенного графика (рис.7), риолитовая серия куполовидных вулканов представляет самостоятельную изотопную систему с вертикальным трендом вариаций $^{87}/_{86}Sr$ отношений в пределах 0.70494 – 0.70593 (Karapetyan et al, 2001).

Обсуждение результатов

Эволюция состава вулканических комплексов от полигенного к ареальному во времени носит антидромный характер при сохранении

гомодромного развития внутри каждого из них и выражена сменой $h_u - q$ нормативной петрохимической серии – базальтовый трахиандезит-трахиандезит-трахидацит (трахит) верхнего плиоцена – нижнего эоплейстоцена на $pe - ol$ нормативную серию неоплейстоцена–голоцена. В последней выделяются дискретные ряды: 1) меланократовых базальтов; 2) базанит-тефрит-фонотефритов и 3) трахибазальт – трахиандезитов. Эти ряды на средне-верхнеоплейстоценовом этапе ареального вулканизма развиваются синхронно, отражают различную степень плавления и дифференцированности и формируются из отдельных вулканических центров, связанных с разноглубинными магматическими камерами. При этом последний ряд является наиболее протяженным, и его конечные члены проявляются далее в голоцене, четко обособляясь на отдельном участке к СЗ от массива Цхук.

Таким образом можно заключить, что главная петрологическая проблема в эволюции изученных вулканических серий нагорья состоит в возрастной последовательности изменений их химизма от насыщенных SiO_2 основных пород в сторону недосыщенных и более магнезиальных, т.е. в преодолении температурного барьера, существующего в базальтовой системе (Иодер, Тилли, 1965; Макдональд, 1974; Майсен, Беттчер, 1979). Появление более широкого спектра основных щелочных составов и формирование дискретных петрохимических рядов на ареальном этапе позволяют считать, что этот переход определяется условиями нового эпизода плавления под влиянием таких факторов, как повышение T° , общего давления и степени плавления мантийного источника. По названным авторам, вдоль температурного барьера в базальтовом тетраэдре располагаются составы оливин-нормативных базальтов, которым в выделенных нами рядах ареальных вулканитов ближе всего соответствуют меланократовые $Ol-Cpx$ базальты. Последним, как было показано выше, свойственны высокие содержания MgO и когерентных с оливином элементов (Ni, Co, Cr, V), а также высокие индикаторные отношения Ni/Co (6.9), Cr/Ni (1.7), CaO/Al_2O_3 (0.68-0.69), низкие концентрации LREE, что позволяет относить их к наименее дифференцированным, примитивным составам высокой степени плавления (14-16%). Основными фазами фракционирования в этом ряду являются оливин и клинопироксен (рис.8). По размеру и обилию фенокристаллов меланократовые базальты являются дифференциатами более глубинного мантийного источника, которые поступают к поверхности в виде смеси расплава с кристаллами (с частичной их аккумуляцией). Отсутствие вкрапленников плагиоклаза, более поздняя кристаллизация клинопироксена относительно оливина позволяют, учитывая экспериментальные данные (Mahood, Baker, 1986), принять глубину их кристаллизации около 8.2-11.0 кбар (порядка 25-30 км). По эмпирической формуле, основанной на соотношении SiO_2 и MgO (вес%) в базальтовых магмах

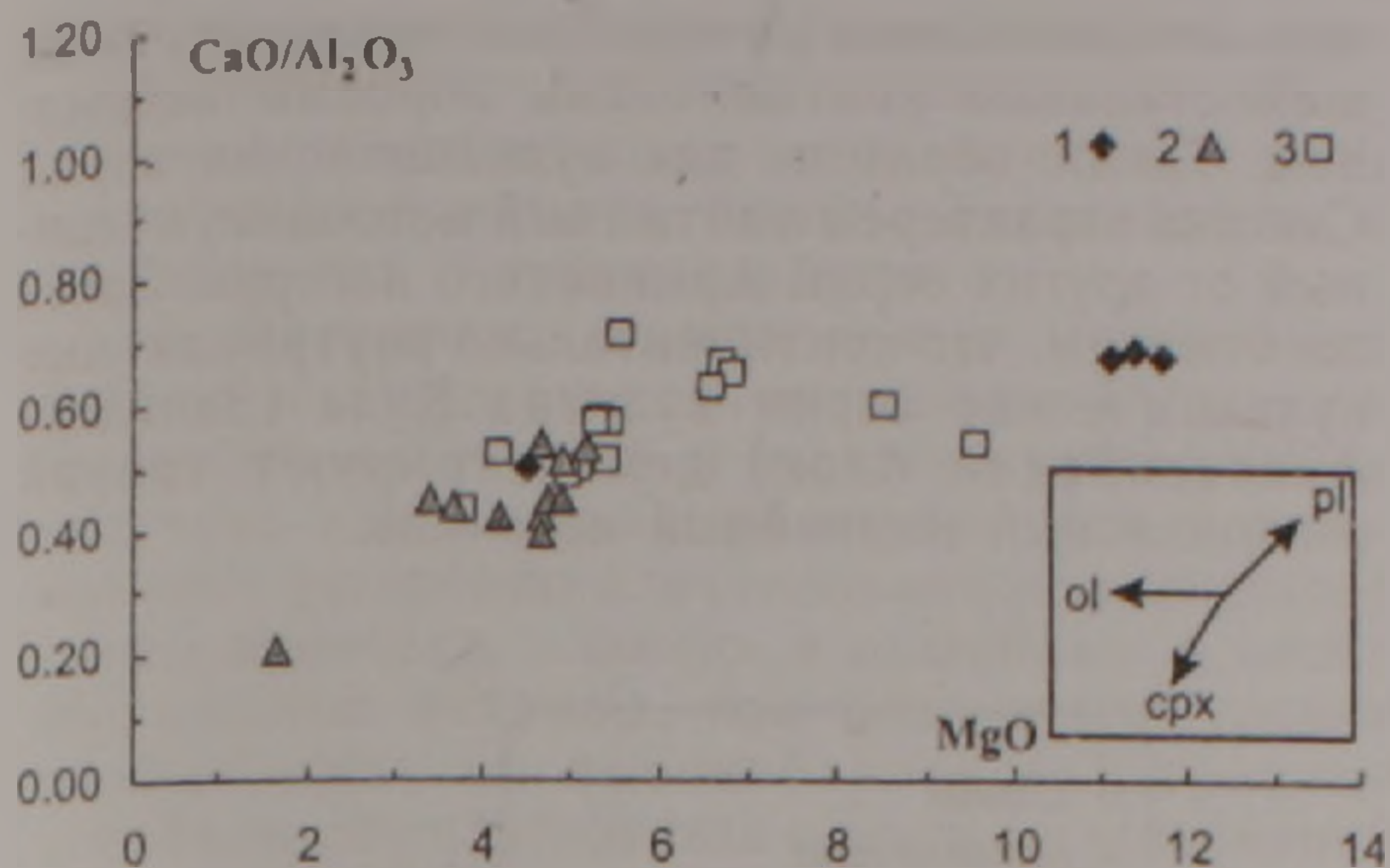


Рис.8. Соотношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ – MgO в вулканических породах ареальной серии Сюникского нагорья.

1-базальты; 2-базаниты,тефриты,фонотефриты; 3-трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты. Векторы фракционирования минеральных фаз по (Guo et al., 2003).

(McBirney, 2007), T° последнего равновесия расплава меланобазальтов с мантийным источником можно оценить в $1340-1350^\circ\text{C}$, что соответствует ликвидусу и согласуется с безводным парагенезисом фенокристаллов и высокой степенью плавления.

Эволюция в сторону дифференцированных рядов изученных ареальных вулканитов определяется более низкой степенью плавления и возрастанием давления флюидной фазы ($\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$). В ряду базанит-фонотефрит понижаются отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0.60-0.43), главными фазами фракционирования остаются оливин и клинопироксен, к которым присоединяются амфибол и апатит, что объясняет появление сильно недосыщенных SiO_2 составов. Индикаторными отношениями, контролирующими фракционирование и экстракцию амфибола, являются Th/Ta (3.6-4.9), Th/Nb (0.22-0.42), La/Nb (3.4-4.8), Zr/Sm (14.7-23.2). Повышенные Sr/Ba (1.9-2.1) и $\text{P}_2\text{O}_5/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0.07-0.09) отношения определяются фракционированием апатита. $T^\circ\text{C}$ равновесия с глубинным мантийным источником оцениваются порядка $1240-1250^\circ\text{C}$; давление при кристаллизации по клинопироксеновому и амфиболовому геобарометрам умеренное (6.4-6.7 кбар). На графике $(\text{La}/\text{Sm})_n - (\text{Sm}/\text{Yb})_n$ (Krienitz et al., 2007) составы базанит-фонотефритов попадают на кривые плавления гранатовых лерцолитов, и степень плавления определяется значениями 2-6%.

Ряд трахибазальт-трахиандезит характеризуется дальнейшим понижением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ отношения (0.49-0.21), главными фазами фракционирования становятся амфибол и плагиоклаз. На это указывает возрастание индикаторных отношений Th/Ta (4.1-9.4), Th/Nb (0.24-0.66), Zr/Sm (19.0-51.1) и снижение отношений La/Nb (2.3-4.1), Sr/Ba (2.0-1.0), $\text{P}_2\text{O}_5/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0.06-0.02). $T^\circ\text{C}$ равновесия с глубинным источником оценивается в пределах $1140-1160^\circ\text{C}$; давление при кристаллизации отвечает более поверх-

ностным значениям (4-6 кбар), степень плавления оценивается в 2-6%.

В заключение подчеркнем, что рассмотренные вариации геохимических параметров вулканитов ареальной серии определяются дифференциацией и фракционированием фаз на разных уровнях глубинности и снижением степени плавления по сравнению с примитивными составами. Подобный процесс можно считать результатом дополнительного поступления флюидов ($\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$) в магматическую систему. На заимствованном из работы (Dupuy et al., 1992) графике (рис.9) $\text{Hf}/\text{Sm} - \text{Zr}/\text{Sm}$ отношения в породах серии заметно понижены относительно примитивной мантии (и MORB) и демонстрируют положительную корреляцию, которая определяется трендом карбонатитового метасоматизма. Одновременно выявляется, что в петрогенезисе базанит-фонотефритового ряда по сравнению с трахибазальт-трахиандезитовым заметно усиливается роль обогащенного CO_2 флюида, и ведущими фазами фракционирования становятся клинопироксен, амфибол и апатит. Это подтверждает определенную автономность формирования состава расплавов в разноглубинных магматических камерах, обусловленную тектоническими условиями развития вулканизма ареального типа с его системой многочисленных короткоживущих разломов, служащих каналами для подъема магмы.

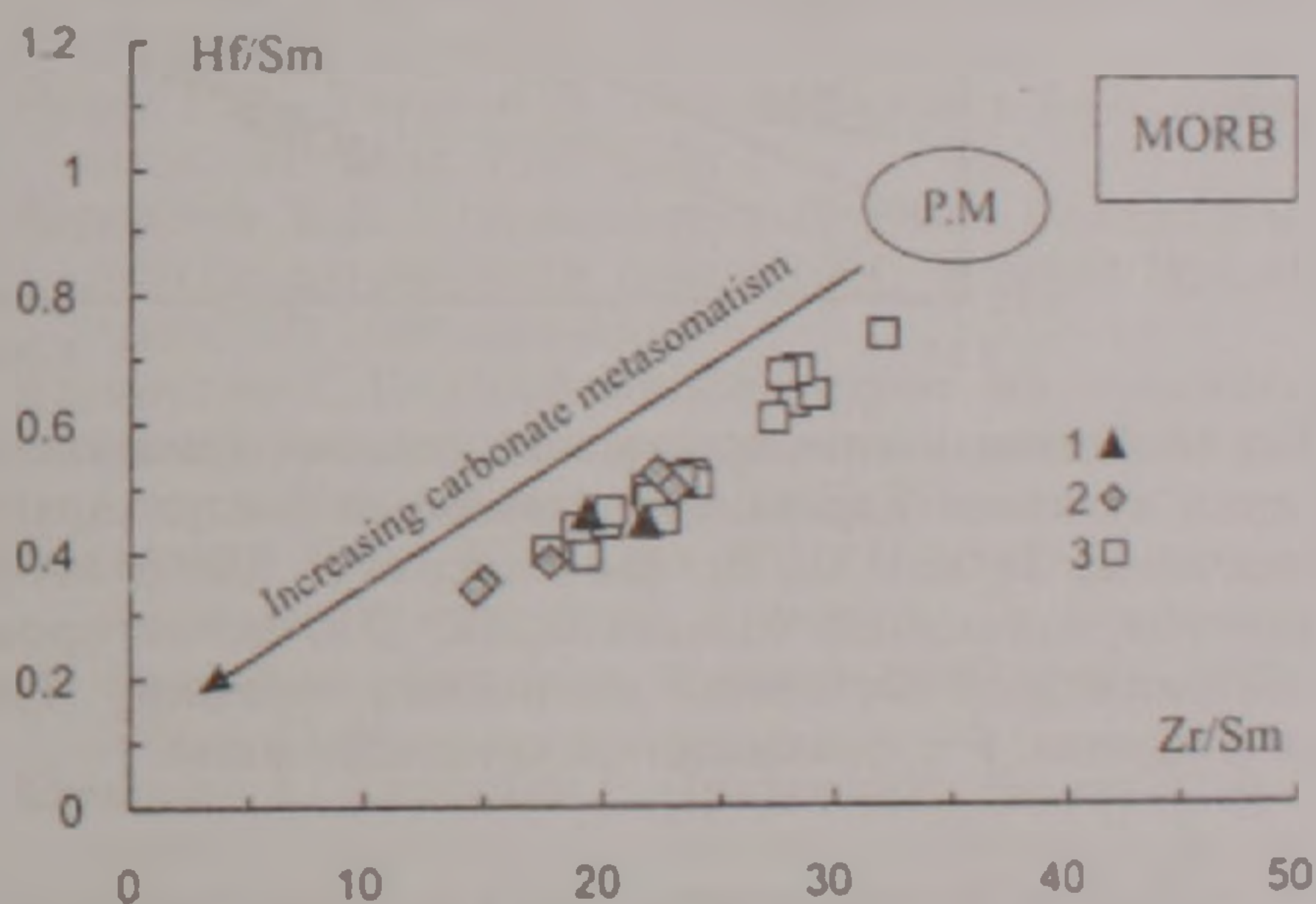


Рис.9. Вариации отношений $\text{Hf}/\text{Sm} - \text{Zr}/\text{Sm}$ в вулканических породах ареальной серии Сюникского нагорья. 1-базальты; 2-базаниты,тефриты,фонотефриты; 3-трахибазальты,базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты. Тренд возрастания степени карбонатитового метасоматизма по (Dupuy et al., 1992). Пределы составов PM и MORB по (Sun and Mc Donough, 1989).

Обращаясь к геодинамической интерпретации геохимических особенностей вулканитов Сюникского нагорья, отметим их своеобразную позицию на дискриминационной диаграмме $\text{Th}/\text{Yb} - \text{Ta}/\text{Yb}$ (рис. 10). На ней видны отличия региональных мантийных источников и степень участия коры в генезисе вулканических серий. Для вулканических серий Гегамского нагорья и вулкана Арагац, а также других вулканов Армянского нагорья (Муш-Немрут-Тендурек, Карсское плато, Арарат) устанавливается мантийный ис-

точник с пониженными Ta/Yb отношениями и различной степенью контаминированности (рост отношения Th/Yb), при минимальной степени контаминации для щелочных серий Муш-Немрут-Тендурек. Вулканические серии Сюникского нагорья сдвинуты вправо вдоль тренда мантийного обогащения (W) во внутриплитной обстановке и имеют Ta/Yb отношения, идентичные с сериями внутриплитного вулкана Каракалидаг (северный выступ Аравийской плиты, к

югу от Армянского нагорья), но отличаясь большей степенью контаминации коровым веществом. Таким образом, для вулканических серий Сюника характерен мантийный источник, отличный от других серий Армянского нагорья. Здесь же отметим, что континентально-внутриплитные вулканические серии вулкана Кула (Западно-Анатолийский блок) демонстрируют третий региональный мантийный источник.

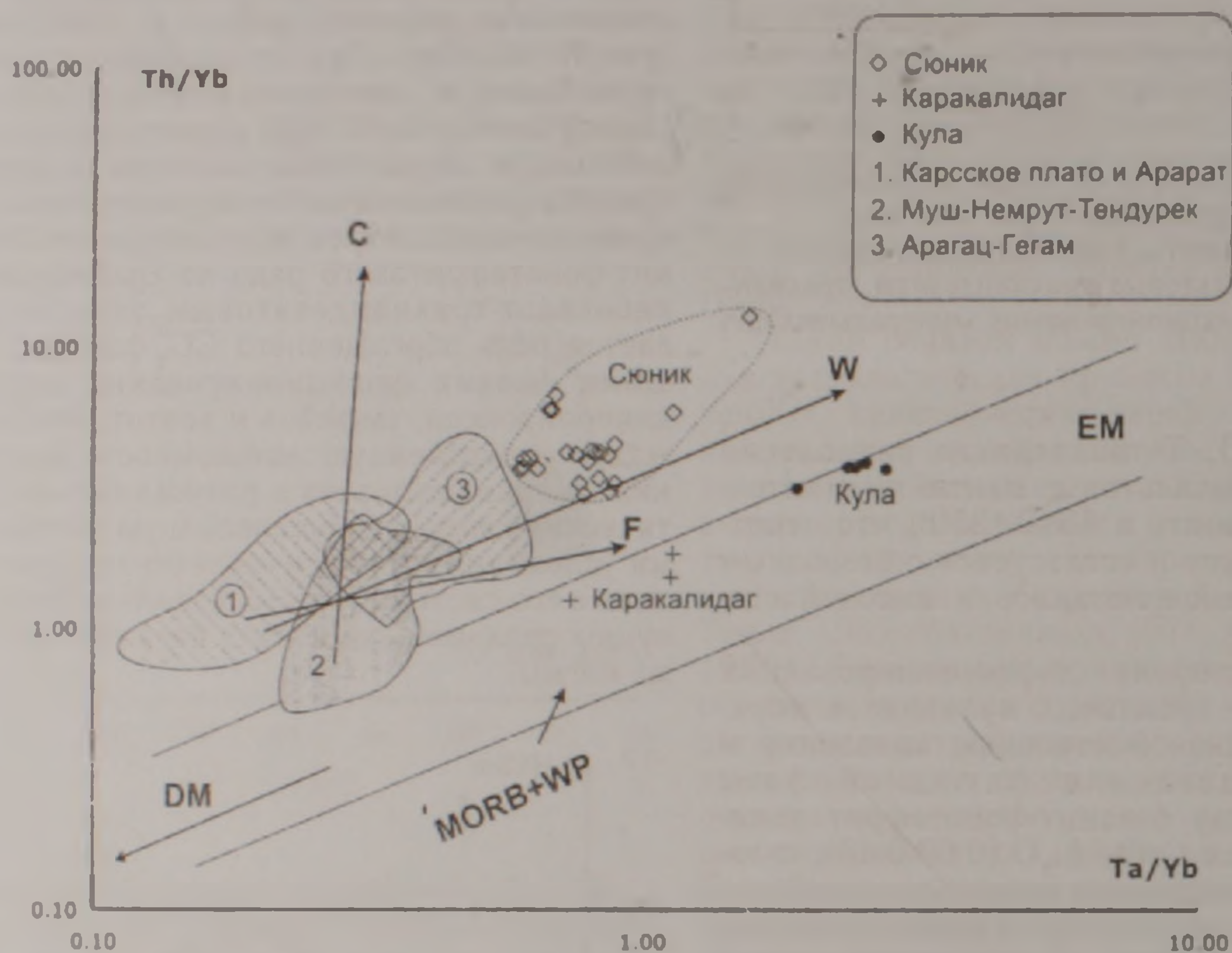


Рис. 10. Сопоставление вулканических серий Армянского нагорья и континентально-внутриплитных вулканических серий вулканов Каракалидаг (северный выступ Аравийской плиты) и Кула (Западно-Анатолийский блок) на диаграмме $Ta/Yb - Th/Yb$. (по Pearce et al., 1990). MORB+WP - область составов океанических и внутриплитных (несубдукционных) базальтоидов, DM-деплетированный мантийный источник, EM -обогатенный во внутриплитной обстановке мантийный источник. Тренды эволюции: C -контаминации; W - внутриплитного обогащения, F - фракционной кристаллизации.

Одним из возможных механизмов магмогенерации в пределах этой обширной области, включая Сюникское нагорье, в таком случае может быть принят региональный подъем астеносферной мантии и ее взаимодействие с веществом нижней коры.

Результаты, полученные по петролого-геохимическим и изотопным исследованиям изученных вулканических серий Сюникского нагорья, согласуются с новыми геофизическими данными по сейсмической томографии региона Армянского нагорья, Кавказа и Ближнего Востока (Al-Lazki et al., 2004; Toksüz et al. 2009). Последние позволили выявить аномальные зоны низких P_n скоростей под Малым Кавказом, в частности под бассейном оз. Севан и далее на ЮВ до реки Аракс, охватывая Зангезурский хребет и Сюникское вулканическое нагорье. Наиболее вероятной интерпретацией зоны низких P_n скоростей является аномальный

разогрев или подъем мантии ("глубинный магматический диапиризм" по Оровецкому, Егоркиной, 1983).

Основные выводы

1. Разновозрастные вулканические серии верхнего плиоцена-голоцена Сюникского нагорья связаны с эволюцией единой магматической системы и проявлениями двух эпизодов плавления магматического источника. Первый эпизод отвечает главному периоду вулканической активности центральных каналов стратовулканов Ишханасар и Цхук с формированием насыщенной SiO_2 петрохимической серии, дифференцированной от базальтовых трахиандезитов, трахиандезитов до трахидацитов (трахитов). Второй эпизод фиксирует углубление очага, возрастание степени его плавления и соответствует поздней стадии вулканической активности многочислен-

ных моногенных центров с формированием недосыщенной SiO_2 дифференцированной серии, включающей дискретные петрохимические ряды оливиновых базальтов, базальт-фонотефритов и трахибазальт – трахиандезитов.

2. Факторами выплавления мантийного субстрата можно считать повышение T° , пересыщенность щелочами и высокое содержание летучих, как проявление глубинного метасоматизма, резорбции и переплавления мегакристов клинопироксена, оливина и амфибола, а также обогащение натрием, как показателя уровня выплавления на высокобарической границе устойчивости плагиоклаза в верхах литосферной мантии (30-35 кбар по Рябчикову, 1982). На этих глубинах плавление могло происходить при участии приподнятого астеносферного материала.

3. Дальнейшая эволюция расплавов определяется их перемещением по восходящим каналам и формированием разноглубинных магматических камер.

4. Геохимические параметры изученных вулканитов могут констатировать их происхождение из метасоматизированного мантийного источника типа Ат-содержащего перидотита и их некоторую степень контаминированности коровым материалом. Во вкладе метасоматического глубинного компонента в исходный субстрат доминирующими элементами являются Sr, Ba, LREE (La, Ce, Sm), Th, в меньшей степени - Zr, при высоких LILE/HFSE отношениях. Сходный изотопный состав Sr в вулканитах полигенной и ареальной серий и закономерные вариации индикаторных элементов подтверждают их связь с гомогенным мантийным источником, обогащенным Ca и Sr. Подтверждается также единая природа метасоматирующих компонентов на разных этапах плавления, т.е. явления метасоматоза предшествовали процессу плавления. Спецификой состава этих компонентов является высокое содержание LREE и обеднение Rb относительно Sr и Ba. Предполагается, что подобный характер обогащения определяется участием богатого CO_2 флюида с изначально низким Rb/Sr отношением (Menzies et al., 1983; Кононова и др., 2002).

5. Для вулканических серий Сюника характерен мантийный источник, отличный от других серий Армянского нагорья и сдвинутый в область мантийного обогащения (W) во внутриплитной обстановке с Ta/Yb отношениями, близкими к сериям вулкана Каракалидаг (северный выступ Аравийской плиты, к югу от Армянского нагорья), но с несколько большей степенью контаминации коровым веществом.

Литература

- Абовян С.Б., Малхасян Э.Г. О редком случае прорыва граносиенитового интрузива четвертичным вулканом в Армянской ССР. ДАН АрмССР. 1961. т.32, №5, с.231-234.
- Авакян Т.А. Диатомиты Сисианского месторождения Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974, 133 с.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 427 с.
- Бальян С.П. Сюникское нагорье. В кн. Геология Армянской ССР, т.1, Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, с. 231-240.
- Белоусов А.Ф., Кривенко А.П. Магмогенез вулканических формаций. Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 574, Новосибирск: Наука, 1983, 166 с.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979, 327 с.
- Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964, 299 с.
- Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. ЕГУ, 1981, 283 с.
- Гущин А.В., Кравченко С.М., Петрова М.А. Верхнеплиоценовый-четвертичный комплекс вулкана Ишханасар (Малый Кавказ) - представитель трахиандезитовой формации. ДАН СССР, 1976, т.231, 3, с.686-689.
- Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г., Карапетян С.Г., Меликсетян Х.Б., Мнацаканян А.Х., Навасардян Г.Х. Базальтовый позднеколлизийный вулканизм Армении. "Вулканизм и геодинамика": Матер. 4-го Всероссийск. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: Изд. РАН, 2009, с.352-354.
- Джрбашян Р.Т., Карапетян С.Г., Мнацаканян А.Х. Верхнеплиоцен-четвертичный вулканизм Сюникского вулканического нагорья. Реф. доклад конф., посвящ. 95-лет. акад. А.А.Габриеляна, Ереван: Изд. ЕГУ, 2008, с. 26-27.
- Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 383 с.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965, 122 с.
- Карапетян К.И. Путеводитель Первого Всесоюзного вулканологического совещания. Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1959, с.66-83.
- Карапетян С.Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1972, 196 с.
- Карапетян С.Г., Ширинян К.Г. Позднесорогенный риолитовый вулканизм Армении. Тр. межд. конф. Вулканизм, биосфера и эколог. проблемы Туапсе, 2003, с. 45-46.
- Караханян А., Джрбашян Р., Трифонов В., Филиш Э., Аракелян С., Авагян А., Багдасарян А., Давтян В. Активные вулканы и вулканическая опасность на территории Армянского нагорья и сопредельных областей. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2004, 1, с. 3-24.
- Кононова В.А., Левский А.К., Первов В.А., Овчинникова Г.В., Богатиков О.А. Изотопные характеристики мантийных источников калиевых ультрабазитов и базитов севера Восточно-Европейской платформы. Петрология, 2002, т.10, 5, с.493-509.
- Макдональд Р. Роль фракционной кристаллизации при формировании щелочных пород. В кн.: "Щелочные породы". М.: Мир, 1974, с.311-330.
- Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979, 122 с.
- Меликсетян Б.М., Карапетян С. Г. Геохимия редких и рудных элементов в новейших кислых вулканитах Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР., Науки о Земле, 1981, Т.34, №4, с.28-48.
- Меликсетян Б.М., Карапетян С.Г., Гукасян Р.Х., Мнацаканян А.Х. Рубидий-стронциевый изотопный состав и геохимические особенности новейших риолитовых вулканитов Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, Т. LI, N1-2, с. 40-59.

- Оровецкий Ю.П., Егоркина Г.В. Глубинный магматический диапиризм Центральной Армении. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1983, 5, с.41-45.
- Паффенгольц К.Н. О возрасте герюсинской толщи. Советская геология, 1940, №9, с. 109-110.
- Пирс Дж., Липпард С.Дж., Роберте С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции. В кн: "Геология окраинных бассейнов". М.: Мир, 1987, с.134-165
- Рябчиков И.Д. Снижение растворимости высокоплотных кристаллических фаз в гидротермальных флюидах при увеличении давления. ДАН СССР, 1982, т.262, 3, с.698-700.
- Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении. Ереван: Изд. "Гитутюн" НАН РА, 2009, 356 с.
- Соловкин А.Н. О четвертичных образованиях Карабахского плато. Советская геология, 1940, №9, с.107-109.
- Тахтаджян Л.А., Габриелян А.А. Опыт стратиграфической корреляции вулканогенных толщ и пресноводных образований плиоцена и нижнего постплиоцена Малого Кавказа ДАН Арм.ССР., 1948, 1, с.211-216.
- Трифонов В.Г., Караханян А.С. Геодинамика и история цивилизаций. М.: Наука, 2004, 666 с.
- Ширинян К.Г. Главные черты плио-плейстоценового вулканизма Армении. Андезиты-базальты и андезиты Сюникского вулканического нагорья. В кн: "Геология Армянской ССР". Ереван: Изд.АН Арм.ССР, 1970, т.4, с. 560-589.
- Ширинян К.Г., Карапетян С.Г. Систематика и фациально-формационный анализ позднеорогенных вулканических образований Армении. Вулканизм и геодинамика. Матер. 2 Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург. 2003, с.746-751.
- Ширинян К.Г., Карапетян С.Г. Позднеорогенный (верхнеплиоцен-голоценовый) вулканизм Сюникского нагорья и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении. Тр.межд.конф. "Вулканизм, биосфера и эколог.проблемы". Тянцзе: 2006, с.42-43.
- Al-Lazki A., Sandvol E., Seber D., Barazangi M., Turkelli N., Mohamad R. Pn tomographic imaging of mantle lid velocity and anisotropy at the junction of the Arabian, Eurasian and African plates. Geophys. J. Int., 2004, 158, pp.1024-1040
- Anders E., Grevesse N., Abundances of elements: Meteoric and Solar. Cosmochim. Acta, 1989, v.53, pp.197-214.
- Dupuy C., Liotard J., Dostal J. Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: carbonate metasomatism in the mantle source. Geochim. Cosmochim. Acta, 1992, 56, pp 2417-2423.
- Guo F., Fan W., Wang Y., Lin G. Geochemistry of late Mesozoic mafic magmatism in West Shandong Province, eastern China: Characterizing the lost lithospheric mantle beneath the North China block. Geochemical Journal, 2003, v. 37, pp.63 - 77.
- Johnson M., Rutherford M. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with implication to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. Geology, 1989, v.17, pp 837-841.
- Karapetyan S., Jrbashyan R., Mnatsakanyan A., Late collision rhyolitic volcanism in the N-E part of the Armenian Highland. JVGR, 2001, 112. Elsevier, pp.189-220.
- Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Azizbekian O.G., Hondkarian D.G. Relationship of the late Quaternary tectonics and volcanism in the Khonarassar active fault zone, the Armenian Upland. Terra Nova 9, 1997, pp. 131-134.
- Karakhanian A., Jrbashian R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S., Avagian A. Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factors for Armenia and adjacent countries. JVGR, 113, 2002. Elsevier, pp. 319-344.
- Karakhanian A., Jrbashian R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S., Avagian A., Bagdasaryan H., Davtian V., Ghoukassyan Yu. Volcanic hazards in the region of the Armenian Nuclear Power Plant. JVGR, 126/1-2, 2003, pp. 34-62
- Krienitz M., Haase K., Mezger K., Shaikh-Mashail M. Magma genesis and mantle dynamics at the Harrat Ash Shamah Volcanic field (Southern Syria). Journ. of Petrology, 2007, v.48, 8, pp.1513-1542.
- Leake B., Woolley A., Arps C., Birch W., Gilbert M., Grice J., Hawthorne F., Kato F., Mandarino J., Maresch W., Nickel E., Rock N., Schumacher J., Smith D., Stephenson N., Ungaretti L., Whittaker E., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: Report of the Sub-committee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Mineral Names. Mineral. Mag., 1999, v.61, pp.295-321.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J. Petrol., 1986, v.27, pp.745-750.
- Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. Contrib. Mineral. Petrol., 1999, v.135, pp.62-74.
- Mahood G., Baker D. Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks: Pantelleria, Strait of Sicily. Contr. Miner. Petrol., 1986, 93, pp.251-264.
- McBirney A. Igneous petrology 2007, USA, 550p.
- Menzies M., Wess S. CO₂ and LREE-rich mantle below eastern Australia: a REE and Isotope study of alkaline magmas and apatite-rich mantle xenoliths from Southern Highlands Province, Australia. Earth. Planet. Sci. Lett., 1983, v.65, pp.287-302.
- Ozawa K. Partitioning of elements between constituent minerals in peridotites from Miyamori ultramafic complex, northeast Japan. J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 1968, sec.2, v.21, p.115-137.
- Pearce, J.A., J.F. Bender, S.E. De Long, W.S.F. Kidd, P.J. Low, Y. Guner, F. Saroglu, Y. Yilmaz, S. Moorbath, and J.G. Mitchell, Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia. Turkey, JVGR, 1990, 44, pp. 189-229.
- Pearce J., Baker P., Harvey P., Luff I. Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich Island Arc. J. Petrology, 1995, v.36, 4, pp 1073-1109.
- Sun S., McDonough W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes: Magmatism in Ocean Basins (A.D. Saunders & M.J. Norry eds.), Geol. Soc. Spec. Pub. London, 1989, v. 42, p.313-345.
- Toksöz M. N., R. D. Van der Hilst, M. H. Benoit, L. Gülen, D. Kalafat, H. S. Kuleli, Ch. Li, Y. Sun. Seismic tomography of the Arabian-Eurasian collision zone and surrounding areas. In 29th Monitoring Research Review: Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies, 2009, pp 293-301.
- Viccaro M., Ferito C., Cristofolini R. Amphibole crystallization in the Etnean feeding system: mineral chemistry and trace element partitioning between Mg-hastingsite and alkali basaltic melt. Eur.J. Mineral., 2007, v.19, pp.499-511.

ՍՅՈՒՆԻՔԻ ԲԱՐՉՐԱՎԱՆԴԱԿԻ ՎԵՐԻՆ ՊԼԻՈՑԵՆ-ՀՈԼՈՑԵՆՅԱՆ ՀԱՍԱԿԻ ՀՐԱՔԻԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ (ՀԱՅԱՍՏԱՆ)

Ս.Հ.Կարապետյան, Ռ.Տ.Ջրբաշյան, Գ.Խ.Նավասարդյան, Խ.Բ. Մելիքսեթյան,
Ա.Խ.Մնացականյան, Ի.Սավով, Ռ.Խ.Ղուկասյան

Ամփոփում

Սյունիքի բարձրավանդակի վերին պլիոցեն-հոլոցենյան հասակի հրաբխականությունը հիմնականում բնութագրվում է կենտրոնական բազմաձին (պոլիգեն) և միաձին (մոնոգեն) ժայթքումների տիպերով: Առաջինի հետ կապված են Իշխանասար և Ծղուկ խոշոր, բարդ կառուցվածք ունեցող հրաբխային զանգվածները, որոնց ժայթքումների արգասիքները ծևավորում են բազալտային, տրախիանդեզիտ—տրախիդաքիտային կազմի դիֆերենցված շարքեր: Երկրորդն արդյունք է համեմատաբար փոքր ծավալի շուրջ 160 խարամային և լավախարամային արեալ տիպի հրաբուխների ակտիվության: Վերջիններիս նյութական կազմը բնորոշվում է ավելի կրճատ շարքերով՝ բազալտներ, բազանիտ-ֆոնոտեֆրիտներ և տրախիբազալտ-տրախիանդեզիտներ:

Նշված հրաբխային շարքերը ծևավորվում են տարբեր խորություններում գտնվող մագմատիկ կամերաներում անհավասարակշիռ ինտրատելուրիկ բյուրեղացման երկարատև պայմաններում:

Հալոցքների դիֆերենցիացիայի և ըստ ֆրակցիաների տարբաժանման սխեման պայմանավորված է մագմատիկ աղբյուրի հալման տարբեր աստիճանով և ֆլուիդների բարձր ճնշմամբ: Երկրաքիմիական առանձնահատկությունները բնութագրող մեծությունները համապատասխանում են մետասոմատիզացված մագմատիկ աղբյուրից առաջացող հրաբխային շարքերին: Մագմատիկ աղբյուրում գերակշռում են Sr, Ba, LREE, Th, Zr տարրերը LILE/HFSE բարձր հարաբերակցություններով: Իզոտոպային կազմը և ինդիկատորային տարրերի փոփոխականությունները մատնանշում են Sr-ով հարստացված միասնական հոմոգեն պատմութանային աղբյուրի գոյությունը: Տարածաշրջանում հայտնի ուղիտային կազմի զմբեթածև հրաբուխները ներկայացնում են գենետիկորեն ինքնուրույն պետրոքիմիական (նաև իզոտոպային) համակարգ:

UPPER PLIOCENE-HOLOCENE VOLCANISM OF SYUNIK HIGHLAND (ARMENIA)

S.G. Karapetyan, R.T. Jrbashyan, G.Kh. Navasardyan, Kh.B. Meliksetian,
A.Kh. Mnatsakanyan, I. Savov, H.Kh. Ghukasyan

Abstract

Upper-Pliocene-Holocene volcanism of Syunik highland is characterized mostly by polygenetic and monogenetic types of eruptions. Polygenetic central vent eruptions are related to development of big volcanoes Ishkhanasar and Tskhuk and include differentiated basaltic trachyandesite - trachydacite (trachyte) series.

Monogenetic eruptions are related to about 160 relatively small cinder cones, with lavas ranging in composition from basalts, basanites, phonotephrites to trachybasalts-trachyandesites.

Comprehensive study revealed that volcanic series are characterized by long period of non-equilibrium intratelluric crystallization in magmatic chambers formed at diverse depths.

The schema of crystallization and fractionation is related to different degrees of partial melting. $T^{\circ}\text{C}$, P and high P_{fluid} . Geochemical parameters suggest that volcanic series were formed from metasomatised mantle source enriched in Sr, Ba, LREE, Th, Zr and high LILE/HFSE element ratios.

Isotope composition and variations of indicator trace element concentrations point to homogeneous mantle source enriched with Ca and Sr.

Some regional dome-shaped rhyolite volcanoes present genetically independent geochemical and isotope system.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИЧКВАЗ-ТЕЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНАЯ АРМЕНИЯ)

© 2010г. С.Э.Овакимян

Институт геологических наук НАН РА
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 01.03.2010 г.

В статье рассматриваются геолого-структурные условия формирования жильно-прожилковых зон Личквaz-Тейского золоторудного месторождения на основе полевых исследований и аналитических данных распределения промышленных рудных компонентов. Составлены диаграммы тектонической, в том числе и рудовмещающей трещиноватости месторождения и разрезы с показом распределения золота, серебра и меди по падению четвертого рудного тела. Установлены закономерности распределения рудной минерализации и выявлена их связь с рудоконтролирующими структурами.

Тенденции роста цен золота на мировом рынке и прогнозы на будущее диктуют необходимость детального изучения и переоценки перспектив промышленных золоторудных месторождений Южного Зангезура и, в частности, Личквaz-Тейского месторождения. Эффективность переоценочных работ в значительной мере может определяться установленными нами закономерностями размещения рудоконтролирующих разломов, преимущественной ориентировкой рудовмещающих разрывов, а также условиями локализации и размещения оруденения.

Личквaz-Тейское золото-сульфидное месторождение расположено в среднем течении р Мегригет. Представлено двумя участками - Личквazским и Тейским.

Первый расположен в висячем боку Таштунского разлома. С востока блок ограничивается близмеридиональным Тейским разломом (рис.1). Эти крупные разрывные структуры имеют встречные падения и, как отмечает Ш.О.Амирян (Амирян, Туян, 1972), возможно соединяются на глубине месторождения.

Оруденение на Тейском участке (рис.1) локализовано преимущественно в крупном останце вулканогенных пород, прорванных гранодиорит-граносиенитовой интрузией Мегринского плутона. На Личквazском участке интрузивные образования представлены габбро, габбро-диоритами - породами первой фазы габбро-монзонит-сиенитового интрузивного комплекса (Карамян и др., 1974), а также породами гранодиоритового состава, относимыми к габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитовому интрузивному комплексу Мегринского плутона (рис.1). В лежащем боку Таштунского разлома отмечаются более кислые породы, близкие по составу к гранитам.

Дайковые породы рудного поля представлены диорит-порфиритами, гранодиорит-порфирами и андезитовыми порфиритами. Выполняют они разрывы преимущественно близмеридионального (СВ 10-20°) и северо-восточного простирания.

Широтные и близширотные разрывные

нарушения в пределах месторождения проявлены относительно слабо. Отмечаются отдельные разрывы этого направления, представленные зонами гидротермально измененных пород, непротяженными дайковыми образованиями и редкими системами маломощных минерализованных трещин.

Среди разрывных нарушений, кроме вышеотмеченных и ряда более мелких меридиональных, наибольшее развитие получили разрывы северо-восточного простирания. Они отмечены дайковыми телами, зонами гидротермальных изменений, а также кварцевыми жилами.

Участок Личквaz. Кварц-сульфидные и кварцевые жилы этого участка локализованы непосредственно в висячем боку Таштунского разлома (рис.1).

На этом участке выделяются (Амирян, 1984) маломощные жилы, различающиеся своей минерализацией (2 кварц-безрудные и кварц-пиритовые, 2 кварц-молибденитовые и 5 золото-сульфидных жил). Простирание их как северо-восточное, так и восток-северо-восточное с южным падением. Присутствие молибденовой минерализации на Личквaze явилось основанием рассматривать его как участок Айгедзорского медно-молибденового месторождения (Пиджян, 1975).

Если учесть, что отличающиеся относительно малым возрастом формирования (в пределах стадийности) молибденовая и золото-сульфидная минерализации выполняют северо-восточные разрывы, то надо полагать, что однотипные сдвиговые перемещения на Личквazском участке доминировали на протяжении всего рудного этапа.

Участок Тей. Наиболее значительные концентрации золото-сульфидного оруденения расположены восточней Личквazского участка и контролируются (в отличие от последнего) Тейским разломом (рис.1) - меридиональной разрывной структурой в центральной части рудного поля (Овакимян, Таян, 2008). Рудолокализирующими при этом являются северо-восточные разрывы.

К рассматриваемой зоне приурочено также Аревикское рудопроявление на севере рудного

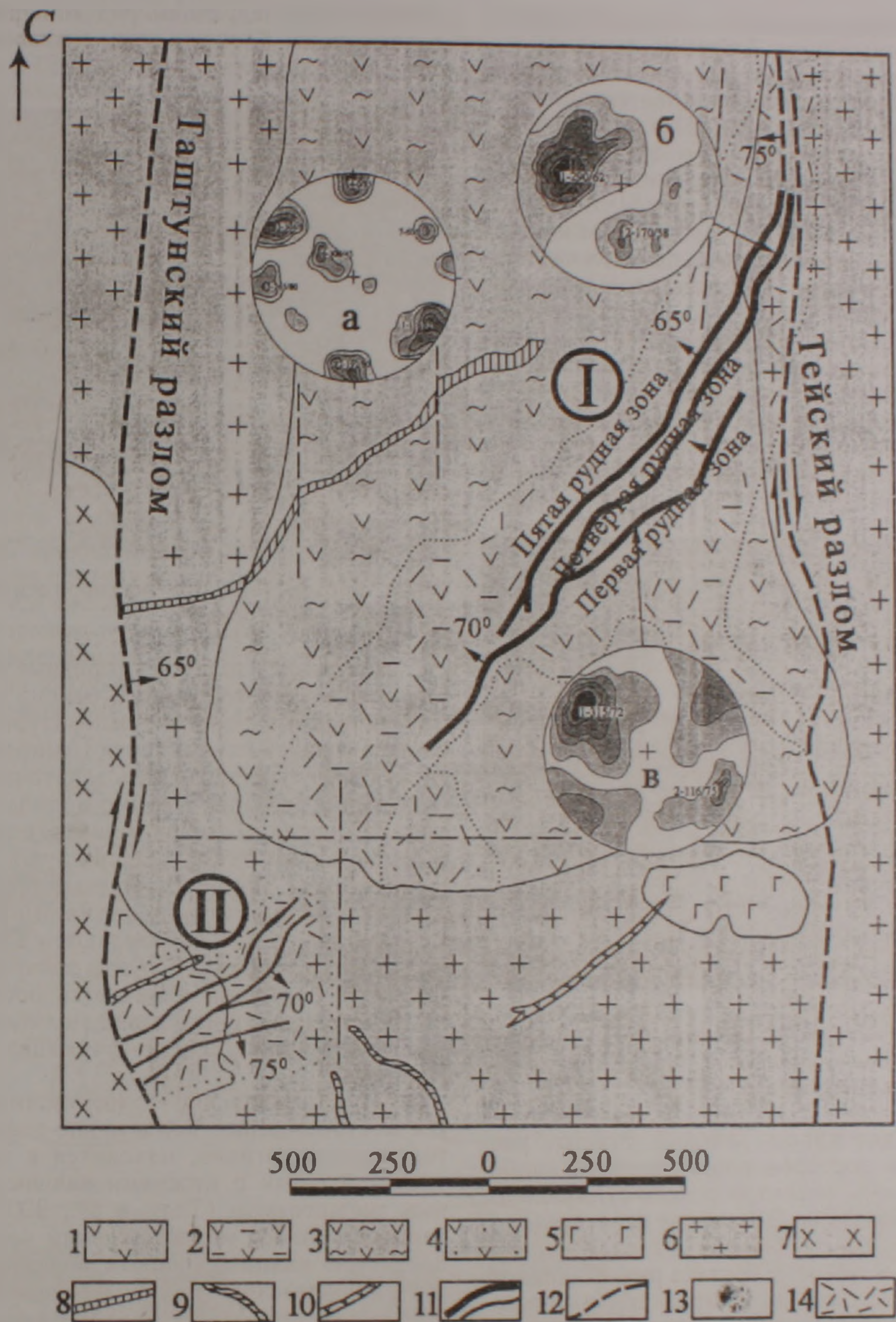


Рис 1 Геолого-структурная схема Личквас-Тейского золоторудного месторождения. Показана кинематика рудного этапа – нижний миоцен. (Основа: геолого-структурные схемы и карты Личквас-Тейского золоторудного месторождения: Г.И. Гольденберг и др., 1963 (Фонды АрмГУ); Г.А.Тунян, Г.А.Мелян, 1969 (Фонды АрмГУ); Карамян, 1978; Алоян и др., 2003 (Фонды АрмГУ) с дополнениями Овакимяна, Таяна, 2008).

1-4. Вулканогенные образования (базальтовые андезиты - D_2^1): 1. Неизмененные; 2. Светло-серые, окварцованные, серицитизированные; 3. Темно-серые, плотные, пропилитизированные; 4. Интенсивно пиритизированные и пропилитизированные. Интрузивные породы D_2^1 : 5. Кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты; 6. Гранодиориты; 7. Граниты; 8. Дайки андезито-дацитового состава. 9. Дайки андезитовых порфиров. 10. Дайки диорит-порфиров. 11. Золотоносные зоны и жилы. 12. Крупные тектонические нарушения. 13. Круговые структурные диаграммы; а - диаграмма рудовмещающих разрывов и мелкой тектонической трещиноватости поверхности Тейского месторождения; б - диаграмма рудовмещающих разрывов IV рудной зоны (см. описание к рис. 4б); в - диаграмма пространственной ориентировки разрывных нарушений I рудной зоны Тейского месторождения (см. описание к рис. 4г). 14. Участки гидротермального изменения: I – Тейский участок, II – Личквасский участок.

поля, локализованное в меридионально-ориентированных швах Тейского разлома.

Основное промышленное оруденение сосредоточено в 5 зонах прожилково-вкрапленной минерализации (Амирян, 1984) и приурочено к гидротермально-измененным зонам северо-восточного простирания с падением на северо-запад под углом $60-65^\circ$ (рис.1, 4, 5). Мощность их колеблется от 2-3 до 10-15 м. Зоны контролируются Тейским разломом, прослеживаемым в 1-1,2 км восточнее Таштунского (Овакимян, Таян, 2008).

В непосредственной близости от жильных зон вулканогенные образования окварцованы, серицитизированы и каолинизированы (рис 2) и по мере удаления сменяются пропилитизированными (эпидотизированными, хлоритизированными, окварцованными) андезитами и андезитовыми базальтами.



Рис.2. Гидротермально-измененный базальтовый андезит Тейского месторождения. Образец S-1. Ув. 50, николи +. Коорд X=1103663, Y=4319150

В настоящее время Тейский участок рассматриваемого месторождения является наиболее значительным объектом золото-сульфидного оруденения Зангезура. Детальные исследования, охватывающие многие вопросы геологического строения, вещественного состава руд, стадийности минералообразования, характера распределения редких и благородных элементов освещены в работах исследователей (Амирян, 1984; Карамян, 1978). На Тейском участке месторождения выделяются следующие стадии минерализации (Амирян, 1984): 1) кварцевая; 2) кварц-пирит-эпидот-хлоритовая; 3) пирит-халькопирит-козалитовая; 4) кварц-карбонат-полиметаллическая; 5) кварц-арсенопиритовая; 6) кварц-карбонатная.

В тонкодисперсной фазе золото содержится в минералах всех стадий, кроме первой и последней, и достигает наибольших значений - золота $41,7 \text{ г/т}$, серебра $304,0 \text{ г/т}$ в минералах главной продуктивной стадии (кварц-карбонат-полиметаллической)

По степени уменьшения самородного золота

выделяется следующий ряд минералов: пирит, арсенопирит, блеклые руды, халькопирит, галенит (Амирян, 1984).



Рис.3. Карьер Тейского месторождения. Первая и четвертая рудные зоны.

По генезису золото-сульфидные месторождения Зангезурского рудного района относятся к плутоногенным, среднетемпературным образованиям средней глубинности (Амирян, 1984). На тесную генетическую связь золото-полиметаллического оруденения с медно-молибденовым указывали многие исследователи региона. Эти рудные формации тесно ассоциируют в пределах рудных полей Зангезура. Рудные тела их контролируются одними и теми же тектоническими элементами и нередко локализуются в тех же разрывных нарушениях. В рудах золото-полиметаллической формации отмечается постоянное, но незначительное присутствие молибденита, в рудах медно-молибденовой формации - полиметаллов.

Тей-Личквасское золото-полиметаллическое месторождение, как и медно-пофировые месторождения региона, находится в тесной генетической связи с нижнемиоценовым интрузивным магматизмом (Таян и др., 2005). По этим данным, возраст месторождений - нижнемиоценовый. По калий-аргоновым определениям, возраст Личквасского и Тейского месторождений, соответственно, - 37,3 и 38,0 млн. лет (Багдасарян, Гукасян, 1985).

Строение рудных зон участка Тей осложнено повторными подвижками и многостадийным рудоотложением. На рис. 4 приведены диаграммы пространственной ориентировки рудоносных зон дробления и маломощных минерализованных разрывов, составленные по материалам геологической службы Личквас-Тейского месторождения и нашим наблюдениям.

Диаграмма рис. 4а отражает пространственное положение рудолокализирующих разрывов по штрекам штольни № 25 (гор. 1502,20 м), прослеживающих IV рудную зону. Согласно диаграмме, максимум нормалей к плоскостям рудовмещающих структур соответствует северо-восточному ($25-35^\circ$) простиранию разрывов с падением на

северо-запад под углом 65-70°. Веер разброса по простиранию для контура максимальной плотности в 12% и более составляет 10°. Вместе с тем, отдельные крупные зоны дробления и смятия со следами смещения в зальбандах, при выдержанной северо-восточной ориентировке, отличаются элементами залегания как по падению, так и по простиранию до 25° и попадают в контур изолиний, соответствующий 10% и более от общего числа замеров.

Веер разброса разрывов по простиранию для контура плотностью 2% на рассматриваемой диаграмме составляет около 50° и охватывает слабо проявленные на этом участке рудоносные разрывы меридионального и близмеридионального простираний со средними углами падения в западные румбы, что соответствует элементам залегания разрывов Тейского разлома.

Системы минерализованных разрывов северо-восточного простирания, но с падением на юго-восток, проявлены значительно слабее. Им на диаграмме соответствует контур изолиний до 4% от общего числа замеров мелких минерализованных разрывов и один замер зоны брекчирования и минерализации, с простиранием 50° и падением на юго-восток Р80°.

Диаграмма рис 46 составлена по данным

замеров минерализованных разрывов по штольне №23, пройденной на крайнем северо-востоке Тейского месторождения. Максимум на диаграмме, соответствующий контуру изолиний 24% и более от общего числа замеров, отражает пространственное положение систем разрывов субмеридионального северо-восточного простирания 10° с падением на северо-запад под углом около 60°. Наиболее характерные для месторождения системы северо-восточных разрывов, несущих минерализацию, здесь проявлены крайне слабо (до 5% от общего числа наблюдений) и затухают при подступах к зоне Тейского разлома. Более благоприятными для локализации оруденения на этом участке оказались субмеридионально-ориентированные разрывы с падением в восточные румбы. Веер разброса по простиранию для контура плотностью 16% составляет 35° (азимуты падения 260 до 295°), а по углам падения—15° (углы падения 55-70°).

Широтным разрывам на рассматриваемой диаграмме соответствуют контуры изолиний до 2%. Разрывы этого направления падают здесь на юг под углом 45-60°.

Отметим, что по штольне. № 23 устанавливаются наибольшие средние значения содержания серебра - 27,69г/т.

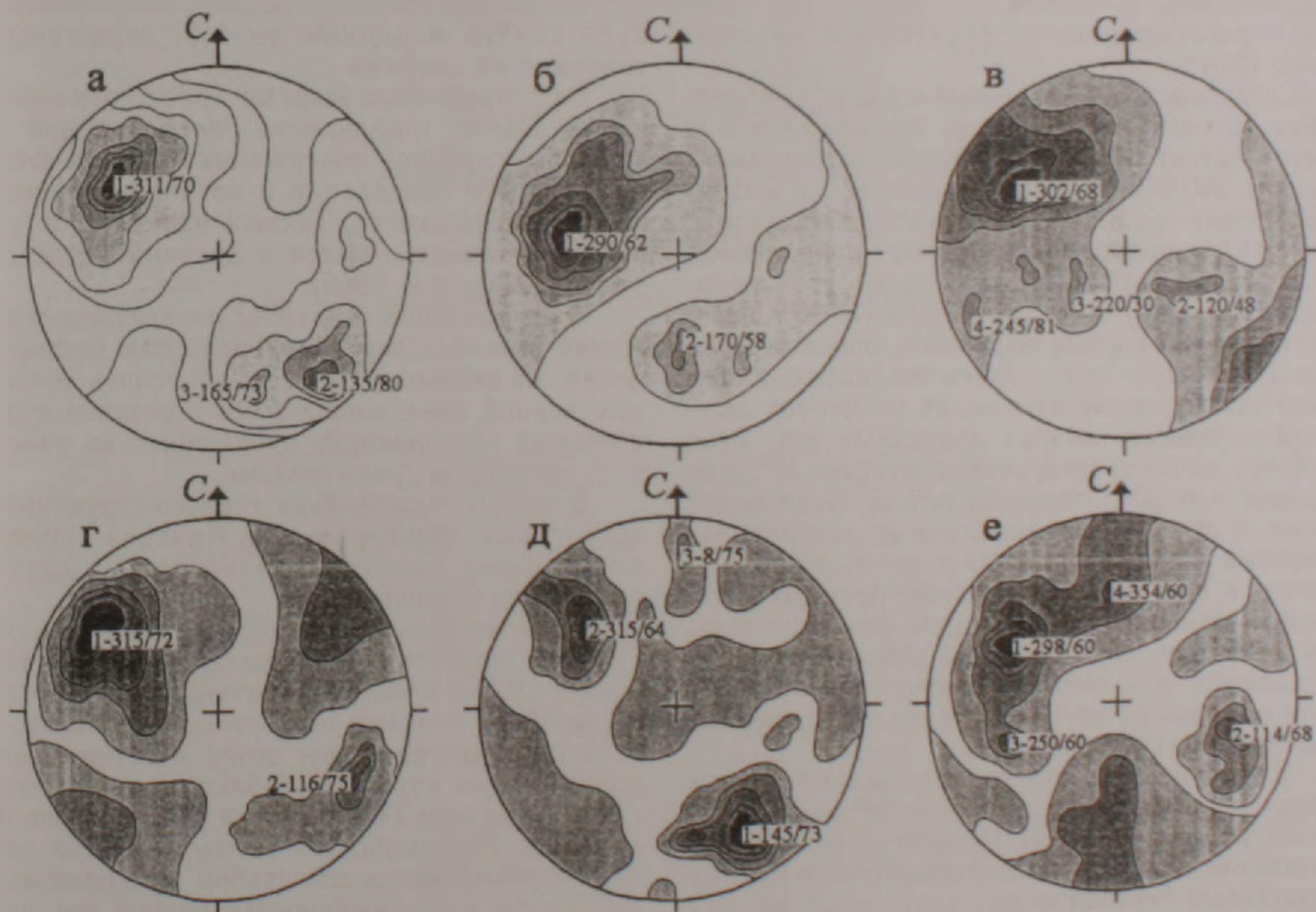


Рис. 4. Диаграммы пространственной ориентировки рудоносных зон дробления и маломощных минерализованных разрывов Тейского участка (Личквас-Тейское месторождение): а - шт. № 25, гор. 1505, 20м (IV рудная зона), 164 замера. Контуры 1-2-4-6-8-10-12 и > %; б - шт. № 23, гор. 1402, 80м (IV рудная зона), 110 замеров. Контуры 1-2-8-12-16-20 и > %; в - шт. № 27, гор. 1584, 75м (IV рудная зона), 70 замеров. Контуры 1-2-8-12-16-20 и > %; г - шт. № 22, гор. 1214, 5м (I рудная зона), 160 замеров. Контуры 2-4-6-8-10-12-14-16 и > %; д - шт. № 15, гор. 1542, 70м (IV рудная зона), 82 замера. Контуры 2-4-6-10-12-14 и > %; е - шт. № 16, гор. 1420, 6м (IV рудная зона), 125 замеров. Контуры 1-2-4-6-8-10 и > %.

Диаграмма на рис. 4в составлена по данным пространственной ориентировки рудоносных разрывов по штреку 2 штольни №27, прослеживающих IV рудную зону на крайнем юго-западе месторождения. Согласно диаграмме, наиболее развитой на этом участке является северо-восточная система близпараллельно ориентированных рудоносных разрывов (максимальная концентрация нормалей более 8%) с простиранием 25-40° и падением на северо-запад под углами 68° (максимум 1). Веер разброса их по простиранию незначительный. Этим системам разрывов соответствует контур изолиний в 20%. Все более или менее выраженные рудоносные зоны со следами срывов и деформаций имеют северо-западные падения. Веер их разброса по падению несколько шире, но не выходит за пределы контура изолиний плотностью в 12%.

Так, преимущественно ориентированы разрывы, локализирующие оруденение, в частности, в IV рудной зоне месторождения (рис. 4в). Системы разрывов крутого юго-восточного падения выделяются концентрациями изолиний до 4%. Слабо проявлены системы пологопадающих рудовмещающих разрывов юго-восточного и юго-западного падений (рис. 4в).

Диаграмма рис. 4г отражает пространственное положение маломощных зон и мелких минерализованных разрывов по штрекам штольни №22, прослеживающих I рудную зону на горизонте 1214,5 м.

Согласно диаграмме, наибольшие концентрации нормалей к плоскостям разрывов (16% и более) соответствуют системам северо-западного падения 300-310° и ориентированных, в целом, параллельно рудоносной структуре. Вместе с тем, для отмеченных разрывов по I рудной зоне, согласно проведенной статистике, устанавливаются более крутые углы падения (70-80°), нехарактерные для горных выработок, прослеживающих IV рудную зону. Здесь же наблюдаются более значительные изменения элементов залегания отдельных минерализованных зон. Веер разброса их по простиранию достигает 35°, а по падению — до 20°. Отдельные редкие зонки имеют также и обратные юго-восточные падения под средними углами. Обратные падения устанавливаются и для мелких разрывов, несущих сульфидную минерализацию. Можно предположить, что механизм формирования рудоносной зоны обусловлен, в целом, последовательным развитием оперяющих друг друга и ориентированных под острым углом разрывов.

Диаграмма рис. 4д составлена на основе замеров рудовмещающих разрывов по штольне №15, прослеживающей IV рудную зону. Отличительной особенностью ориентировки минерализованных тектонических нарушений рассматриваемой штольни является значительно более интенсивное проявление разрывов с падением на юго-восток. Эти системы составляют более 14% от общего числа наблюдений. Простирание их 50-55°, углы падения — юго-восток 65-70°. Разрывы, имеющие противоположные северо-западные падения, ориентированы более полого,

при общей их направленности по простиранию рудной зоны. Широтные и близширотные системы разрывов по штольне №15 представлены на диаграмме плотностями изолиний до 10%. При этом наибольшим развитием из них пользуются разрывы северо-восточного простирания — 75-80° и относительно более пологим (60-65°) падением на юг - юго-восток.

Отметим, что согласно данным опробования Тейского месторождения наибольшие значения средних содержаний золота (превышающие более чем в 2 раза остальные выработки) отмечены по рассматриваемой штольне №15.

Диаграмма 4е отражает пространственную ориентировку минерализованных систем разрывов по штрекам 11 и 13 штольни №16 по IV рудной зоне. Здесь максимальная концентрация нормалей более 10% соответствует северо-восточной ориентировке систем разрывов, падающих на северо-запад под углами 55-70°. Веер разброса их по простиранию незначительный. В целом наблюдается резкое преобладание падений минерализованных разрывных нарушений в западные и северо-западные румбы, со средними крутыми углами падения. Системы разрывов с юго-западными падениями составляют до 2% наблюдений и более смещены к меридиану.

Широтным разрывам на диаграмме соответствует контур изолиний до 4%, отражающий северные их падения.

На приведенных разрезах (рис. 5) отмечается вертикальная зональность распределения металлов: с глубиной содержание золота и интенсивность его проявления относительно серебра и меди уменьшаются. Такая зональность в поведении золота отмечается и другими исследователями (Бадалов, 1965).

Формирование относительно высоких содержаний золота в верхних горизонтах месторождения, по-видимому, можно объяснить преимущественной локализацией его в останце вулканогенных образований, прорванных на участке месторождения гранитоидами.

В целом, анализируя геолого-структурную обстановку формирования Личквас-Тейского золоторудного месторождения, можно сделать следующие выводы:

1. Золото-сульфидные рудные зоны Личквас-Тейского месторождения развиваются в близмеридиональном блоке, ограниченном Таштунским на западе и Тейским на востоке разломами, падающими навстречу друг другу. Месторождение представлено двумя обособленными участками - Личквасским и Тейским. Эти участки формировались в отличающихся кинематических условиях и различаются масштабом минерализации, мощностью и протяженностью рудных зон, минеральными ассоциациями руд, а также структурами, контролирующими оруденение. При общем северо-восточном простирании жильно-прожилковые зоны Тейского участка, контролируемые Тейским разломом, имеют крутые северо-западные падения, тогда как рудные зоны Личквасского участка в зоне Таштунского

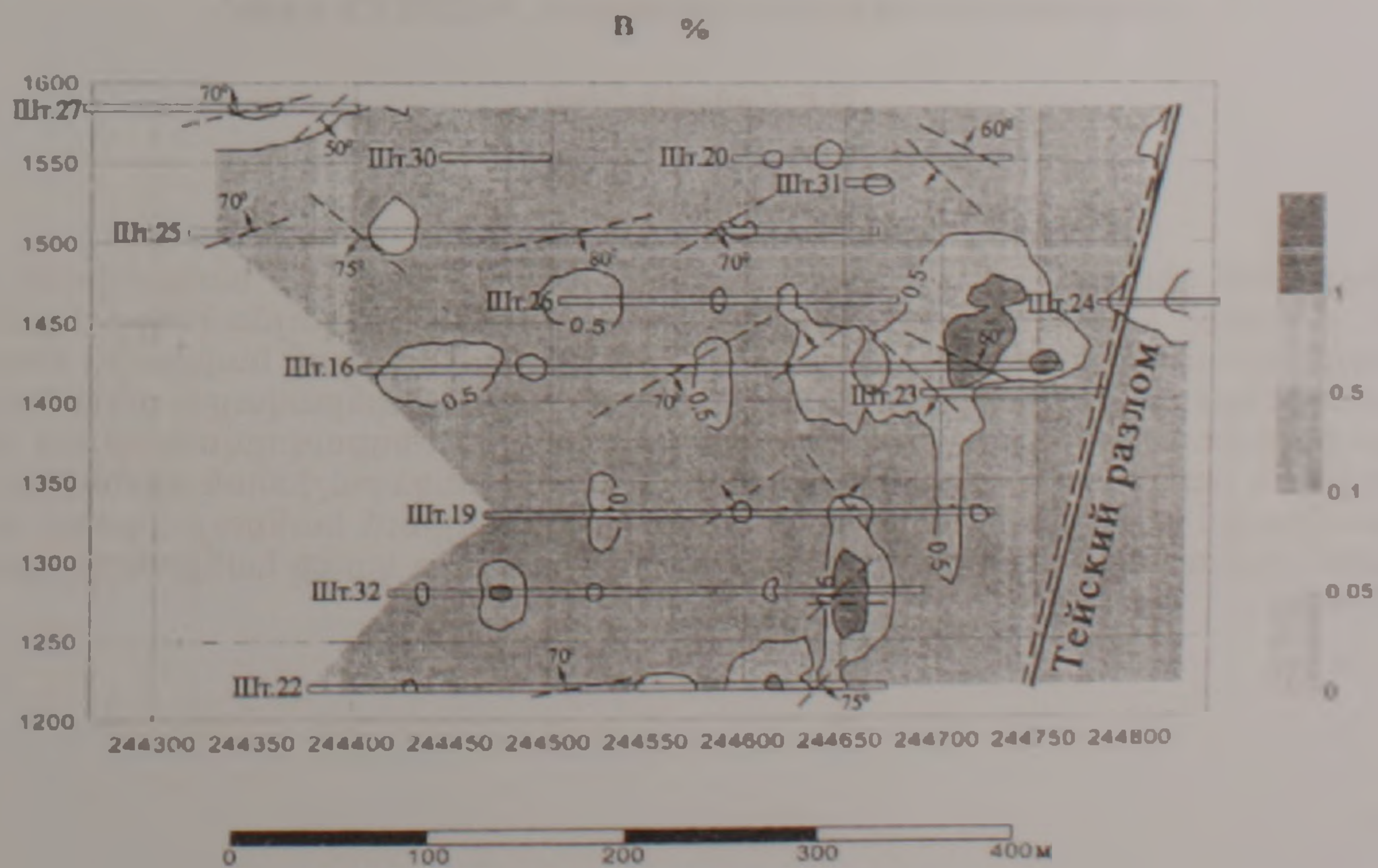
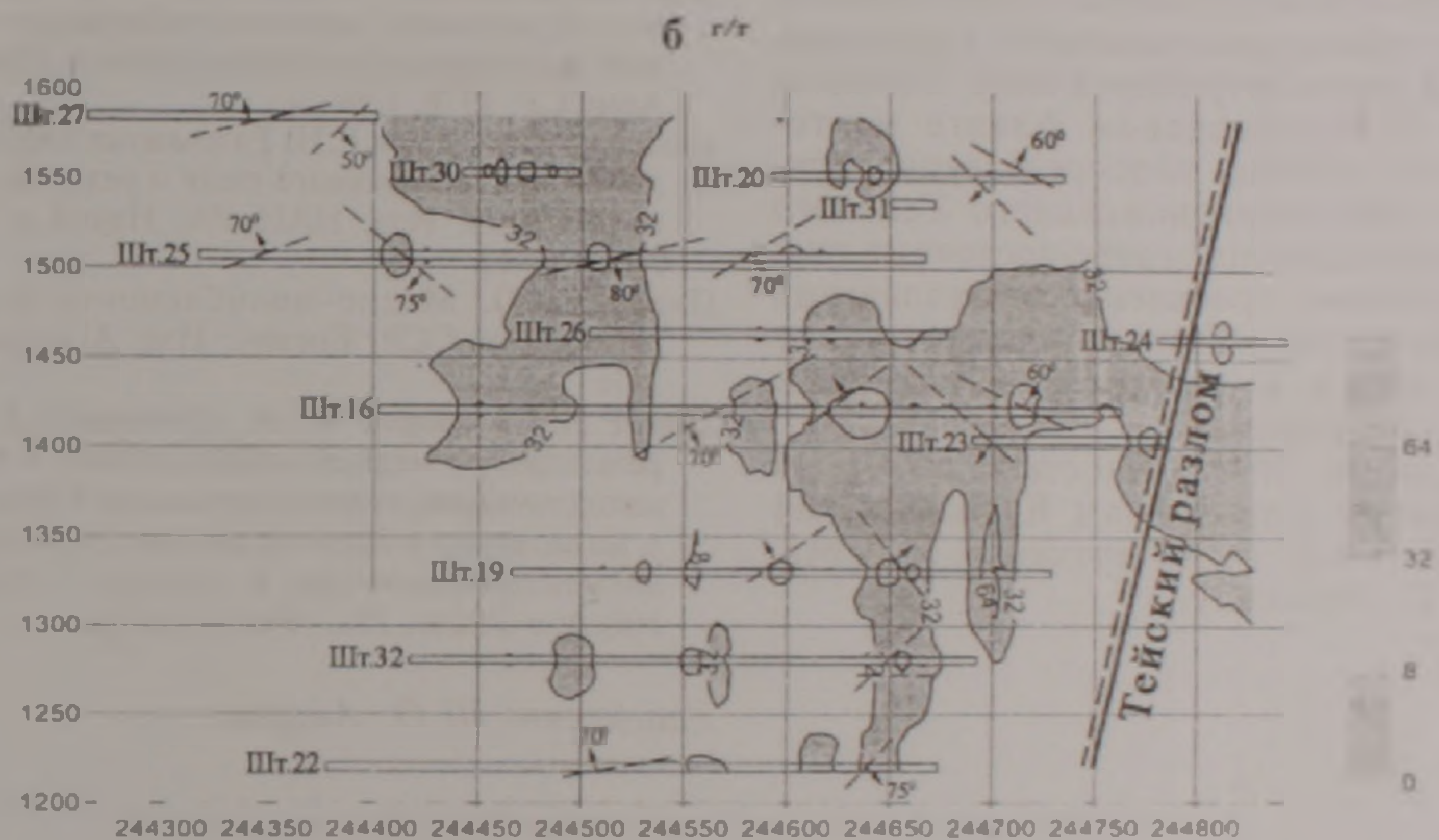
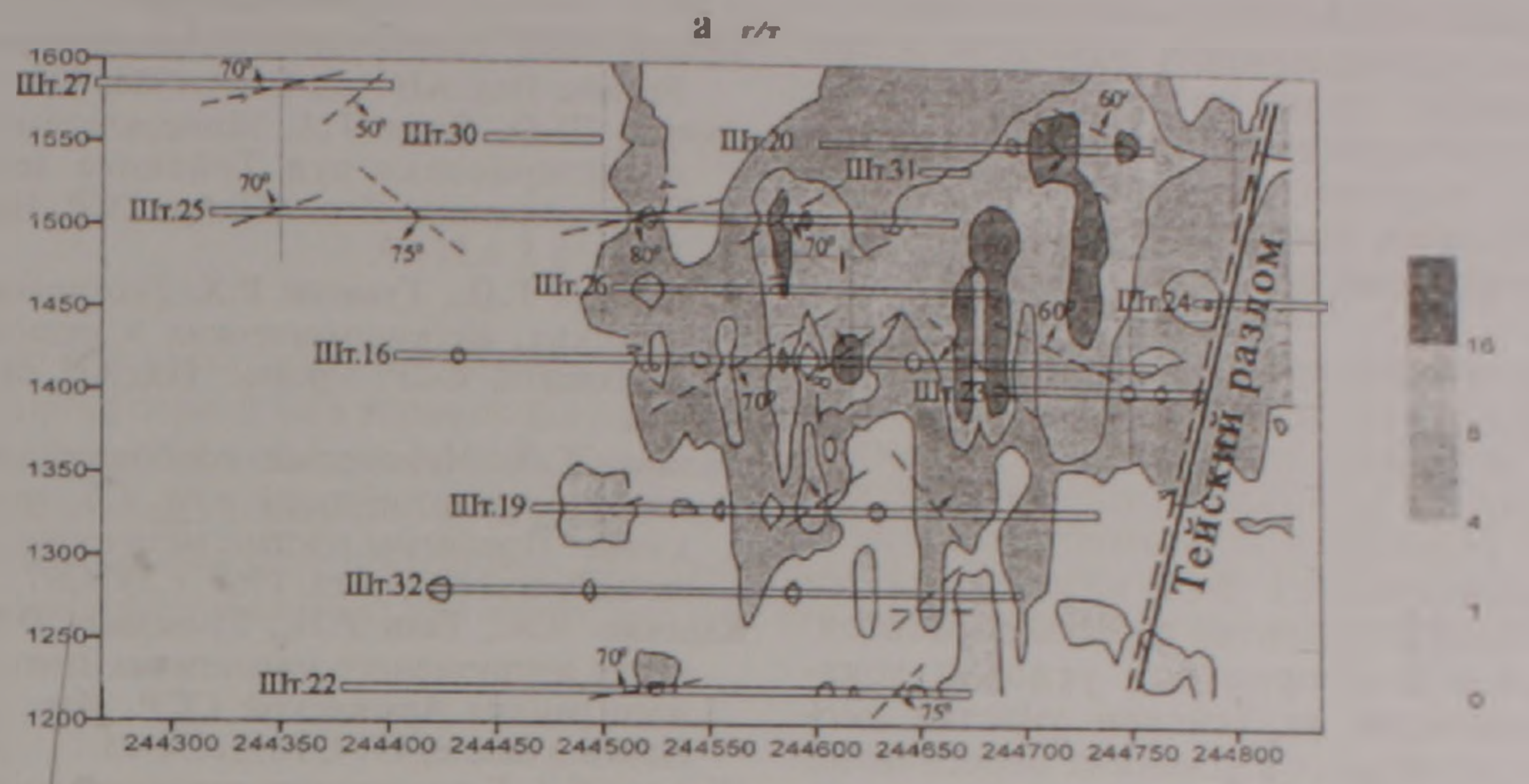


Рис.5. Распределение золота (а), серебра (б) и меди (в) по падению (азимут падения 155° , угол падения 70°) четвертого рудного тела Личквас-Тейского золоторудного месторождения.

разлома падают, в основном, на юго-восток.

Системы рудовмещающих разрывов в пределах изученных рудно-прожилковых зон, с несколько отличающимися элементами залегания как по падению, так и по простиранию представляют собой близпараллельно ориентированные и оперяющие друг друга тектонические трещины.

2. Относительно крутые углы падения (70-80°) на северо-запад, характерные для I рудной зоны, дают основание предположить о возможном сочленении ее на нижних гипсометрических уровнях с IV рудной зоной, элементы залегания которой сохраняются без изменений на анализированных горизонтах горных выработок.

3. Наиболее благоприятные условия локализации оруденения на Тейском участке месторождения создавались в условиях пересечения северо-восточно ориентированных рудно-прожилковых зон с субмеридиональными разрывами всякого бока рудоконтролирующего Тейского разлома. На северо-западном фланге месторождения – на участке, непосредственно примыкающем к зоне меридионального Тейского разлома, рудовмещающие северо-восточные системы разрывов менее проявлены, и локализация оруденения осуществляется преимущественно меридиональными и субмеридиональными разрывными нарушениями.

Автор выражает благодарность за помощь в проведении работ сотрудникам Каджаранской группы – Р.Н.Таяну, М.А.Арутюнян, М.А.Маджаниян, С.П.Саркисяну.

Литература

- Амирян Ш.О. Золоторудные формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм ССР, 1984, 304 с.
- Амирян Ш.О., Тунян Г.А. Минералого-геохимическая характеристика руд Тейского золоторудного месторождения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1972, № 5, с.51-59.
- Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1985, 291с.
- Бадалов С.Т. Некоторые соображения о генезисе кварцево-золоторудных жил. Сб. трудов научной конф. "Проблемы постмагматического рудообразования", том II, Прага, 1965, с.393-397.
- Карамян К.А., Таян Р.Н., Гуюмджян О.П. Основные черты интрузивного магматизма Зангезурского рудного района Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, №I, с.54-65.
- Карамян К.А. Геологическое строение, структура и условия образования медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1978, 179с.
- Овакимян С.Э., Таян Р.Н. Разрывные нарушения Личк-Айгедзорского рудного поля и условия локализации оруденения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2008, № 3, с.3-12.
- Пиджян Г.О. Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1975, 311с.
- Таян Р.Н., Арутюнян М. А., Оганесян А.Е. К вопросу размещения медно-молибденовой и золото-полиметаллической рудных формаций Южного Зангезура и возможности идентификации рудопроявлений по элементам-примесям в пиритах. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2005, № 3, с.17-25.

Рецензент Ш.О. Амирян

ԼԻԾՔՎԱԶ-ԹԵՅԻ ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ (ՀԱՐԱՎԱՅԻՆ ՀԱՅԱՍՏԱՆ) ԶԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ԵՐԿՐԱՔԱՆԱ-ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԱՅԻՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

Ս.Է.Հովակիմյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում դիտարկվում են Լիծքվազ-Թեյի ոսկի-սուլֆիդային հանքավայրի երակային գոտիների ձևավորման երկրաբանա-կառուցվածքային պայմանները, հիմնվելով դաշտային հետազոտությունների տվյալների և արդյունաբերական հանքային տարրերի տեղաբաշխման անալիտիկ տվյալների վրա: Կազմվել են հանքավայրի տեկտոնական ճեղքավորվածության, այդ թվում նաև հանքներփակող ճեղքավորվածության դիագրամաները, և հանքավայրում ոսկու, արծաթի ու պղնձի տեղաբաշխման սխեմաներ, ըստ 4-րդ հանքային գոտու անկման: Որոշվել են հանքավայրում հանքայնացման տեղաբաշխման օրինաչափությունները ու բացահայտվել է նրանց կապը հանքորոշիչ կառույցների հետ:

GEOLOGICAL AND STRUCTURAL CONDITIONS OF FORMATION OF LICHKVAZ-TEY GOLD DEPOSIT (SOUTHERN ARMENIA)

S.E.Hovakimyan

Abstract

The article considers the geological and structural conditions of formation of Lichkvaz-Tey gold-sulphid deposit vein zones on the basis of the data of field researches and the analytical data of distribution of industrial ore elements. Diagrams of tectonic including ore-containing fracturing of the deposit and charts of distribution of gold, silver and copper on the deposit, according to the decline of the fourth ore zone have been drawn. The regularities of mineralization distribution on the deposit have been determined, and their connection with ore controlling structures has been revealed.

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА КАЧЕСТВЕННЫХ ДИАТОМИТОВЫХ ПОРОД АРМЕНИИ И СОПУТСТВУЮЩИХ ОБРАЗОВАНИЙ В КАЧЕСТВЕ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

© 2010г. Т.А.Авакян

Институт геологических наук НАН РА
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 24.01.2010 г.

В статье представляется роль стратиграфического литолого-фациального, формационного, тектоно-палеогеографического, парагенетического и ряда других факторов при прогнозной оценке качественных диатомитов и ассоциирующих с ними пород в качестве минерального сырья. На основании научно-экспериментальных работ выявлены области их применения в разных отраслях промышленности.

Известные в регионе диатомитоносные бассейны - Ахурянский, Касак-Раздан-Азатский, Арпийский, Севанский и Воротан-Горисский, входящие в вулканогенно-диатомитовую формацию, относятся к наземно-вулканическому комплексу позднеплиоцен-четвертичного возраста Центральной складчатой зоны Армении. Вулканогенно-диатомитовая формация мощностью в 350-400 м имеет северо-западное и юго-восточное простирание. В ее объеме нами выделены следующие субформации: эффузивно-диатомитовая, вулканокластово-диатомитовая, эффузивно-вулканокластово-диатомитовая, кремнисто-диатомитовая, собственно диатомитовая (Авакян, 1994). Каждая из них характеризуется особенностями соотношений объемов эффузивного, вулканокластового, вулканотерригенного и терригенного, а также гидротермального, кремнистого и карбонатного веществ. В отмеченных субформациях вариации содержания аморфного кремнезема и прочих компонентов значительны. Так, например, в диатомитах вулканокластовой субформации содержание аморфного кремнезема достигает 76%, тогда как в диатомитовых месторождениях собственно диатомитовой субформации содержание аморфного кремнезема достигает 85% и более. Таким образом, взаимосвязь формационного типа отложений и качественной характеристики диатомитовых месторождений предоставляет возможность научного прогнозирования поисков диатомитов, а также ассоциирующих с ними глинисто-диатомитовых, вулканических и вулканогенно-осадочных пород.

Изучение тектонических, формационных, палеогеографических и литолого-фациальных параметров развития диатомитоносных бассейнов показало, что в поисково-разведочных целях необходимо различать вулканические и седиментационные процессы, сопутствующие диатомитонакоплению. Так, качество диатомитов при ограниченном терригенном привносе и преобладании пелитового материала оказывается высоким. При наложении эксплозивного вулканизма (парагенез диатомит-туф-эффузивные породы и др.) качество диатомитов оказывается невысоким. В целях оценки перспектив обнаружения качественных диатомитов важное значение имеет ритмика вулканизма и длительность ант-

ракторов в вулканическом процессе, когда создаются условия для диатомитообразования.

Объективно намечается также стадийность развития диатомитоносных бассейнов:

- ранняя стадия - преобладает накопление песчано-глинистых и глино-песчанистых осадков;
- главная стадия - накопление диатомитов;
- завершающая стадия.

Каждая из этих стадий развития диатомитовых бассейнов характеризуется особым парагенезисом пород (Авакян, 1993) (табл. 1).

На главной стадии развития диатомитоносных бассейнов формируется продуктивная диатомитовая толща - диатомиты, глинистые диатомиты и диатомовые глины. Мощность продуктивной толщи колеблется значительно - от 8-15 до 35 и более метров и предопределяется рядом тектонических и палеогеографических факторов. В большинстве бассейнов к концу главной стадии их развития или к началу завершающей стадии формируются вулканогенно-обломочные отложения (мощностью от 0,3-15,0 м, реже до 50 м и более), нередко включающие линзы и пачки ракушечных накоплений (Ахурянский район, уч. Мармашен, Ваграмаберд), а также песчанистых известняков и ракушечных диатомовых глин. Изучение парагенезов диатомитовых отложений с осадочными и вулканическими породами дает возможность провести реконструкцию условий и ритмичности накопления диатомитов.

Выявление стадийности развития диатомитоносных бассейнов и парагенезов пород способствует оценке перспектив поисково-разведочных и эксплуатационных работ, правильному и эффективному оконтуриванию качественных диатомитов, а также обоснованию направлений технологических работ.

В тектоническом отношении диатомитоносные отложения в составе наземно-вулканического комплекса залегают на отложениях Центральной складчатой зоны региона, лишь отчасти выходя за ее пределы (Верхнеахурянский прогиб, Капанский антиклинорий). Особенности строения, состава и размеры диатомитовой толщи подчинены латеральным вариациям строения наземно-вулканического комплекса, сформировавшегося в позднеорогенном этапе, после регрессии сарматского моря.

Важнейшими морфологическими формами

№ п/п	Тип пород	Мощность (м)	Парагенетические ассоциации пород	Месторождения и участки
1	Диатомит песчанистый	10 и более	Песчаники глинистые, диатомиты, песчано-диатомовые глины, известковистые диатомовые глины, песчанистые и чистые известняки	Паракарское, Арзнийское, Сисианское (Шамбское), Узское, Гюмрийская группа
2	Диатомит глинистый	0,2-35 и более	Диатомиты, диатомиты глинистые, диатомовые глины, а также опоки, трепелы, опоко-халцедоновые породы	Джрадзорское, Парпийское, Сисианское, Арзнийское, Цовинарское, Мусалерское и другие
3	Диатомит туфово-лавовый	0,1-50 и более	Туфы, туфо-диатомиты, пемзы, диатомит туфово-лавовый, глинистые диатомиты, диатомовые глины, туффитовая брекчия с диатомитовым цементом, лавы основного и кислого состава	Сисианское, Арзнийское, Ераносское, Мусалерское, Ваграмаберд-Мармашенское и другие
4	Диатомит известняковый	0,3-75 и более	Известковые диатомовые глины, известковистые глины, ракушечниковые известняки, известковистые трепелы, известняки песчанистые, известковистые туфы	Арзнийское, Ваграмаберд-Мармашенское, Арапийское и другие

рельефа являются вулканический денудационный (тектоно-вулканический), бронированные плато, щитовидные массивы, экструзивные конусы. К аккумулятивной форме рельефа (вулканической) относятся стратовулканы от базальтового до кислого состава, лавовые потоки и лахары. Важнейшим типом формирования месторождений диатомитов является геоморфолого-тектонический тип бассейнов. Бассейны запрудного типа образовались вулканическими лавовыми потоками, а также крупными обвалами вулканокластических масс, зараждавшими обычно узкие долины палеорек (Разданский бассейн и др.).

Наиболее продуктивные высококачественные толщи диатомитов ожидаются на участках ограниченного терригенного стока. Крупные месторождения диатомитов, хотя и неважного качества, связаны с овалообразными тектоническими и вулканотектоническими проседаниями, по периферии переходящими в запрудные бассейны вливающих ущелий (Ширакский, Арапатский). Другими важными обстоятельствами, контролирующими накопление высококачественных диатомитовых пород, являются ритмика синхронного вулканизма и его серийность, индекс эксплозивности, размерность эксплозивных продуктов. Выявление особенностей фациальной зональности в каждом бассейне предопределяет возможность более подробной оценки запасов сырья и его качества. В этом состоит задача последующих поисково-разведочных и научно-методических работ.

Дальнейшие геолого-поисковые работы по выявлению месторождений качественных диатомитов, глинистых диатомитов и диатомовых

глин, а также сопутствующих отложений в Армении целесообразно проводить с учетом закономерностей распространения парагенезов пород наземно-вулканического комплекса (позднеплиоцен-четвертичного возраста), стадийности развития диатомитовых бассейнов. Особенно важен такой подход при переоценке перспектив низко-среднекачественного сырья диатомитонесных бассейнов Армении, в котором около 50-60% от общей мощности диатомитовой формации составляют глинистые диатомиты и диатомовые глины. В разрезах месторождений они образуют слои, пачки, пласты мощностью от нескольких сантиметров до 30-35 и более метров. Кроме глинистых разновидностей диатомитов присутствуют пемзо-пепловые, известково-ракушечные диатомовые глины, которые до последнего времени не рассматривались как промышленное минеральное сырье. Результаты научно-экспериментальных работ, проведенных совместно с сотрудниками Института неорганической химии НАН Армении (Авакян и др., 1998), показали возможность методом известковой активации низкокачественных глинистых диатомитов получения сырья, которое по ряду параметров превосходит известные производственные (фирменные) сорбирующие порошки. По технологическим и качественным показателям полученный адсорбент превосходит дорогостоящий адсорбент «Асканит» для очистки минерального и хлопкового масел.

Итак, известковая активация низкокачественных диатомитовых пород месторождений Армении расширит запасы сырья, пригодного для синтеза эффективных адсорбентов и наполни-

телей. Кроме того отметим, что глинистые диатомиты без предварительного обогащения по своему химическому составу соответствуют требованиям, предъявляемым алюмосодержащему сырью для производства цветного стекла. Из ассоциирующих пород следует также обратить внимание на пемзо-пепловые, известково-ракушечные диатомовые породы, а также на ракушечные известняки. В лабораторных условиях из пемло-пемзовых пород получены пористые строительные кирпичи, перегородочные плиты, а также легкие строительные кирпичи и цветное стекло (от светло-зеленого до черного). Ракушечные известняки, присутствующие в объеме вскрышных пород (Касах-Раздан-Азатский, Ахурянский и другие бассейны), могут быть использованы в качестве примеси к корму в животноводстве и птицеводстве. По-видимому, в дальнейшем эти отложения найдут практическое применение при эксплуатации месторождений (табл. 2).

В последнее время в Вороган-Горисском диатомитоносном бассейне были выявлены новые типы сопутствующих пород - фосфорсодержащие ожелезненные породы (Авакян, Талиашвили, 2007), которые содержат 5-12% P_2O_5 . В ИГН АН Армении из отмеченных пород методом обогащения получен концентрат с содержанием P_2O_5 12-32%. Отмеченные породы испытывались в лаборатории Агрохимической службы Армении, где определена поглощаемость P_2O_5 растениями. Полученные результаты вполне соответствуют требованиям, предъявляемым удобрениям Минсельхозом РА.

Основываясь на результатах проведенных научных и научно-экспериментальных исследований, можно сделать вывод, что диатомиты, глинистые диатомиты вместе с ассоциирующими породами представляют комплекс минерального сырья, который должен быть учтен при прогнозной оценке и освоении диатомитового сырья

Таблица 2

Прогнозная оценка диатомитов, глинистых диатомитов и диатомовых глин, а также сопутствующих пород как полезных ископаемых

Название бассейна	Месторождения и проявления	Продуктивная толща	Мощность продуктивной толщи, м	Возможные области применения	Сопутствующие отложения - полезные ископаемые
Ахурянский	Мармашенское, Арабийское, Награмабердское, Хачкарское	Диатомит глинистый и диатомовая глина	0,3-5,0	В цементной и стекольной промышленности Производство кирпичей	Пемза, пемзовые пески, туфы, базальты, андезито-базальты, монтмориллонит-диатомовые глины, ракушечные известняки, известняки
Касах - Раздан - Азатский	Дзорахлюжское, участки - Арзнийский, Нурнуский, Силовый, Нор-Гехишский Джрадзорское, Гегамское, Покр Джрадзорское, Ераносское, Джерманисское	Диатомит, диатомит глинистый, диатомовая глина	0,5-15,0	Строительные кирпичи, в цементной и резиновой промышленности Адсорбенты Фильтрующие материалы	Опал-халцедоновые породы, песок, туфы, базальты, андезито-базальты, монтмориллонит-диатомовые глины, известняки, ракушечные известняки Диатомовая глина
Вороган-Горисский	Дарабаское, Ангехотское, Узское, Брнакотское, Нор-Аванское, Кававахпирское	Диатомит глинистый, диатомовая глина	0,5-35,0	Вспомогательные фильтровальные порошки, теплоизоляционные, адсорбенты, цементная, резиновая и стекольная промышленности	Пемзовый гесок, пемза орешковая, монтмориллонит-диатомовая глина, фосфорсодержащие диатомитовые породы, пемло-пемзовые породы, базальты, андезито-базальты
Арпийский	Саалинское Гидевазское (Вайоцзорский март)	Диатомит, диатомит глинистый	0,2-12,0	Для фильтрации	Диатомовая глина
Севанский	Саалинское (Ехешад-ср), Гидевазское (Вайк) Цовинарское	Диатомит, диатомит глинистый, диатомовая глина	0,2-2,0	Адсорбент, фильтрационные материалы, цементная промышленность	Озерный песок, диатомит глинистый, диатомовая глина

Примечание: Ракушечные известняки в последнее время получили широкое применение в животноводстве (кормовая примесь).

Армении. Этот метод освоения диатомитов и сопутствующих пород впервые отмечен для Ширакского диатомитоносного бассейна (Авакян и др., 2001).

Комплексный подход к освоению месторождений диатомитового сырья целесообразен и экономически, и экологически, что следует учитывать при разведке и промышленном освоении.

Обобщая вышесказанное, можно сказать, что роль и значимость отмеченных факторов-критериев при прогнозной оценке на диатомитовое сырье не равнозначны. Несмотря на многочисленность факторов (стратиграфические, минералого-петрографические и ряд других), наиболее важными являются формационные, тектоно-палеогеографические, литолого-фациальные и парагенетические.

Литература

Авакян Т.А. Парагенетические ассоциации пород вулканогенно-диатомитовой формации и их значение

в оценке месторождений диатомитов Армении. Изв. НАН РА. Науки о Земле. 1993, т. XLVI, №3, с.3-9.

Авакян Т.А. Формационные критерии поиска месторождений диатомитов Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле. 1994, т. XLVII, №3, с.37-43.

Авакян Т.А., Мартиросян Г.Г., Князян Н.Б. Глинистые диатомитовые породы вулканогенно-диатомитовой формации и их применение в промышленности Армении. Изв. НАН РА. Науки о Земле. 1998, LI, №1-2, с.95-99.

Авакян Т.А., Мартиросян Г.Г., Князян Н.Б. Ассоциирующие с диатомитами породы Ширакского марза как минеральное сырье. Изв. НАН РА. Науки о Земле. 2001, LIV, №2, с.29-32.

Авакян Т.А., Талиашвили Б.А. Si фосфорсодержащих железорудных скоплениях в диатомитовой толще Сисианского диатомитоносного бассейна. Изв. НАН РА. Науки о Земле. 2007, LX, №3, с.35-39.

Рецензент Ж.О. Степанян

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՈՐԱԿԱԿԱՆ ԴԻԱՏՈՄԻՏԱՅԻՆ, ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԵՎ ՋՈՒԳԱԿՑՎՈՂ ԱՌԱՋԱՅՈՒՄՆԵՐԻ ԿԱՆԽԱԳՈՒՇԱԿՄԱՆ ԳՆԱՀԱՅՈՒԿԱՆՈՐ ՈՐՊԵՍ ՄՆԵՐԱԼԱՅԻՆ ՀՈՒՄՔ

Թ.Ա. Ավագյան

Ամփոփում

Հոդվածում բերվում են ֆորմացիոն տիպերի նստվածքների և դիատոմիտային շանքավայրերի որակական հատկությունների գնահատման, փոխկապակցվածությունների մասին տվյալներ, որոնք հնարավորություն են տալիս դիատոմիտների և զուգակցվող հրաբխային և հրաբխա-նստվածքային ապարների որոնման գիտական կանխագուշակմանը: Բերվում է տեկտոնական, ֆորմացիոն, պալեոաշխարհագրական և իթոֆացիալ պարամետրերի դերը Հայաստանի դիատոմիտային ավազաններում որոնողա-հետախուզական աշխատանքների ընթացքում որակական դիատոմիտների և նրանց հետ զուգակցվող ապարների հայտնաբերման և որակական հատկանիշների գնահատման գործում: Դիատոմիտների որակական հատկանիշների գնահատման մեջ կարևոր գործոններից է դիատոմիտների առաջացման պայմանները, հրաբխականության գոյծունեության ուղիղ և անուղիղ տեղադրությունը, ինչպես նաև ցամաքային հրաբխականության կոմպլեքսի ապարների (վերին պլիոցեն-չորրորդական) պարագենետիկ և դիատոմիտային ավազանների զարգացման փուլերը և այլն:

Ներկայացվում են Հայաստանի դիատոմիտների և նրանց զուգակցող ապարների գիտական և գիտափորձարարական աշխատանքների ամփոփ տվյալներ, որոնք էլ հիմք են հանդիսացել այս ապարները ներկայացնել որպես միներալային հումքի տեսակներ արդյունաբերության տարբեր ճյուղերում օգտագործելու համար:

QUALITATIVE DIATOMITIC ROCKS PREDICTIVE ESTIMATE OF ARMENIA AND RELATED FORMATIONS AS MINERAL RAW MATERIAL

T.A. Avagyan

Abstract

In the article stratigraphic, litho-facial, formation, tectonic- paleogeographic, para-genetic roles and other factors for prediction is presented for estimation qualitative diatomites and associated with them rocks as mineral raw material. On the basis of scientific-experimental works areas of their application in different industries are revealed.

О ФОРМИРОВАНИИ ОСНОВНОГО МАКРОКОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА ПРЕСНЫХ ПИТЬЕВЫХ ВОД (на примере вод Ширакской котловины)

© 2010г. Г.В.Шагинян, Ш.С.Закарян, Т.Л.Оганисян, А.М.Мартirosян

Институт геологических наук НАН РА
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
e-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 14.01 2010 г.

Статья посвящена некоторым вопросам формирования основного макрокомпонентного состава вод на примере пресных питьевых вод Ширакской котловины. Сделана попытка объяснить схему перехода основных макро-составляющих из пород и минералов в воды. Проведена гидрогеохимическая классификация вод, используемых в питьевых целях в пределах Ширакской котловины. Выделены 5 основных классов.

Цель работы заключается в выявлении схемы формирования макрокомпонентного состава пресных питьевых вод на примере Ширакской котловины, находящейся в юго-западной части Севан-Ширакского синклинория. Это межгорная грабен-котловина неоген-четвертичного возраста, которая на западе плавно переходит в Карсскую котловину, глубина подошвы которой достигает 4-5 км. В разрезе Ширакской котловины выделяются три структурных этажа. Нижний представлен осадочными и вулканогенно-осадочными породами верхнего мела-палеогена. Они образуют комплекс, который с большими стратиграфическими перерывами и угловым несогласием покрывает средний этаж. Последний представлен умеренно-наклонными вулканокластическими и лавовыми породами неогена мощностью 500-600 м. Верхний этаж, также с угловым несогласием, но близгоризонтальным размещением, представлен потоками долеритовых базальтов, озерными песчано-глинистыми образованиями верхнего плиоцена-плейстоцена (до 400 м), озерно-речными глинопесчаными образованиями, игнимбритовыми туфами и андезитобазальтовыми покровами (200-250 м) (Ушраджан и др., 2006).

Вулканогенные породы четвертичного возраста имеют большее площадное распространение. Представлены разнообразными лавами - базальтами, андезитобазальтами, андезитами, андезитодацитами и туфами (Геология ..., 1974).

Формирование, циркуляция, движение и химизм подземных пресных питьевых вод Ширакской котловины в основном связаны с особенностями геологического строения и состава пород, слагающих район, т.е. влияние природных и антропогенных факторов, в том числе и вод, формирование которых происходит за пределами котловины, весьма незначительно. Поэтому мы при описании среды, в которой формируются рассматриваемые воды, использовали схему литологического расчленения пород, принятую в литературе (Геология ..., 1974):

1. Лавовые образования - долеритовые и др. базальты, андезитобазальты и др. миоцен-плиоценового и четвертичного возрастов.

2. Вулканогенно-осадочные образования -

туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты среднеэоценового и миоценового возрастов.

3. Осадочные породы - известняки, известковистые песчаники, песчаники верхнемелового и среднеэоценового возрастов.

4. Аллювиально-пролювиальные и озерные отложения четвертичного возраста.

В зависимости от литолого-петрографического состава и характера водопроницаемости пород, в литературе известно следующее расчленение, которое также нами использовано:

1. Породы с поровым типом водопроницаемости - аллювиально-пролювиальные, делювиальные образования и озерные отложения.

2. Породы с трещинным типом водопроницаемости - породы вулканогенно-осадочной толщи, карбонатные породы, вулканические туфы и др. Большая часть родниковых вод в комплексе вулканогенно-осадочных пород приурочена к контакту коренных пород с делюнием. Туфы характеризуются трещиноватостью, которая обуславливает просачивание вод до водоупора. Этот горизонт и вскрыт в пределах гор. Гюмри и в виде многочисленных родников разгружается в ущельях вблизи него.

3. Породы с трещинно-поровым типом водопроницаемости - лавовые покровы миоцен-плиоценового и четвертичного возрастов. Они имеют весьма значительное распространение по всей Ширакской котловине.

Пресные питьевые воды Ширакской котловины формируются в основном в пределах вышеописанных образований.

Наши исследования, направленные на установление химического состава и особенностей его формирования на сегодняшний день, а также классовой принадлежности пресных питьевых вод Ширакской котловины, территориально охватили почти все участки размещения сравнительно крупных населенных пунктов района. Были рассмотрены концентрации следующих элементов и соединений: NH_4^+ , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- , NO_2^- , F^- , PO_4^{3-} , H_2SiO_4 , общая жесткость, общая минерализация, pH, Cu^{2+} , Pb^{2+} , Zn^{2+} , Cd^{2+} .

В табл. 1 и 2 приводятся результаты аналитических исследований, в табл. 3 - классифи-

Таблица 1

Содержание элементов и соединений в некоторых пресных питьевых водах Ширакской котловины (в мг/л)

N	Место опробования																					
	Элементы и соединения	Сарнахпюр	Маралик	Айрениц	Туфашен	Артик	Нор Кянк	Кети	Покрашен	Цохамаг	Мармашен	Ахуран	Гусанагюх	Гюмри	Вардахпюр	Зуйгахпюр	Тавшут	Ахворик	Пахаки	Джрадзор	Капс	Пемзашен
1	NH_4^+	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0,05	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
2	Na^+	7,59	11,26	11,49	5,52	5,98	6,44	20,23	21,15	9,88	12,41	5,75	10,57	11,26	1,84	7,13	11,26	5,75	8,97	13,79	7,82	5,98
3	K^+	4,22	1,50	1,50	2,00	1,25	1,78	0,13	0,50	0,63	1,64	1,05	1,50	1,29	0,25	1,43	1,29	0,80	1,20	1,64	1,59	2,18
4	Ca^{2+}	19,00	12,00	12,0	7,00	7,00	8,00	44,00	52,00	28,00	14,00	9,00	12,00	13,00	50,00	13,00	17,00	77,00	23,00	21,00	14,00	17,00
5	Mg^{2+}	4,26	6,08	7,30	5,47	3,04	3,04	4,26	4,20	8,51	7,30	7,30	6,08	5,47	3,04	4,86	7,30	6,08	6,08	7,30	10,34	4,26
6	$\text{Fe}_{\text{общ}}$	не обн.	не обн.	не обн.	0,10	0,02	0,02	не обн.	0,02	не обн.	не обн.	не обн.	0,04	0,02	0,02	0,04	0,02	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
7	Cl^-	4,97	4,97	5,68	2,84	4,26	2,84	3,68	4,26	5,33	7,81	4,97	5,68	7,10	3,55	3,55	4,26	4,26	2,84	7,10	7,10	2,84
8	SO_4^{2-}	10,29	7,41	8,64	9,05	6,58	8,00	13,58	16,05	17,28	13,58	13,58	7,41	11,11	9,46	8,64	8,64	8,64	8,23	10,29	10,29	14,81
9	HCO_3^-	73,20	73,20	79,30	48,80	36,60	42,70	183,0	207,4	109,8	79,3	54,9	73,2	67,1	152,5	61,0	97,6	256,2	103,7	109,8	85,4	67,1
10	NO_3^-	10,00	8,00	5,00	1,00	1,00	1,00	3,00	2,00	14,00	4,00	3,00	5,00	4,00	2,00	7,00	4,00	6,00	6,00	4,00	6,00	2,00
11	NO_2^-	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
12	PO_4^{3-}	0,18	0,15	0,18	0,05	0,05	0,08	0,05	0,03	0,30	0,35	0,15	0,15	0,25	0,03	0,15	0,20	0,08	0,20	0,20	0,17	0,10
13	F^-	0,35	0,12	0,15	0,15	0,18	0,15	0,07	0,05	0,05	0,17	0,15	0,15	0,35	0,10	0,1	0,07	0,15	0,15	0,17	0,35	0,15
14	Общ. минер.	134,1	124,7	131,2	82,0	66,0	74,1	272,0	307,7	193,8	140,6	99,9	121,8	120,9	222,8	106,9	151,6	365,0	160,4	175,3	143,1	116,4
15	Общ. жест., мг/экв-%	1,30	1,10	1,20	0,80	0,60	0,65	2,55	2,95	2,10	1,30	1,05	1,10	1,10	2,75	1,05	1,45	4,34	1,65	1,65	1,55	1,20
16	pH	6,93	7,22	7,20	7,17	6,89	7,08	7,22	7,42	7,10	6,85	6,73	7,19	6,59	7,33	6,96	6,99	7,33	6,95	7,28	6,75	7,08

Таблица 2

Содержание элементов и соединений в некоторых пресных
питьевых водах Ширакской котловины (в мг/л)

N	Место опробования										
	Элементы и соединения	Урм	Лусахпюр	Байандур	Кети	Ашоцк	Мец Сепасар	Зоракерт	Амасия	Аревик	Ланджик
1	NH_4^+	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0,05	не обн.
2	Na^+	10,12	38,39	58,85	10,80	7,59	11,03	7,82	12,41	20,46	5,98
3	K^+	1,50	15,56	7,50	0,63	1,71	1,43	1,20	1,55	2,55	2,00
4	Ca^{2+}	13,00	74,00	98,00	35,00	21,00	11,00	21,00	14,00	87,00	8,00
5	Mg^{2+}	5,47	18,24	51,07	7,30	5,47	6,08	7,90	7,30	15,20	4,26
6	Fe^{2+}	0,02	не обн.	не обн.	0,02	0,02	0,02	не обн.	не обн.	не обн.	0,02
7	Cu^{2+}	0,0005	0,0025	0,0005	0,0007	0,0007	0,0004	0,0005	0,0005	0,0005	0,001
8	Zn^{2+}	0,01	0,0026	0,0007	0,001	0,002	0,0005	0,0005	0,0005	0,020	0,006
9	Pb^{2+}	0,001	0,0015	0,001	0,0007	0,0006	0,0007	0,0007	0,0007	0,0013	0,005
10	Cd^{2+}	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
11	Cl^-	5,68	26,27	22,72	4,97	4,26	5,68	3,55	7,10	17,75	4,26
12	SO_4^{2-}	5,58	88,06	200,40	16,05	13,17	10,70	7,41	9,46	31,27	8,64
13	HCO_3^-	73,20	244,00	384,30	140,30	85,40	67,10	103,70	85,40	298,90	42,70
14	NO_3^-	1,00	40,00	40,00	4,00	4,00	5,00	6,00	4,00	30,00	3,00
15	NO_2^-	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0,005
16	PO_4^{3-}	0,18	0,50	0,20	0,10	0,20	0,25	0,20	0,20	0,30	0,10
17	F^-	0,18	0,60	1,30	0,12	0,12	0,05	0,15	0,15	0,17	0,15
18	H_2SiO_4	70,00	90,00	90,00	55,00	60,00	60,00	60,00	80,00	70,00	50,00
19	Общ. минер.	189,93	635,62	954,34	274,29	202,94	178,32	218,93	221,57	573,65	129,13
20	Общ. жестк., мг/л-°С	1,10	5,20	9,09	2,35	1,50	1,05	1,70	1,30	5,59	0,75
21	pH	7,04	7,01	6,88	7,02	7,06	6,85	6,87	6,71	7,36	6,96

кация вод с использованием формулы Курлова.

При генерализации классов вод по анионным рядам и по первому элементу в катионных рядах получаем следующее: в пределах Ширакской котловины выделяются 5 основных классов пресных питьевых вод. Наиболее распространенный из них - гидрокарбонат-сульфатный, кальций-магний-натриевый. Характерен для вод населенных пунктов Сарнахпюр, Айреняц, Нор Кянк, Байандур, Зуйгахпюр, Ашоцк, Кети, Аревик, Пемзашен, Туфашен, Цохамарг (при-

мерно 37% опробованных источников). Второе место по распространенности занимает гидрокарбонатный, кальций-магний-натриевый класс - Маралик, Тавуш, Ахворик, Пахакн, Зоракерт, Джрадзор, Покрашен, Вардахпюр (примерно 27%). Далее идут гидрокарбонат-сульфатный, кальций-магний-натриевый (Артик, Лусахпюр, Мец Сепасар, Гюмри, Мармашен, Ахурян, Ланджик, примерно 23%), гидрокарбонат-хлорид-сульфатный, магний-кальций-натриевый (Амасия, Капс, примерно 7%), гидрокарбонат-хлоридный,

Таблица 3

Классовая принадлежность некоторых пресных питьевых вод Ширакской котловины

Место отбора	Класс вод	Место отбора	Класс вод	Место отбора	Класс вод	Место отбора	Класс вод
Сарнахпюр	$M_{0,13} \frac{HCO^3 69 SO^4 12}{Ca 55 Mg 20 Na 19}$	Зуйг Ахпюр	$M_{0,11} \frac{HCO^3 71 SO^4 13}{Ca 46 Mg 29 Na 22}$	Гюмри	$M_{0,12} \frac{HCO^3 68 SO^4 14 Cl 12}{Ca 40 Na 30 Mg 28}$	Гусанагях	$M_{0,12} \frac{HCO^3 75 Cl 10}{Ca 38 Mg 33 Na 29}$
Маралик	$M_{0,12} \frac{HCO^3 74}{Ca 37 Mg 31 Na 30}$	Ашоцк	$M_{0,20} \frac{HCO^3 75 SO^4 14}{Ca 56 Mg 24 Na 18}$	Кети	$M_{0,27} \frac{HCO^3 87}{Ca 64 Na 26 Mg 10}$	Лусахпюр	$M_{0,64} \frac{HCO^3 55 SO^4 25 Cl 10}{Ca 51 Na 23 Mg 21}$
Аиреняц	$M_{0,13} \frac{HCO^3 75 SO^4 10}{Ca 34 Mg 34 Na 29}$	Мец Сепасар	$M_{0,18} \frac{HCO^3 70 SO^4 14 Cl 10}{Ca 35 Mg 32 Na 31}$	Покрашен	$M_{0,31} \frac{HCO^3 88}{Ca 67 Na 24}$	Байандур	$M_{0,95} \frac{HCO^3 53 SO^4 35}{Ca 41 Mg 35 Na 21}$
Туфашен	$M_{0,08} \frac{HCO^3 73 SO^4 17}{Mg 41 Ca 32 Na 22}$	Тавшут	$M_{0,15} \frac{HCO^3 81}{Ca 43 Mg 30 Na 25}$	Цохамарг	$M_{0,19} \frac{HCO^3 71 SO^4 14}{Ca 55 Mg 27 Na 17}$	Амасия	$M_{0,22} \frac{HCO^3 74 Cl 11 SO^4 11}{Ca 37 Mg 32 Na 29}$
Артик	$M_{0,07} \frac{HCO^3 67 SO^4 16 Cl 13}{Ca 39 Na 29 Mg 28}$	Ахворик	$M_{0,37} \frac{HCO^3 91}{Ca 83 Mg 11}$	Вардахпюр	$M_{0,22} \frac{HCO^3 88}{Ca 88}$	Джрадзор	$M_{0,18} \frac{HCO^3 79}{Ca 46 Na 26 Mg 26}$
Нор Кянк	$M_{0,07} \frac{HCO^3 71 SO^4 17}{Ca 41 Na 29 Mg 26}$	Пахакн	$M_{0,16} \frac{HCO^3 82}{Ca 56 Mg 24 Na 19}$	Мармашен	$M_{0,14} \frac{HCO^3 69 SO^4 15 Cl 12}{Ca 37 Mg 32 Na 29}$	Капс	$M_{0,14} \frac{HCO^3 73 Cl 11 SO^4 11}{Mg 44 Ca 36 Na 18}$
Ором	$M_{0,19} \frac{HCO^3 76 Cl 10}{Ca 41 Na 28 Mg 28}$	Зоракерт	$M_{0,22} \frac{HCO^3 82}{Ca 51 Mg 31 Na 16}$	Ахурян	$M_{0,01} \frac{HCO^3 68 SO^4 18 Cl 11}{Mg 45 Ca 34 Na 19}$	Ареник	$M_{0,57} \frac{HCO^3 75 SO^4 10}{Ca 66 Mg 19 Na 14}$
Пемзашен	$M_{0,12} \frac{HCO^3 72 SO^4 20}{Ca 56 Mg 23 Na 17}$	Ланджик	$M_{0,13} \frac{HCO^3 66 SO^4 17 Cl 11}{Ca 38 Mg 33 Na 25}$	Кети	$M_{0,27} \frac{HCO^3 81 SO^4 12}{Ca 62 Mg 21 Na 17}$	-	-

кальций-магний-натриевый (иногда кальций-натрий-магниевый) (Гусанагюх, Ором, примерно 7%) класса.

Определение металлов производилось не во всех пробах, исходя из металлогенической специализации участков исследований. Во всех пробах, где они были определены, по содержанию находятся в пределах норм, установленных для питьевых пресных вод в РА (Зоны..., 2002), или не обнаружены.

Из соединений азота только в пробах, отобранных в населенных пунктах Лусахпюр и Аревик, обнаружены сравнительно высокие, но не превышающие ПДК содержания. В целом, все исследованные воды имеют гидрогеохимические характеристики, соответствующие ПДК РА для питьевых пресных вод.

Рассмотрим основную схему формирования макросостаза вод.

Катионный ряд представлен, по классификации А.И. Перельмана (Перельман, 1966), основными подвижными элементами - кальций, магний и натрий. В природных водах они характеризуются постоянной валентностью и легко мигрируют. Коэффициенты их водной миграции почти всегда более 1, а иногда и более 10. Особенно большое влияние биологический круговорот имеет на кальций. В известняках, мергелях и др. породах содержание кальция может превышать 10%. Биогенное накопление этого элемента происходит в гумусовом горизонте почв и поэтому почвы в основном характеризуются кальциевым классом. Из этих же почв, при циркуляции вод, происходит переход кальция в воды. В условиях сухого климата, который преобладает в рассматриваемом районе, биологическое накопление кальция превышает его выщелачивание.

Таким образом, интенсивный переход кальция в воды в основном обусловлен высоким кларком и легкорастворимостью основных минералов кальция - CaCO_3 и $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, которые имеют широкое распространение на рассматриваемом участке. Кроме того, переход Са в воды из $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ осуществляется прямым растворением $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Натрий, являясь типичным щелочным металлом, с основными анионами природных вод дает легкорастворимые соли. Источником натрия являются различные силикаты - полевые шпаты, нефелины, а также альбит и др., которые, под воздействием водного выщелачивания, насыщают воды натрием. Интенсивность миграции натрия зависит от скорости разрушения минералов, содержащих натрий. Остатками органического вещества в почвах натрий почти не задерживается и не поглощается коллоидами и, в результате, легко поступает в воды.

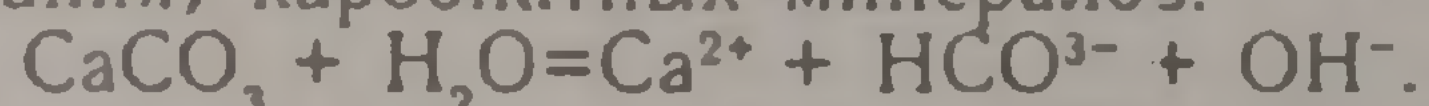
Магний обладает значением коэффициента биологического поглощения значительно ниже, чем у кальция и натрия, следовательно, и меньшим биогенным накоплением в почвах. В поглощающем комплексе магний связывается прочнее, и в целом водная миграция этого элемента сравнительно слаба. Однако, во многих случаях (табл.2) магний занимает второе место в катион-

ном ряду, что обусловлено широким распространением магнийсодержащих минералов в данном районе.

Сульфат-ион переходит в воды в основном по следующим схемам: 1) сера переходит в сульфатную форму в результате микробиологического разложения остатков организмов и окислительной среды, в результате чего образуются различные сульфаты, которые впоследствии легко переходят в воды. 2) Окисление сульфидных образований, в результате чего сульфаты также легко переходят в воды. Известны и другие процессы перехода серы в воды, например десульфуризация, при которой элементарная сера выпадает из раствора: $\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = \text{H}_2\text{O} + 2\text{S}$. Однако, в рассматриваемом районе основная роль принадлежит процессам окисления. Так, в изверженных породах сера находится в основном в сульфидной форме и, окисляясь, переходит в легкорастворимые в воде сульфаты.

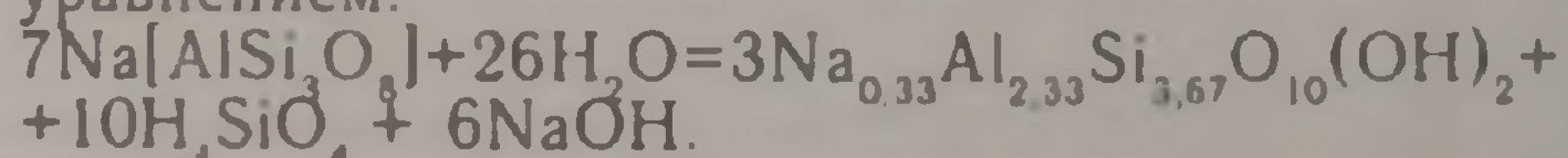
Источниками хлора являются основной хлорсодержащий минерал - NaCl и, частично, атмосферные осадки. Так как хлорирование вод в исследованных участках производится циклично или вовсе не производится, можно считать, что зафиксированные содержания хлора являются привнесенными вышеописанными путями. В целом, поведение хлора в водной среде считается сравнительно однообразным, и его роль в геохимии вод невелика. В исследованных водах (табл.2) хлор в анионном ряду или занимает последнее место, или вовсе не обнаружен.

Переход гидрокарбонат-иона в воды осуществляется в результате растворения (выщелачивания) карбонатных минералов:

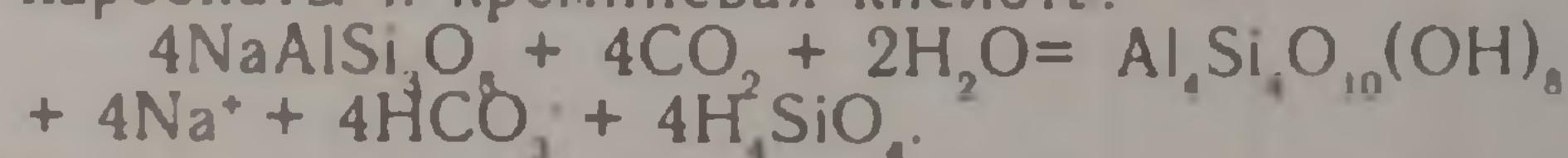


При наличии углекислого газа: $\text{OH}^- + \text{CO}_2 = \text{HCO}_3^-$.

Переход ионов в воды из труднорастворимых веществ происходит путем гидролиза. Реакция гидролиза, например альбита, представляется уравнением:



При наличии CO_2 также происходит выщелачивание алюмосиликатов, интенсивность которого зависит от содержания агрессивной углекислоты. В результате реакции образуются гидрокарбонаты и кремниевая кислота:



Литература

- Геология Армянской ССР. Т.VIII. Гидрогеология. Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1974, 392с.
Зоны санитарной охраны водоканалов и источников водоснабжения питьевого-хозяйственного назначения. Санитарные нормы и правила РА. 2002. N2-III-A2-2.
Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Изд."Высшая школа", 1966, 392с.
Մարգարյան Հ.Հ. Գրիգորյան Ս.Վ., Գրիգորյան Ս.Ա., Խաթաթյան Է.Խ., Ավանեսյան Ա.Ս. ՀՀ Շիրակի ճկվածքի հնարավոր նավթազագաթնորայն հնունկարները ԵՊՀ Գիտական տեղեկագիր, 2006, N 3 (211), էջ 3-15:

Рецензент А.Л.Ананян

**ԽՄԵԼՈՒ ՔԱՂՅՐԱՀԱՄ ՋՐԵՐԻ ՄԱԿՐՈԲԱԴԱԴՐԻՉԱՅԻՆ
ԿԱԶՄԻ ՉԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ՄԱՍԻՆ
(Շիրակի ճկվածքի խմելու քաղցրահամ ջրերի օրինակով)**

Հ.Վ.Շահինյան, Շ.Ս.Զաքարյան, Տ.Լ.Հովհաննիսյան, Ա.Մ.Մարտիրոսյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Աշխատանքը նպատակ ունի փորձել պարզաբանել խմելու քաղցրահամ ջրերի հիմնական մակրոբադադրիչային կազմի ձևավորման որոշ հարցեր Շիրակի ճկվածքի ջրերի օրինակի վրա: Բերվում են տարածքի խմելու քաղցրահամ ջրերի 2008-2009 թվականներին կատարված ուսումնասիրությունների արդյունքները, ըստ որոնց դուրս են բերված և նկարագրված են ջրերի հիմնական դասերը և նրանց կազմերի համապատասխանությունը խմելու քաղցրահամ ջրերի համար ՀՀ-ում ընդունված նորմերին: Դասերը հինգն են, որոնցից առավել տարածվածն է հիդրոկարբոնատ-սուլֆատային, կալցիում-մագնեզիում-նատրիումայինը (նմուշարկված աղբյուրների մոտ 37%), որին հստորդում են հիդրոկարբոնատային, կալցիում-մագնեզիում-նատրիումային (27%), հիդրոկարբոնատ-քլորիդ-սուլֆատային, կալցիում-մագնեզիում-նատրիումային (23%), հիդրոկարբոնատ-քլորիդ-սուլֆատային, մագնեզիում-կալցիում-նատրիումային (մոտ 7%) և հիդրոկարբոնատ-քլորիդային, կալցիում-մագնեզիում-նատրիումային (մոտ 7%) դասերը:

Փորձ է արվել նաև տալ գլխավոր մակրոբադադրիչներից որոշների դեպի ջրերն անցնելու հիմնական ճանապարհները, ինչը ջրերի մակրոբադադրիչային կազմի ձևավորման հիմնական գործոնն է:

**ABOUT BASIC MACROCOMPONENT STRUCTURE
FORMATION OF DRINKING SWEET WATERS
(On the example of waters of Shirak valley)**

H.V.Shahinyan, Sh.S.Zakaryan, T.L.Hovhannisyan, A.M.Martirosyan

Abstract

The article is dedicated to some issues of the basic macrocomponent structure formation of drinking sweet waters based on the example of waters of Shirak valley. An attempt is made to explain the scheme of the transference of the basic macrocomponents from minerals and rocks to water. A hydrogeochemical classification of drinking waters of Shirak valley is carried out. 5 basic classes of them are sorted out.

ԱՉԱՏԻ ՋՐԱՄԲԱՐԻ ՊԱՏՎԱՐԻ ՎԱՐՔԸ 2008 Թ. ՆՈՅԵՄԲԵՐԻ 4-Ի ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ԺԱՄԱՆԱԿ

© 2010 թ. Ս.Ս. Կարապետյան, Թ.Հ. Բաբայան, Գ.Ա. Մկրտչյան

ՀՀ ԳԱԱ ակադեմիկոս Ա.Նազարովի անվան Երկրաֆիզիկայի և ինժեներային սեյսմաբանության ինստիտուտ
3115, ք. Գյումրի, Վ.Սարգսյան 5
E-mail: iges@shirak.am

2008 թ. նոյեմբերի 4-ի ($\varphi=39^{\circ}59.8'$, $\lambda=44^{\circ}20.12'$, $M=3.3$, $I=4-5$) երկրաշարժը գրանցվեց Ազատի ջրամբարի պատվարի վրա տեղակայված ինժեներա-սեյսմաչափական համալիր կայանքի միջոցով: Վերլուծության են ենթարկվել պատվարի տարբեր կետերում և հիմնատակի գրունտների վրա ստացված գրանցումները: Ստացված արդյունքների հիման վրա փորձ է արվում գնահատելու պատվարի վիճակը, ռեալ սեյսմիկ իրադարձության ժամանակ:

«Ազատի» ջրամբարը գտնվում է Ազատ գետի ավազանում մոտ 1050 մետր բարձրության վրա, տարողությամբ՝ 70 միլիոն խոր. մետր: Ջրամբարից ներքև 800-900 մետր բարձրության վրա տարածվում է Արարատյան դաշտավայրը և աղետի դեպքում դժվար է պատկերացնել պատվարի փլուզման հետևանքները:

Ջրամբարների պատվարների անվտանգության ապահովման տեսակետից հույժ կարևոր խնդիր է հանդիսանում նրանց վրա ազդող դինամիկ բեռնվածքների արդյունքում հնարավոր վտանգավոր գործընթացների հայտնաբերումը և գնահատումը:

«Ազատի» և «Սովետաշենի» ջրամբարները նախագծվել և կառուցվել են անցյալ դարի 60-70-ական թվականներին, նախագծման բոլոր նորմերին համապատասխան: Կապված հանրապետության սեյսմիկ իրավիճակի փոփոխության հետ, 1998 թվականին համաշխարհային բանկի միջոցներով, իրագործվել են ինչպես սպասվող սեյսմիկ վտանգի և երազնահատման, այնպես էլ վերականգնման-վերանորոգման աշխատանքներ: Մի քանի տասնյակ տարիների շահագործման ընթացքում պատվարը ենթարկվել է զանազան բնական և տեխնածին գործոնների ազդեցությանը: Հնարավոր է, որ նշված հիդրոտեխնիկական կոստույցների վիճակը ներկայումս փոխվել է: Կապված երկրաշարժերի, ինչպես նաև պարբերաբար փոփոխվող դինամիկ բեռնվածքների և նրանց հետևանքների հետ, հողային պատվարների մարմնի հնարավոր վթարների պատճառներ կարող են հստակացանալ հիմնատակի գրունտների ջրիկացումը (разжижение), վերին և ստորին լանջերի կայունության խախտումը, անոմալ ֆիլտրացիան, տարավազումը (субфозия), նստեցումները պատվարի միջուկում ռեդրավորումների առաջացումները և այլն (Мирзаяев и др., 2008):

Ի նկատի ունենալով վերը նշվածը, իրագել մարմինների հետ համատեղ, որոշվել է հսկողության տակ պահել «Ազատի» և «Սովետաշենի» ջրամբարների պատվարները: Այդ հսկողությունը իրականացվում է պարբերաբար կրկնվող համալիր երկրաֆիզիկական հետազո-

տությունների միջոցով: Նախագծվել և պատվարների վրա տեղակայվել են ինժեներա-սեյսմաչափական համալիր կայանքներ, տարածաշրջանում տեղի ունեցող երկրաշարժերի և պատվարների մեջ տեղի ունեցող՝ տեղական բնույթի և այլ դինամիկ երևույթների գրանցման համար:

Նշված պատվարների համար առանձնապես շատ վտանգավոր են մինչև 20-25 կմ շառավղով հեռավորության վրա գտնվող ուժեղ երկրաշարժերի օջախները (Николаев, 1987):

Դիտարկումների ժամանակահատվածում պատվարների համար քիչ թե շատ վտանգավոր սեյսմիկ իրադարձություններ տեղի չեն ունեցել: Նշանակալից իրադարձություն կարելի է համարել 2008 թվականի նոյեմբերի 4-ին մեր հանրապետության տարածքում տեղի ունեցած $M=3.3$ մագնիտուդով, Էպիկենտրոնում $I=4-5$ բալ (ըստ MSK-64 սանդղակի) ինտենսիվությամբ երկրաշարժը, ըստ ՄՊԱԾ գործակալության տվյալների (նկ.1): Հայաստանի Հանրապետության տարածքում վնասվածքներ չեն նկատվել Երևան քաղաքում ցնցման ինտենսիվությունը կազմել է 3-4 և 4 բալ (ըստ MSK-64 սանդղակի), Էպիկենտրոնային հեռավորությունը 18-34 կմ:

Այս երկրաշարժի էպիկենտրոնից «Ազատի» և «Սովետաշենի» ջրամբարների հեռավորությունը համապատասխանաբար 21 և 65 կմ է:

Ըստ հարակից շրջանների բնակավայրերում կատարած մակրոսեյսմիկ դիտարկումների «Ազատի» ջրամբարին հարող Լանջազատ գյուղի շրջանում երկրաշարժը զգացվել է 3-4 բալ ինտենսիվությամբ (ըստ MSK-64 սանդղակի): «Սովետաշենի» ջրամբարին հարող Ջանգակատում գյուղում երկրաշարժը չի զգացվել և այն կարելի է գնահատել < 3 բալից ինտենսիվությամբ: Նշված երկրաշարժը բնականաբար գրանցել են միայն «Ազատի» ջրամբարի պատվարի վրա տեղակայված սվտոնոմ ռեժիմով աշխատող ինժեներա-սեյսմաչափական կայանքը:

Անհրաժեշտ է նշել, որ կայանքների թողարկման շեմը նախատեսված է, ըստ MSK-64 սանդղակի, $\geq 3-4$ բալ ինտենսիվությամբ երկրաշարժերի գրանցման համար:

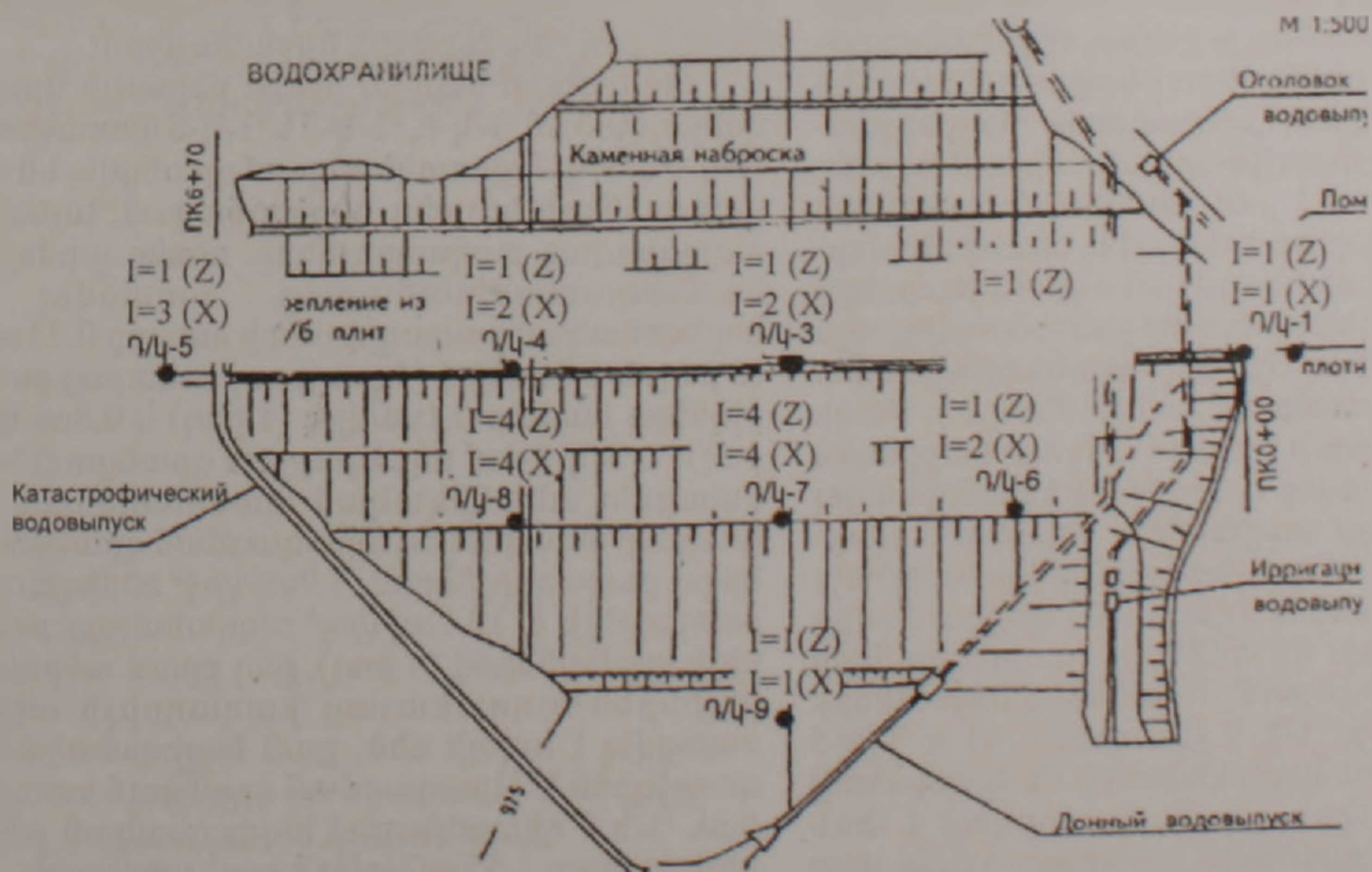


Նկ. 1. 2008թ. նոյեմբերի 4-ի երկրաշարժի էպիկենտրոնի դիրքը «Ազատի» և «Սովետաշենի» ջրամբարների նկատմամբ և 4, 3-4, 3 և <3 ինտենսիվությամբ գոտիները եզրավակող իզոգծերը

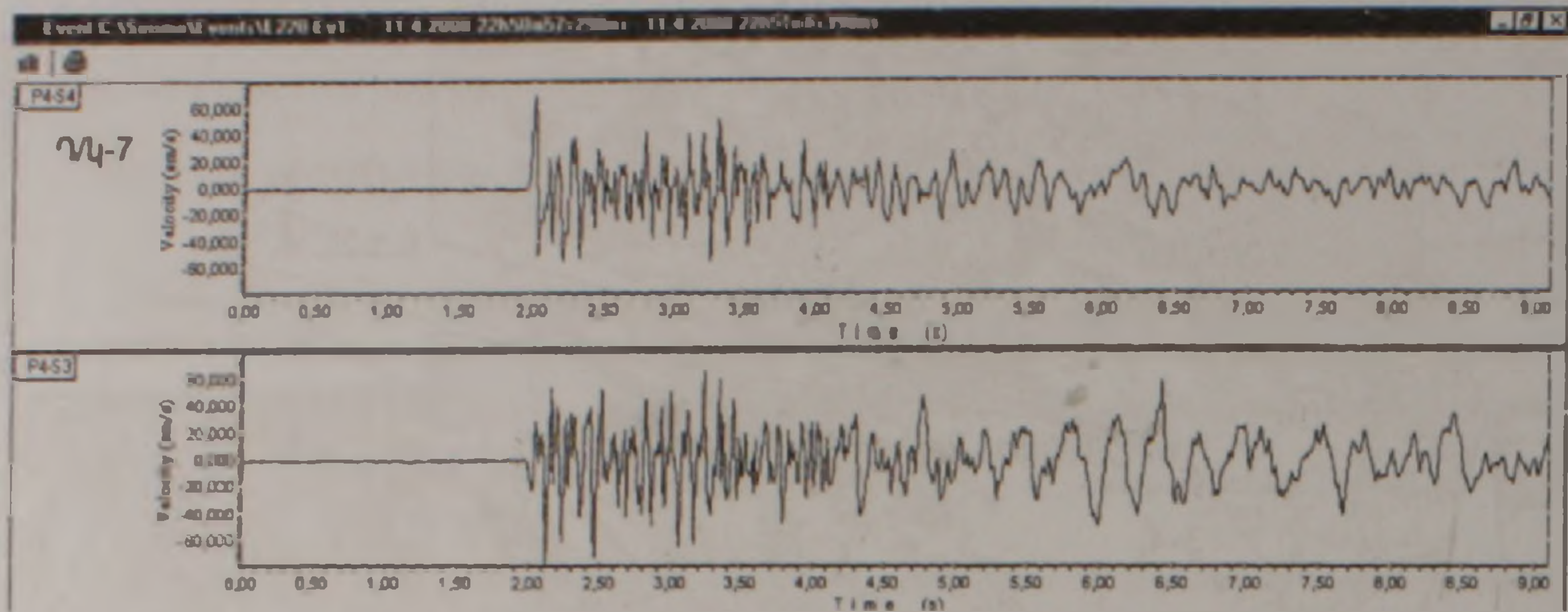
«Ազատի» ջրամբարի պատվարի վրա տեղակայված ինժեներա-սեյսմաչափական կայանքի տեղակայման սխեման ներկայացված է նկ.2-ում: Ընդ որում երեք դիտակետեր (Դ/Կ-1, Դ/Կ-5 և Դ/Կ-9) տեղակայված են պատվարի հարող գրունտների վրա, մնացած վեց դիտակետերը բաշխված են պատվարի վրա տարբեր կետերում, որոշակի սկզբունքով (Напетваридзе, 1968): Յուրաքանչյուր դիտակետում տեղակայված են չորս սեյսմաըն-

դունիչներ, որոնցից երկուսը նախատեսված են տարբեր բաղադրիչներով (մեկ հորիզոնական՝ պատվարի ուղղությամբ, մյուսը՝ ուղղահայաց ուղղությամբ) տեղափոխման արագությունների գրանցման համար, մյուս երկուսը նույն ուղղությամբ՝ տեղափոխման արագացումների գրանցման համար:

Նկ. 3-ում, որպես օրինակ բերված են թիվ 7 դիտակետի գրանցումները:



Նկ. 2. «Ազատի» ջրամբարի պատվարի պլանը և ինժեներա-սեյսմաչափական դիտակետերի տեղակայման սխեման.
 ● Դ/Կ-5 - դիտակետի համարը և այդ կետում հորիզոնական (X) և ուղղահայաց (Z) ուղղություններով գնահատված ինտենսիվությունը (I) բալերով



Նկ 3 Թիվ 7 դիտակետում ստացված գրանցումները

Համաձայն ստացված գրանցումների, պատվարի ստորոտում՝ Դ/Կ-9, սեյսմիկ ինտենսիվության հորիզոնական բաղադրիչը ստացվել է 0.06 սմ/վրկ (ըստ MSK-64 սեյսմիկ սանդղակի 1 բալ): Պատվարի աջ (Դ/Կ-5) և ձախ (Դ/Կ-1) լանջերում, նույն հիպոցենտրիկ բարձրության վրա (պատվարի կատարի մակարդակում) և միևնույն ինժեներա-երկրաբանական պայմաններում (ավազաքարեր, տուֆաավազաքարեր, արգիլիտներ) տեղակայված դիտակետերում հորիզոնական բաղադրիչների արժեքները ստացվել են համապատասխանաբար 0.3 սմ/վրկ և 0.08 սմ/վրկ (3 և 1 բալ) ինտենսիվություն: Զանի որ ըստ ՀՀ շինարարական նորմերի (ՀՀՇՆ II-6.02-2006) սեյսմիկ ինտենսիվությունը գնահատվում է ելակետային գրունտային պայմաններում (ավազակավա-կավազալային գրունտներ, գրունտային ջրերի բացակայության դեպքում), հետևաբար ժայռային գրունտի վրա ստացված 3 բալ առավել ինտենսիվությունը ելակետային պայմաններում կհամապատասխաներ 4 բալին, որը համապատասխանում է մակրոսեյսմիկ դիտարկումների արդյունքներին (գյուղ Լանջազատ): Տարբեր լանջերում նույն գրունտային պայմաններում արտահայտված 3 բալ և 1 բալ ինտենսիվությունների տարբերությունը ըստ երևույթին պայմանավորված է սեյսմիկ ճառագայթման ուղղությամբ, որը տեղի է ունեցել պատվարի աջ լանջի կողմից, այս լանջի հետ կազմելով 32° իսկ պատվարի գլխավոր առանցքի նկատմամբ 58° անկյուն (Նկ 1.): Բացի դրանից Ազատ գետի հովտով անցնող խորքային բեկվածքը հնարավոր է, որ էկրան է հանդիսացել սեյսմիկ ալիքների տարածման համար, թուլացնելով սեյսմիկ ինտենսիվությունը պատվարի ձախ լանջում, ինչը հաստատվել է նաև երկրաշարժից հետո հովտի ձախ մասում գտնվող բնակիչների հարցման արդյունքում: Ինտենսիվությունների տարբերությունը Դ/Կ-9 (ստորոտում) և Դ/Կ-5 (լանջի վրա, պատվարի կատարի մակարդակով) դիտակետերի միջև պայմանավորված է նաև նրանց բարձրությունների տարբերությամբ մոտ 72 մ (Karapetyan, 1988):

Պատվարի կատարի երկայնքով տեղադրված Դ/Կ-3 և Դ/Կ-4 դիտակետերում սեյսմիկ պրոցեսի

ժամանակ տատանման հորիզոնական բաղադրիչների արժեքները համապատասխանաբար ստացվել են 0.16 սմ/վրկ և 0.13 սմ/վրկ : Դ/Կ-2-ում հորիզոնական բաղադրիչը չի գրանցվել տեխնիկական պատճառներով, գրանցվել է միայն ուղղահայաց բաղադրիչը՝ 0.09 սմ/վրկ արժեքով: Ուղղահայաց բաղադրիչները գրանցվել են նաև Դ/Կ-3 և Դ/Կ-4 դիտակետերում համապատասխանաբար 0.07 սմ/վրկ և 0.1 սմ/վրկ արժեքներով: Ուղղահայաց բաղադրիչների արժեքներից էլնելով կարելի է եզրակացնել, որ Դ/Կ-2-ում հորիզոնական բաղադրիչը կարող էր գտնվել $0.13\text{-}0.16 \text{ սմ/վրկ}$ արժեքների միջակայքում (ըստ հորիզոնական բաղադրիչների 2 բալ, ըստ ուղղահայաց բաղադրիչների 1 բալ): Նշված երեք դիտակետերում արագացումներ չեն գրանցվել:

Վերլուծելով ստացված արդյունքները դժվար չէ նկատել, որ պատվարի կատարով սեյսմիկ ինտենսիվությունը, գրեթե հաստատուն է և գտնվել է $0.13\text{-}0.16 \text{ սմ/վրկ}$ (ըստ հորիզոնական բաղադրիչների 2 բալ) արժեքների միջակայքում:

Պատվարի ներքին բլեթի բերմայի վրա տեղակայված են Դ/Կ-6, Դ/Կ-7 և Դ/Կ-8 դիտակետերը: Դ/Կ-6 և Դ/Կ-7 դիտակետերում գրանցվել են արագությունների ինչպես հորիզոնական, այնպես էլ ուղղահայաց բաղադրիչները, որոնց արժեքները համապատասխանաբար ստացվել են՝ հորիզոնական բաղադրիչների համար 0.23 սմ/վրկ (2 բալ) և 1.0 սմ/վրկ (4 բալ), ուղղահայաց բաղադրիչների համար 0.1 սմ/վրկ (1 բալ) և 0.8 սմ/վրկ (4 բալ): Դ/Կ-8-ում արագության գրանցումներ չեն ստացվել տեխնիկական պատճառներով, փոխարենը ստացվել են արագացման գրանցումներ երկու բաղադրիչներով, 8.9 սմ/վրկ^2 հորիզոնական բաղադրիչի և 10.1 սմ/վրկ^2 ուղղահայաց բաղադրիչի արժեքներով (4 բալ), ընդ որում անբացատրելիորեն ուղղահայաց բաղադրիչի արժեքն ստացվել է ավելի մեծ, քան հորիզոնական բաղադրիչինն է: Արագացման գրանցում ստացվել է նաև Դ/Կ-7 դիտակետում հորիզոնական բաղադրիչի համար 3.55 սմ/վրկ^2 (3 բալ) արժեքով:

Չորս բալ ազդեցությունը արտահայտվել է պատվարի միջնամասից սկսած դեպի աջ՝ կատաստրոֆիկ ջրթողի ուղղությամբ:

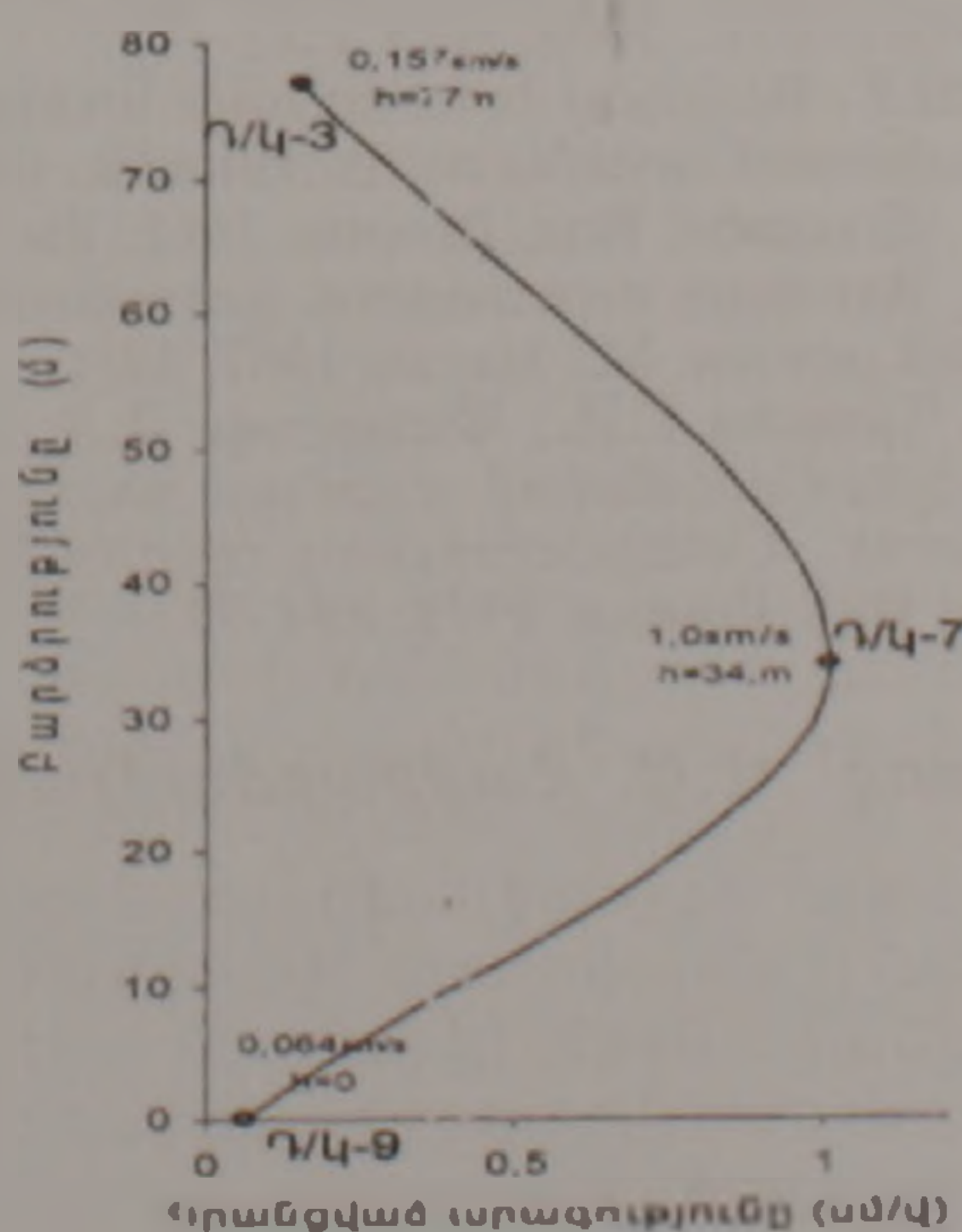
Ինչպես արդեն նշվել է բացի ինժեներա-սեյսմաբանական ռիսարկումներից պատվարի վրա և նրան հարող տարածքներում, պարբերաբար կատարվել են նաև համալիր երկրաֆիզիկական հետազոտություններ: Հետազոտությունների ռամալիրն իր մեջ ընդգրկել է էլեկտրահետախուզություն, սպեկտրալ-սեյսմահետախուզական պրոֆիլավորման, ջերմաչափական պրոֆիլավորման միկրոսեյսմերի գրանցման մեթոդները: Կատարված հետազոտությունների արդյունքում պարզվել է, որ կատաստրոֆիկ ջրթողը հարող տարածքում առկա են ֆիլտրող գոտիներ, որոնց սկտիվացումը, հատկապես սեյսմիկ պրոցեսների ժամանակ, կարող է բացասաբար անդուսդառնալ պատվարի մարմնի կայունության վրա: Երկրաֆիզիկական հետազոտությունների արդյունքները նախատեսվում է ներկայացնել առանձին հոդվածով:

Ի նկատի ունենալով պատվարի ներքին բյեֆի արձագանքը ռեալ սեյսմիկ պրոցեսին, ինչպես նաև ֆիլտրող գոտիների առկայությունը կարելի է ինքնուրույն հետևյալ եզրակացությանը, որ ջրամբարի ստատվարի համար, խոցելի կարելի է համարել միջնամասից դեպի կատաստրոֆիկ ջրթողը ընկած հատվածը:

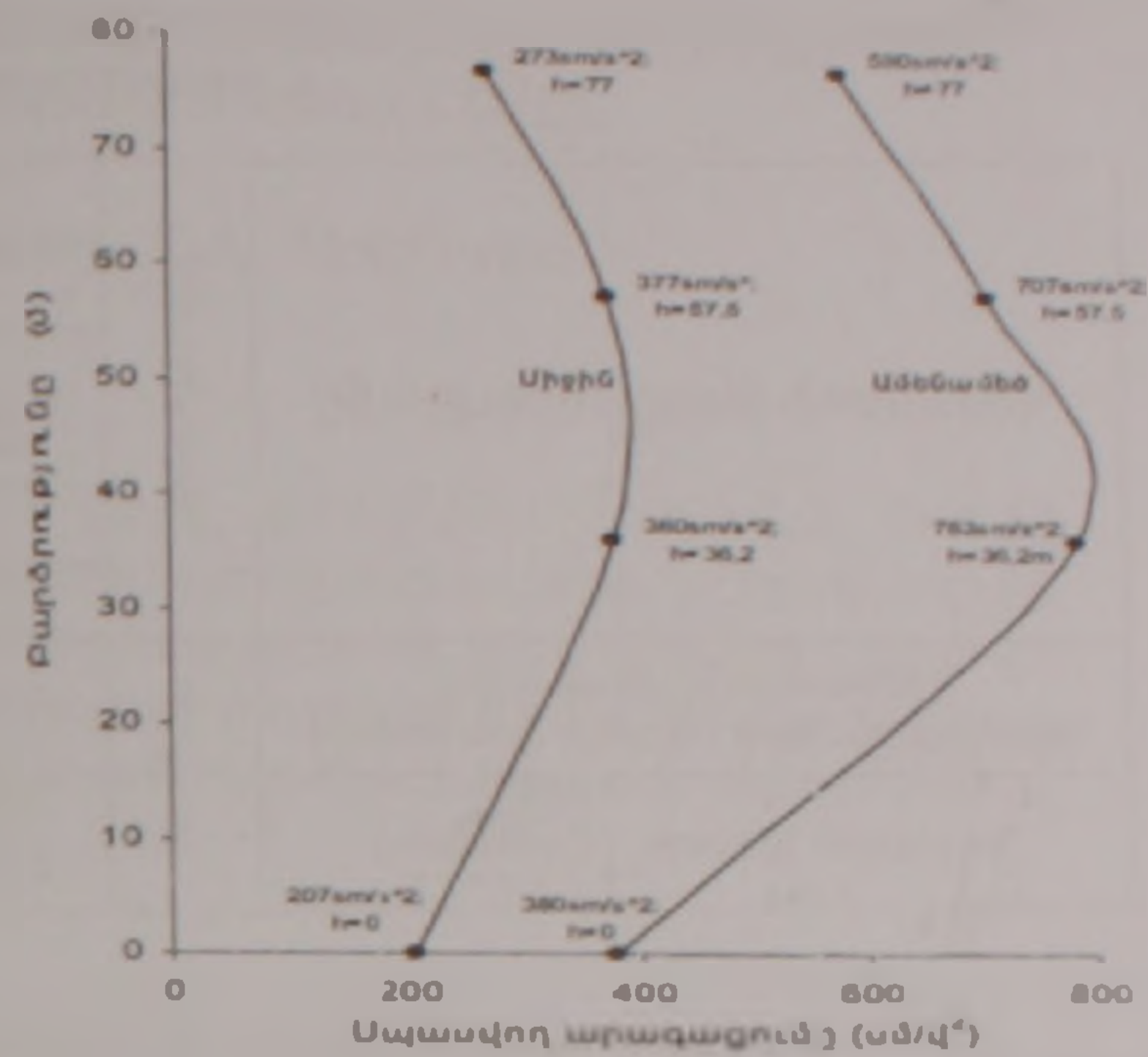
Ստացված արդյունքներով կառուցվել է նաև տեղափոխման արագությունների էպյուրը պատվարի ներքին բյեֆի համար (նկ.5.): Նույն տեղամասի համար բերված է նաև 1998 թվականին ստացված սպասվող հավանական ամենամեծ ինտենսիվությամբ սեյսմիկ իրադարձության արագացումների էպյուրը որոշված փորձարարական եղանակով (նկ.6.):

Նմանատիպ էպյուրներ են ստացվել նաև այլ հետազոտողների կողմից կատարված աշխատանքներում (Белгородская, 1969):

Ինչպես երևում է ստացված արդյունքներից Դ/կ-7 դիտակետի շրջանում երկրաշարժի ժամանակ գրանցված արագությունը գերազանցում է



Նկ 5. 2008թ. նոյեմբերի 4-ի երկրաշարժի գրանցումներից ստացված արագությունների էպյուրը:



Նկ 6. 1998 թվականին փորձարարական եղանակով ստացված արագացումների էպյուրը

հիմնատակի ալագությանը 15,6 անգամ այն դեպքում, երբ 1998 թվականին փորձարարական եղանակով ստացված արագացումների համար այդ նույն տեղամասում այն ստացվել է ընդամենը 1.9: Համաշխարհային պրակտիկայում պատվարների վրա ռեալ սեյսմիկ իրադարձությունների գրանցումների արդյունքների ուսումնասիրության արդյունքում պարզվել է, որ այդ գործակիցը կարող է ունենալ 1.6÷23.5 արժեքներ, ընդ որում ինքնաբերական է գրանցված երկրաշարժի ինտենսիվությունը, այնքան մեծ է այդ գործակիցի արժեքը (Селезнев и др., 1978):

Գրանցումների միջոցով հաշվարկվել և կառուցվել են նաև Ֆուրյեի սպեկտրները, որոնց միջոցով որոշվել են գրանցման տեղամասերում գերակշռող պարբերությունների արժեքները: Առանձնակի հետաքրքրություն են ներկայացնում Դ/կ-9 (հիմնատակ) և Դ/կ-3 (պատվարի կատար) դիտակետերում ստացված գերակշռող պարբերությունները: Ստացված արդյունքները բերված են աղյուսակում:

Երկրաշարժի գրանցումներից ստացված արդյունքների վերլուծությունը ցույց է տալիս, որ պատվարի հիմնատակում (Դ/կ-9) ստացված $T=0.1$ վրկ գերակշռող պարբերությունից բացի (ըստ սեյսմիկ հատկությունների առաջին կարգի գրություններ) նկատվել է նաև $T=0.25$ վրկ գերակշռող պարբերություն, այս պարբերությունը հավանաբար պատվար-հիմնատակ փոխազդեցության արդյունքն է: Պատվարի կատարին (Դ/կ-3) գերակշռող պարբերությունը ստացվել է $T=0.4-0.56$ վրկ տիրույթում, որը բավականին տարակուսելի է, չնայած այն բանին որ նման կարգի պարբերություններ ստացվել են նաև այլ դիտարկումների արդյունքում (Барничева, Селезнев, 1978):

Համեմատելով նախորդ տարիներում պատվարի վրա միկրոսեյսմերի, փորձարարական հետազոտություններից և երկրաշարժի գրանցումներից որոշված գերակշռող պարբերությունների (հորիզոնական X-բաղադրիչ) արժեքները,

«Ազատի» ջրամբարի պատվարի վրա գերակշռող պարբերությունը (վրկ) ըստ տարիների և ջրամբարում ջրի առկայության

Դիտակետի նկարագրությունը	Դիտակետի թիվ	1998 ~50% (կիսով լցված)		2007 դատարկ			2008	
		միկրո- սեյս- մերով	հարկա- դրական ինժեներ- ային ազդե- ցություն	միկրո- սեյս- մերով	հարկադրական ինժեներային ազդեցություն		Սեւտեմ- բեր ~25% միկրոսեյս- մերով	դատարկ ըստ երկրաշարժի գրանցում- ների
		X	X	X	X	Z	X	X
Հիմնատակ (ըստ սեյսմիկ հատկությունների I կարգի գրունտներ)	9	0,12	0,08; 0,25	0,1; 0,46	0,12; 0,5	0,77	0,15, 0,36	0,1, 0,25
Պատվարի կառուց (միջնամաս)	3	0,2; 0,25	0,11	0,3; 0,9	0,67; 1,1	0,77; 1,00	0,3; 0,5	0,4+0,56

կարելի է եզրակացնել, որ նրանք հիմնականում համընկնում են, բնականաբար ճշտության որոշակի սահմաններում: Ստացված պարբերությունների տարբերությունները կարելի է բացատրել որոշակի, արտաքին ոչ սխառեմատիկ, գործոնների ազդեցություններով: Բոլոր դեպքերում որպես իրական գերակշռող պարբերություններ ընդունելի են գրանցված երկրաշարժի արդյունքները:

Կատարված հետազոտությունների և ստացված արդյունքների հիման վրա կարելի անել հետևյալ հիմնական եզրահանգումները:

Եզրակացություններ

1. Ակնադիտական հետազոտությունների շնորհիվ պարզվել է, որ «Ազատի» ջրամբարի պատվարի վրա տեսանելի մնացորդային դեֆորմացիաներ չեն հայտնաբերվել:

2. Տարածքում շրջապահվող դիտարկումներով ստացված 4 բալին ռամապատասխան ամենամեծ սեյսմիկ ինտենսիվության և մակրոսեյսմիկ դիտարկումներով որոշված ինտենսիվության արժեքները համընկնում են:

3. Պատվարի հիմնատակի գրունտային պայմանների գերակշռող պարբերությունները համապատասխանում են ըստ սեյսմիկ հատկությունների I կարգի գրունտային պայմաններին:

4. Ի նկատի ունենալով պատվարի ներքին բյեֆի արձագանքը ռեալ սեյսմիկ պրոցեսին, ինչպես նաև ֆիլտրող գոտիների առկայությունը

կարելի է եզրակացնել, որ ջրամբարի պատվարի համար, խոցելի կարելի է համարել միջնամասից դեպի կատաստրոֆիկ ջրթողը ընկած հատվածը:

ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

Հայաստանի Հանրապետության շինարարական նորմեր, ՀՀՇՆ II-6.02-2006: Երևան, 2006, 58 էջ:

Баришева Н.Н., Селезнев Г.С. Колебания Нурекской ГЭС при землетрясении 30 июля 1974 года. Сейсмостойкость плотин (выпуск 4). Душанбе: Изд. Дониш. 1978, с.126-134.

Белгородская Г.Н. Расчет плотин из местных материалов на сейсмические воздействия с учетом упруго-пластического деформирования. Сейсмостойкость плотин (выпуск 1). Душанбе: Изд. Дониш. 1969, с.102-125.

Карапетян С.С. Влияние сложного рельефа на проявление интенсивности сейсмического воздействия при СМР. В книге "Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность". Москва: Наука, 1988, с.125-130.

Мирзаев Ф.Т., Ли С.А., Салямова К.Д. Мониторинг экологической безопасности малых ГЭС на объектах Нижне-Бозсуйского каскада. Экология и техническая безопасность. 2008, N25, с.12-15

Напетваридзе Ш.Г. Вопросы организации инженерно-сейсмометрической службы на плотинах из местных материалов. Душанбе: Изд. Дониш. 1968, 26с.

Николаев Н.И. Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. М.: Наука. 1987, 191с.

Селезнев Г.С., Чалкина Г.И., Филиппова Л.Л. Анализ закономерностей колебаний земляной плотины при землетрясениях. Сейсмостойкость плотин (выпуск 4). Душанбе: Изд. Дониш. 1978, с.61-73.

Գրախոսող՝ Վ.Ա. Համբարձումյան

ПОВЕДЕНИЕ ПЛОТИНЫ АЗАТСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА ВО ВРЕМЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 4-ГО НОЯБРЯ 2008 ГОДА

С.С. Карапетян, Т.О. Бабаян, Г.А. Мкртчян

Резюме

Землетрясение 4 ноября 2008 года ($\varphi=39^{\circ}59.8'$, $\lambda=44^{\circ}20.12'$, $M=3.3$, $I=4-5$) зарегистрировано комплексной инженерно-сейсмометрической станцией, установленной на плотине Азатского водохранилища. Анализированы записи, полученные в разных точках плотины и на грунтах основания. На основе полученных результатов была сделана попытка оценки состояния плотины при реальном сейсмическом воздействии.

BEHAVIOUR OF AZAT WATER STORAGE DAM DURING 4 NOVEMBER, 2008 EARTHQUAKE

S.S. Karapetyan, T.H. Babayan, G.A. Mkrtchyan

Abstract

The earthquake of November 4th, 2008 ($\varphi=39^{\circ}59.8'$, $\lambda=44^{\circ}20.12'$, $M=3.3$, $I=4-5$) is registered by the complex engineering-seismometric station established on Azat water storage dam.

Analyzed recordings obtained at different points of the dam and foundation soils. On the basis of the received results was an attempt to assess the state of the dam under the real seismic effects.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ СЕТИ ХАРТМАНА (ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ АНОМАЛИЯ)

Ч.3. ФОТОРЕГИСТРАЦИЯ ИЗЛУЧЕНИЯ ВОДНОГО ПОТОКА

© 2010г. Ю.Г.Агбалян

Институт геологических наук НАН РА
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail Yu_ag@mail.ru
Поступила в редакцию 12.01.2010 г.

В статье описана фоторегистрация излучения водного потока от экспериментального излучателя, имитирующего излучение участка водного потока. Полученные дифракционные картины подтверждают результаты исследований немецкого ученого П.Доблера, предположившего, что длина волны излучения водных потоков лежит в промежутке между дальним инфракрасным и ближним миллиметровым диапазонами волн. По дифракционным картинам определена примерная длина волны излучения (1,25-1,5 мм). Полученная длина волны излучения позволяет выдвинуть гипотезу, согласно которой излучение водного потока происходит на частоте вращательного спектра воды, который лежит в миллиметровом диапазоне длин волн.

Водные потоки, подземные и наземные, непосредственно к глобальной энергетической сети Хартмана отношения не имеют. Но, поскольку существует излучение, направленное от поверхности Земли вверх (две полосы в каждой ячейке сети Хартмана), которое иногда совпадает с излучением подземных или наземных потоков воды, то это излучение традиционно рассматривается вместе с излучением полос сети Хартмана. В связи с тем, что излучение полос сети Хартмана имеет электромагнитную природу, длина волны которого достаточно точно определена (Агбалян, 2009), та же задача, то есть определение длины волны, ставится и при исследовании излучения водных потоков. Единого мнения относительно длины волны излучения водных потоков не существует, хотя в монографиях приводится распределение длин волн излучения водного потока по его ширине с делением ширины потока на зоны (по интенсивности), без указания погрешности измерений (Schweizer, 1986; Дубров, 1992). Насчет этого распределения и наличия на одной стороне водного потока излучения с длиной волны 8,5 см и 65 см на другой стороне, в ранее опубликованной статье была обоснована невозможность наличия в земной коре подобных источников электромагнитного излучения (Агбалян, 2008). Если учесть, что все измерения были произведены методом биолокации, причем определялась абсолютная величина, то особого доверия к таким измерениям быть не может, ввиду субъективности метода.

Поскольку методом контактной фотографии удалось зафиксировать излучение полос сети Хартмана в дециметровом диапазоне, была предпринята попытка регистрации излучения водных потоков, длина волны излучения которых, согласно тем же источникам, также находилась в дециметровом диапазоне (Schweizer, 1986; Дубров, 1992). Однако исследования немецкого ученого П.Доблера косвенно свидетельствовали о том, что это излучение миллиметрового диапазона. При этом предполагалось, что электро-

магнитное излучение образуется в результате преобразования механической энергии водной струи (Dobler, 1934). Преобразование механической энергии водного потока в электромагнитное излучение – сложная физическая задача, однозначного решения которой, на сегодняшний день, не существует. Есть рабочие гипотезы, по одной из которых причиной возникновения излучения является наличие турбулентности водного потока. Согласно другой гипотезе, электромагнитное излучение возникает в результате движения дипольной молекулы воды в магнитном поле Земли. Ввиду того, что П.Доблером было зафиксировано излучение как ламинарного, так и турбулентного потока, исключить одну из известных на сегодняшний день гипотез не представляется возможным.

Излучение ламинарного потока, описанное П.Доблером, было зафиксировано в скважине, глубиной 18 метров, на расстоянии 1 метра от поверхности потока, расход которого на выходе составлял 200 литров в секунду, при ширине потока 50 см. Признание автором этого потока ламинарным, с нашей точки зрения недостаточно корректно, хотя бы потому, что не было известно состояние стенок и дна канала. При таком расходе даже наличие небольшого выступа на стенке или на дне канала приведет к возникновению турбулентности. Излучение водного потока П.Доблером было зафиксировано также и от экспериментального водного излучателя оригинальной конструкции. По словам автора, это излучение проходит через воду, камни, дерево, и на этом основании Л.Доблер предположил, что... "это излучение в диапазоне от дальнего инфракрасного до Герцевых волн" (Dobler, 1934) (Герцевы волны – старое название волн миллиметрового диапазона). Однако, сам факт прохождения излучения через воду, замеченный П.Доблером, указывает на то, что это действительно излучение миллиметрового диапазона, которое легко проходит через воду, в отличие от излучения дециметрового диапазона полос сети Хартмана, которое через воду не проходит (Аг-

балян, 2008). Схема экспериментального водного излучателя П. Доблера показана на рис.1. Вода по трубке 2 под давлением вводится в колбу 1 и достигает точки А, которая и является точечным источником излучения, поскольку в этой точке скорость воды становится равной нулю, величина ускорения, так же как и величина турбулентности, достигает максимума (если руководствоваться теорией, согласно которой при-

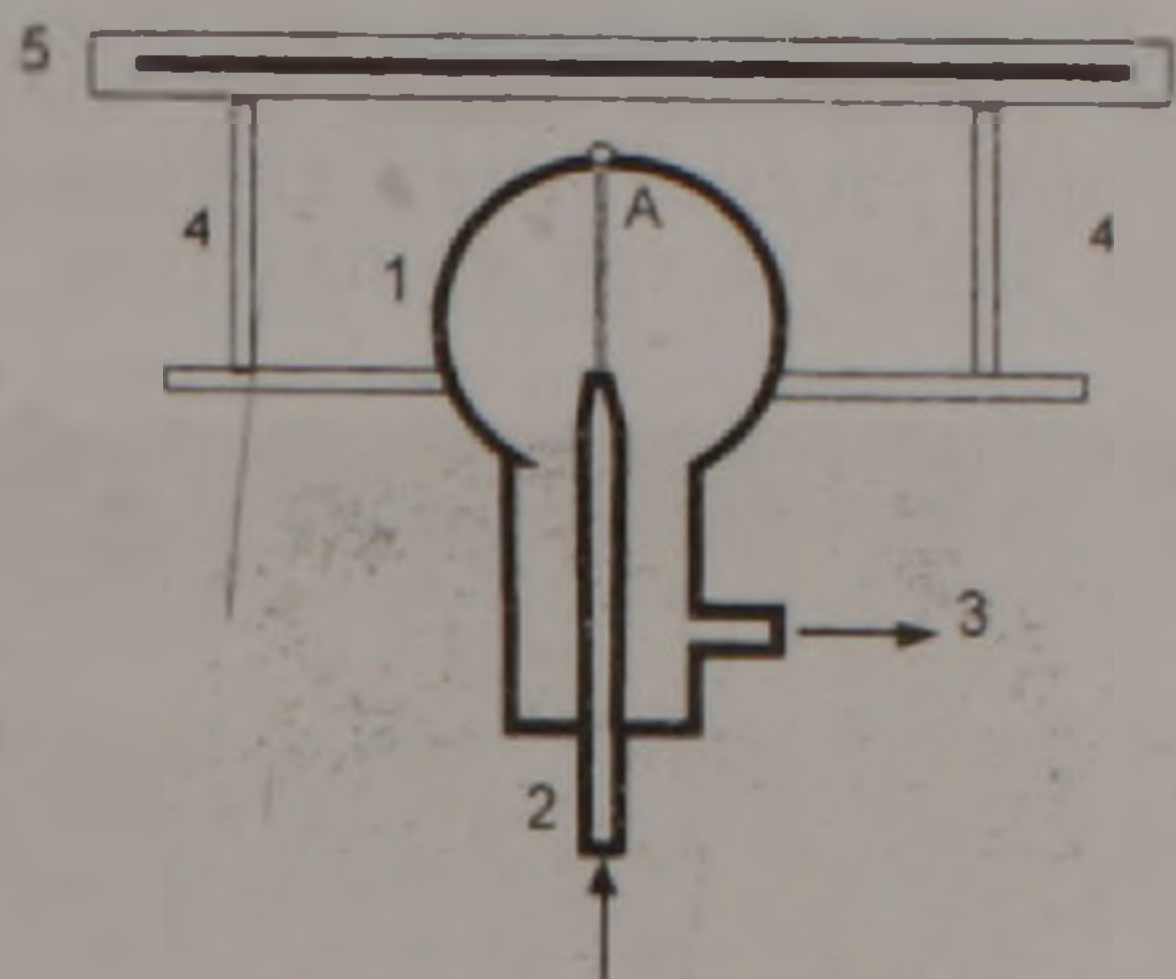


Рис.1

чиной возникновения электромагнитного излучения является наличие турбулентности). Обратно поток воды выводится из колбы через трубку 3. Над точкой А, в непосредственной близости, располагается на стойках 4 кассета с фотопленкой 5. На рис.2 показан экспериментальный водный излучатель, а на рис.3 – кассета с пленкой, на которую были наклеены металлические сетки с различными размерами ячеек. Цель данного эксперимента состояла в том, чтобы показать возможность фиксации излучения

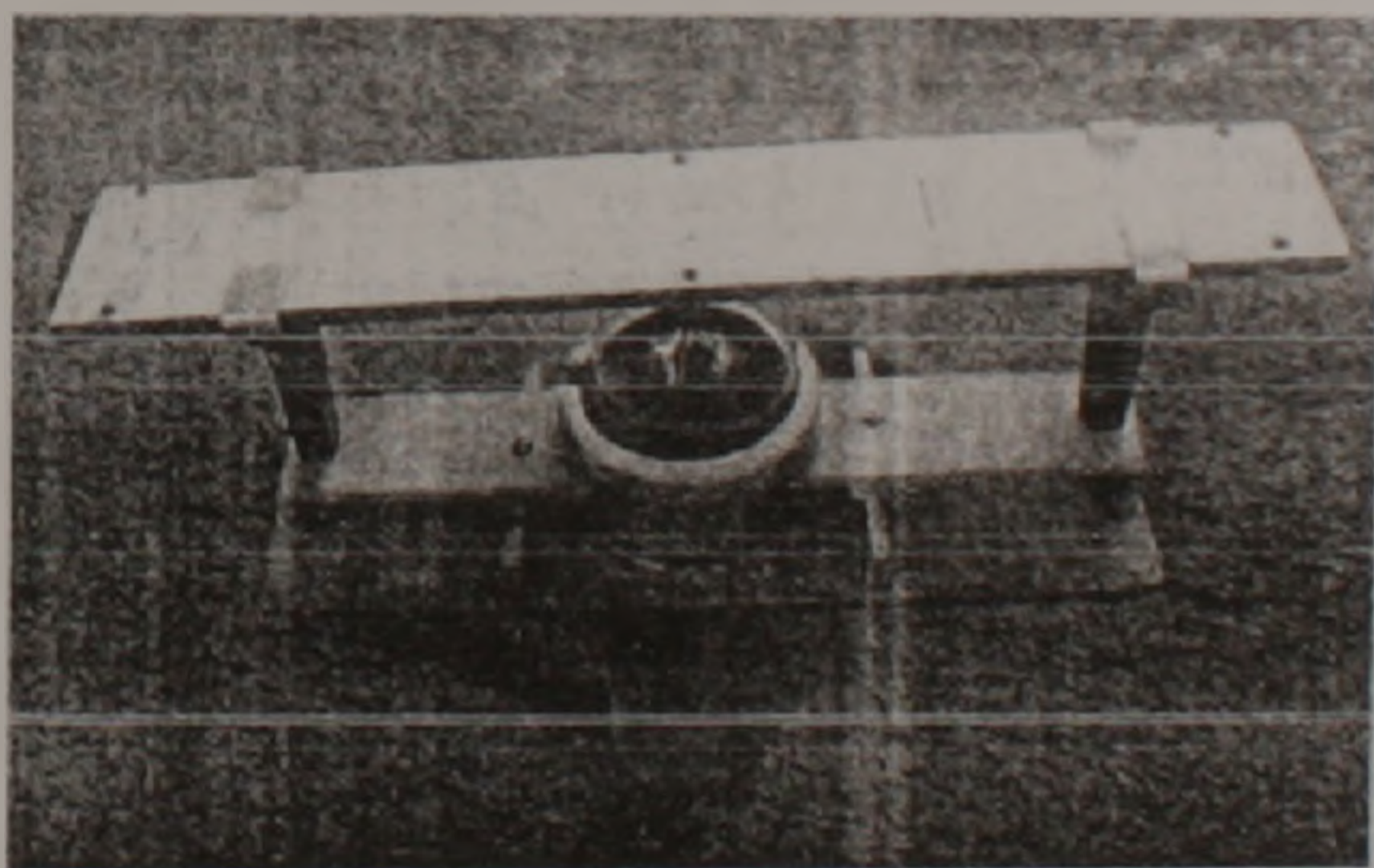


Рис.2

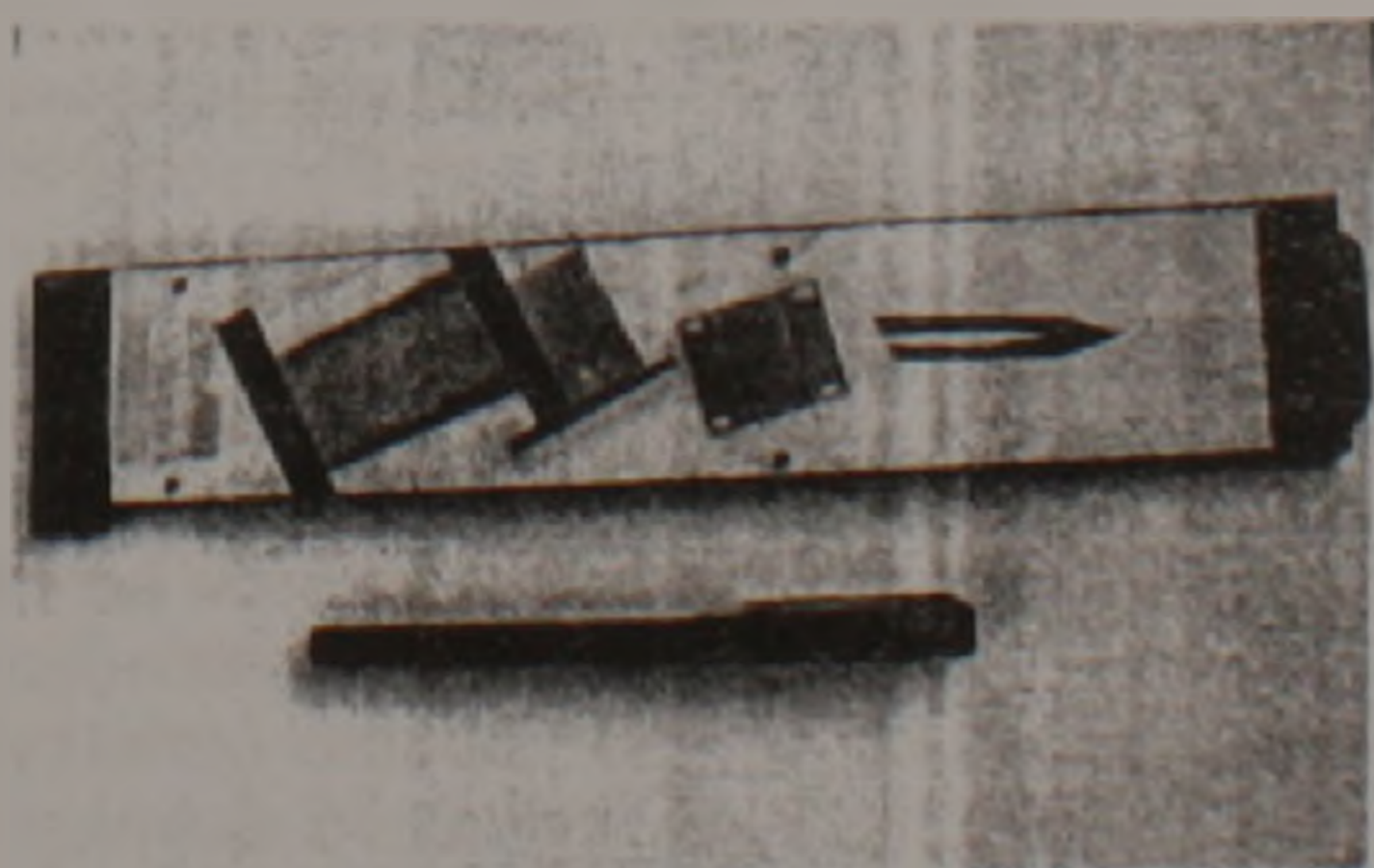


Рис.3

водного потока от излучателя на фотопленке и, по возможности, определить длину волны излучения. Кроме того, излучение от излучателя можно считать, с некоторым приближением, имитацией излучения участка водного потока, подземного или наземного, что дает возможность исследования некоторых параметров водных потоков с регистрацией на фотопленку. Наиболее важным, с точки зрения информативности параметра, является определение длины волны излучения, так как именно этот параметр ответствен за прохождение излучения через различные материалы. Уже на снимках, на которых зафиксировано излучение водного потока, прошедшего через металлические сетки с ячейками различных размеров, можно по дифракционным картинам установить примерную длину волны. На рис.4 показаны две фотографии, полученные



Рис.4

в кассете (рис.3), при различных выдержках и расходах воды. Как показали эксперименты, степень засветки пленки зависит от ряда причин – величины выдержки, расхода воды, чувствительности пленки и т.д. и определяется эмпирически, в зависимости от конкретных задач эксперимента. Если провести аналогию с оптической фотографией, то роль величины расхода воды, по своему воздействию на степень засветки пленки, можно сравнить с ролью диафрагмы в фотоаппарате. Если учесть, что освещенность при изменении диафрагмы в фотографии пропорциональна площади отверстия объектива (квадрат линейного размера), то величина засветки (степень почернения) будет пропорциональна произведению длительности экспозиции на квадрат величины расхода. На рис.4 эти величины соответственно равны 808–левый рисунок (расход-21 мл/сек, длительность экспозиции- 1,8 часа) и 1350 (расход 24 мл/сек, выдержка 2,3 часа)–правый рисунок. То есть величина расхода воды имеет, в данном случае, первосте-

пенное значение, что заметно по качеству фотографий. Таким образом, применительно к пленке, чувствительностью 400 ед, оптимальная выдержка определяется по эмпирической формуле $T = 1350/Q^2$, где T - время в часах, Q - расход в мл/сек. Отметим, также, что данная формула оказалась верной и при величине расхода 66 мл/сек. На полученных фотографиях (рис.4) видно, что излучение водного потока свободно проходит через сетку с отверстиями порядка миллиметра, "не замечая" ее за счет дифракции волны на отверстиях, а значит длина волны данного излучения должна быть такого же порядка. Причем граница начала дифракции размыта, что означает некую полосу частот или длин волн. Причиной такого поведения (если опять-таки считать, что основную роль играет величина турбулентности потока) является разница в скоростях отдельных участков струи, отдельных "струек," из которых состоит струя при ламинарном течении, до соударения со стенкой колбы. Согласно теории движения реальной жидкости по трубе, скорость жидкости при ламинарном течении непосредственно у стенок трубы равна минимуму, в середине струи скорость максимальна. Эта разница в скоростях воды по сечению струи после соударения со стенкой колбы приводит к различным величинам числа Рейнольдса, характеризующего величину турбулентности для отдельных "струек", а значит и к различным величинам выделившейся энергии. На рис.5 показана фотография клина из ПВХ (изоляционная лента), наклеенного на кассету (рис. 4, спра-



Рис.5

ва). Белыми метками обозначены примерные границы начала дифракции, однако, ввиду недостаточной резкости фотографии, определение длины волны, в данном случае, затруднительно. Для уточнения величины длины волны была использована немагнитная металлическая пластина, с отверстиями различной величины – от 4 до 0,4 мм (4,3,2,5,1,5,1,25,1,0,0,8,0,6,0,4), а также имеющая вырез в виде клина и трех прямоу-



Рис.6

гольных вырезов (рис.6), по-существу, являющихся дифракционным спектрометром. На рис.7 показана картина излучения, прошедшего через

пластину рис.6. Изображение отверстий известных диаметров, полученное на фотографии рис.7, позволяет достаточно точно определить длину волны. На фотографии отчетливо видны 6 отверстий из 10, которые есть на пластине, показанной на рис.6. Седьмое отверстие видно плохо, восьмое, девятое и десятое отверстия не видны совсем. Таким образом, исходя из известных диаметров отверстий, длина волны излучения, прошедшего через пластину, равна 1,25-1,5 мм. Примерно такая же величина получается при рассмотрении дифракции на вырезе в виде клина на той же пластине.



Рис.7

Достаточно точное определение длины волны излучения позволяет выдвинуть гипотезу, согласно которой излучение водного потока происходит на частоте вращательного спектра воды, который лежит в миллиметровом диапазоне, а энергия перехода образуется в результате остановки потока воды на препятствии в случае турбулентного потока или в результате трения между отдельными струйками по сечению водного потока в случае ламинарного потока (Лалаян, устное сообщение, 2009). На рис.8 показан вращательный спектр воды в диапазоне

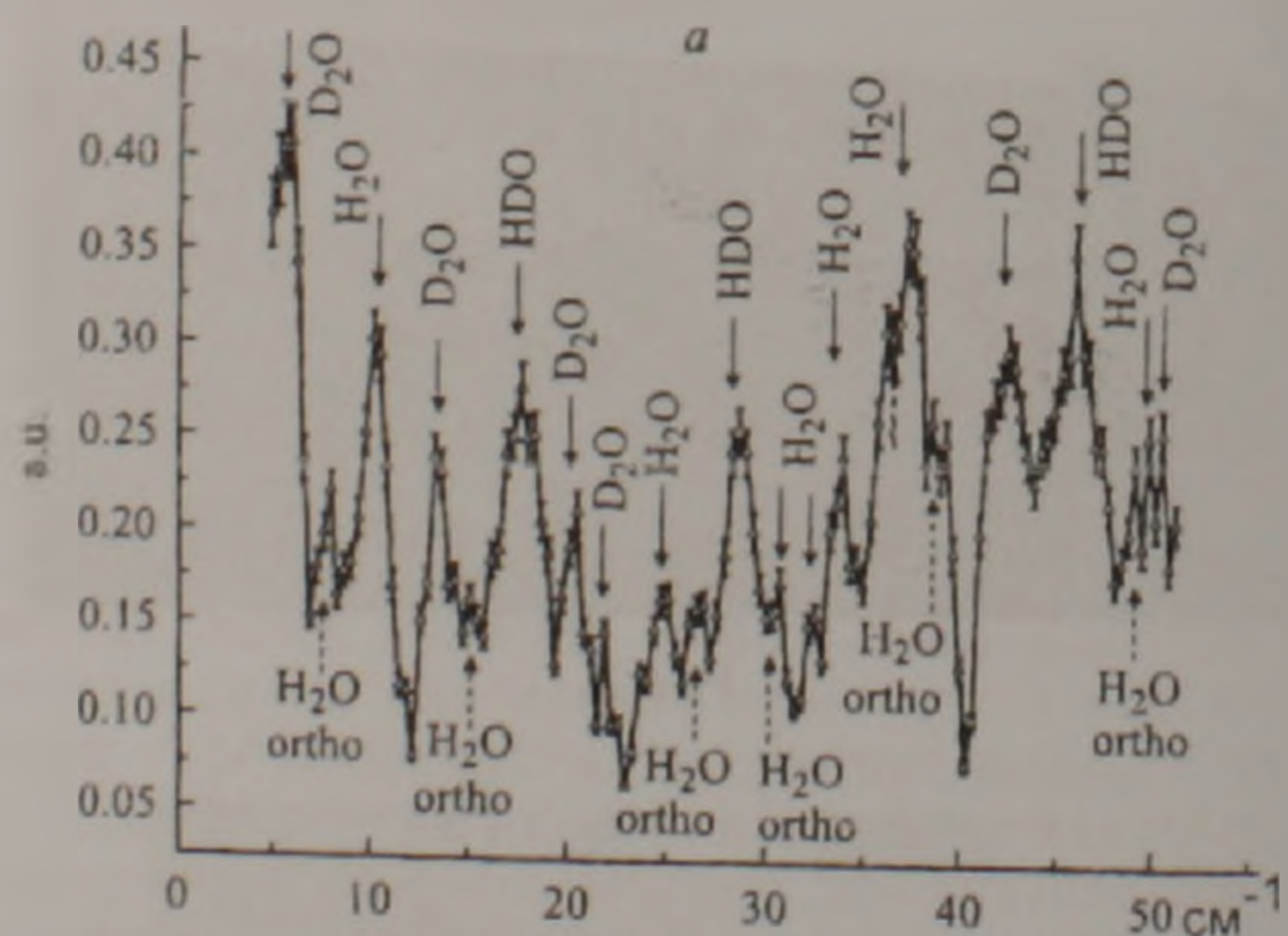


рис.8

5-50 см⁻¹ (2-0,2 мм) (Бункин и др., 2006). Как видно из диаграммы, достаточно большой пик интенсивности излучения наблюдается на длине волны 1мм (10 см⁻¹) и несколько меньший в районе 1,25 мм (8 см⁻¹), что хорошо согласуется с данными, полученными с помощью дифракционного спектрометра (рис.7). Таким образом, величина длины волны в основном зависит от физических параметров самого носителя, то есть

воды. От механических параметров, расхода и скорости зависит и интенсивность излучения, что хорошо видно по качеству фотографий на рис. 4. Кроме того, некоторую ширину полосы излучения, полученную на фотографиях, можно объяснить наличием близлежащих пиков во вращательном спектре воды. Излучение воды на более высоких частотах, по-видимому, связанное с величиной энергии, выделяемой при движении струи, в данной статье не рассматривается.

Одним из спорных моментов при исследовании излучения водных потоков является утверждение, согласно которому направление излучения водного потока вверх составляет угол 45° с вертикалью (Дубров, 1992). Естественно, это никак не объясняется и повторяется во многих статьях и монографиях, посвященных регистрации излучения водных потоков методом биолокации (Mettler, 1990; Schweizer, 1986). В статье Доблера, когда речь идет об излучении искусственного излучателя, находящегося на некотором расстоянии от поверхности Земли, приводится величина угла $26,5^\circ$ от вертикали. В нашем случае, судя по тому, что засвечивается вся длина пленки в кассете, порядка 30 см, этот угол близок к 180° , что вполне естественно, то есть излучение из активной точки излучателя направлено во все стороны и даже вниз, поскольку нет преимущественных направлений, созданных искус-

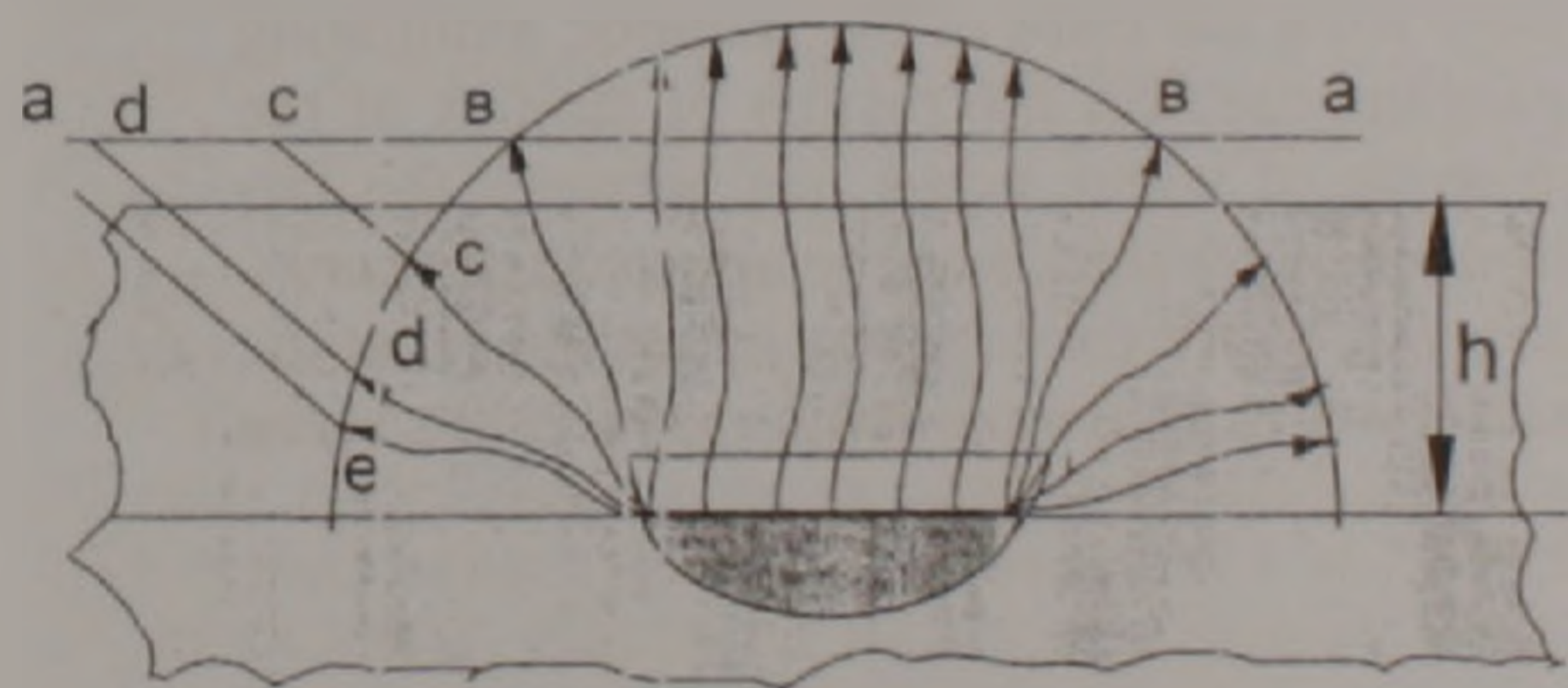


Рис.9

венно, например волновода или направляющих пластин.

Рассмотрим подземный поток, находящийся на расстоянии h от поверхности Земли (рис.9). Исходя из полученных данных, поверхность водного потока излучает во все стороны под углом, близким к 180° . Любое излучение имеет ограниченную мощность (интенсивность), поэтому расстояние, на котором можно зафиксировать это излучение, имеет вполне конкретную величину, зависящую от его интенсивности, величины пути до точки фиксации и чувствительности приемника. На рис.9 показана гипотетическая дуга – предельное расстояние, на котором можно зафиксировать это излучение в грунте или в воздухе. Если регистрация излучения (имеется в виду метод биолокации) происходит на некотором расстоянии от Земли (прямая а-а, на уровне плеча оператора), то точка в – предельная точка, где можно еще зафиксировать излучение. В точках с, d излучение зафикси-

ровать уже невозможно, поскольку значительно удлиняется его путь до места фиксации (пересечение направления излучения с прямой а-а) и оно поглощается породами, находящимися на его пути. Причем, степень поглощения зависит от состава пород и, естественно, от интенсивности излучения. Таким образом, когда речь идет об угле, под которым фиксируется излучение, имеется в виду угол между направлением излучения от некоторой точки на поверхности воды и вертикалью к поверхности. Величина этого угла зависит от многих параметров – расстояния от поверхности Земли до поверхности потока, физических параметров потока и поэтому этот угол может быть любым, в том числе и 45° и $26,5^\circ$, а прямо над потоком этот угол равен нулю, поскольку направление излучения совпадает с вертикалью. Механизм фиксации излучения миллиметрового диапазона на фотопленку, как показал эксперимент, такой же, как и механизм фиксации излучения дециметрового диапазона, который описан в статье (Агбалян, 2008).

Таким образом, можно констатировать, что даже небольшой водный поток, не говоря уже о водопадах, фонтанах и джакузи, является источником электромагнитного излучения, которое можно зафиксировать на фотопленке и при наличии соответствующей калибровки возможно практическое применение фотографического метода для определения параметров подземных водных потоков.

Литература

- Агбалян Ю.Г. Методы исследования глобальной энергетической сети Хартмана (геофизическая аномалия). Часть 2. Геологические структуры и их связь с параметрами элементов сети Хартмана. Излучение водного потока. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2009, LXII, N1, с. 48-53.
- Агбалян Ю.Г. Регистрация излучения дециметрового диапазона полос сети Хартмана на цветную фотопленку. Изв. НАН РА и ГИУА, Сер. ТН, 2008, T.LXI, N1, с. 165-168.
- Агбалян Ю.Г. Резонаторный метод определения длины волны минералов и монокристаллов. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2007, LX, N2, с. 50-52.
- Агбалян Ю.Г. Методы исследования глобальной энергетической сети Хартмана (геофизическая аномалия). Часть 1. Фоторегистрация элементов сети. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2008, LXI, N3, с. 49-52.
- Вункин С.М., Першит А.Ф., Горчаков А.Г., Нурматов Л.А. Четырехфотонная спектроскопия когерентных вращений молекул в жидкости в диапазоне 0-3 ТГц. Письма в ЖТФ, 2006, том 32, вып. 8, с. 20-26.
- Дубров А.П. Земное излучение и здоровье человека. М.: Изд. АиФ, 1992, 120 с.
- Dr. Paul E. Dobler. Physikalischer und Photographischer Nachweis der Erdstrahlung hinsichtlich des Problem der Wunschehrute. 1934, p 112.
- Mettler M. Netzgitter - Handbuch. Zurich. Moser, 1990, p.210.
- Schweizer. P. Geopathie. Ursache und Wirkung. Erfahrungsheilkunde, 1986. Bd. 35, n 11S. 801-822.

Рецензенты Р.Мириджанян и М.Азарян

**ՀԱՐԹՈՒԱՆԻ ԳԼՈՒԲԱԼ ԷՆԵՐԳԵՏԻԿ ՑԱՆՑԻ ՀԵՏԱԶՈՏՄԱՆ ԵՂԱՆԱԿՆԵՐԸ
(ԵՐԿՐԱՑԻՉԻԿԱԿԱՆ ԱՆՈՍԱԼԻԱ)
ՄԱՍ 3. ՋՐԱՅԻՆ ՀՈՍՔԻ ՃԱՌԱԳԱՅԹՄԱՆ ՖՈՏՈԳՐԱՆՑՈՒՄԸ**

Յու.Գ.Աղբալյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում նկարագրվում է ջրային հոսքի ճառագայթման ֆոտոգրանցումը փորձարարական ճառագայթիչից, որը նմանակում է ջրային հոսքի տեղամասի ճառագայթումը: Ստացված դիֆրակցիոն նկարները հաստատում են գերմանացի գիտնական Պ. Դոբլերի հետազոտությունների արդյունքները, որոնք ենթադրում են, որ ջրային հոսքի ճառագայթման ալիքի երկարությունը գտնվում է հեռու ինֆրակարմիր և մոտ միլիմետրային ալիքների տիրույթի միջակայքում: Ըստ դիֆրակցիոն նկարների որոշված է ճառագայթման ալիքի մոտավոր երկարությունը (1,25-1,5մմ): Ստացված ճառագայթման ալիքի երկարությունը հնարավորություն է տալիս առաջ քաշել հիպոթեզ, համաձայն որի, ջրային հոսքի ճառագայթումը տեղի է ունենում ջրի պտտման լայեկտրի հաճախությամբ, որը գտնվում է ալիքի երկարության միլիմետրանոց տիրույթում:

**METHODS OF GLOBAL ENERGE
HARTMAN'S NETNETWORK (GEOPHYSICAL ANOMALIES)
PART 3. PHOTOREGISTRATION OF RADIATION OF WATER FLOW**

Yu.G. Aghbalyan

Abstract

This article describes photographic light water flow from the pilct of the radiator, simulating radiation area of water flow. Obtained diffraction patterns confirm the results of studies of the German scientist P. Dobler, assuming that the wavelength of water flows lies between the far-infrared and near millimeter waves. From the diffraction pattern determined the approximate wavelength (1,25-1,5 mm). The resulting wavelength allows you to put forward the hypothesis that the emission of water flow occurs at the frequency of the rotational spectrum of water, which lies in the millimeter wavelength range.

МЕТОД РАСЧЕТА ВОДНОГО БАЛАНСА РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ АРМЕНИИ И ЕГО АВТОМАТИЗАЦИЯ

© 2010г. А. А. Аракелян

Институт геологических наук НАН РА
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
e-mail: alex@geocom.am
Поступила в редакцию 02.02.2010 г.

Представлен метод расчета водного баланса для речных бассейнов Армении с гидрологическими наблюдениями и без наблюдений. Рассмотрены компоненты водного баланса по отдельности и особенности их распределения по высотным поясам. Для автоматизации и упрощения расчетов составлена компьютерная программа.

В связи с ростом населения, резким развитием экономики и глобальными изменениями климата во всем мире проблемы, связанные с водными ресурсами, обостряются. Несмотря на то, что указанные факторы в Армении не столь сильно выражены, тем не менее, по официальным данным, интенсивно растет водопользование. Соответственно, необходимо правильно оценивать водные ресурсы той или иной территории, разрабатывать методы их планомерного и рационального использования. Для этого необходимо иметь водный баланс территории.

Водный баланс речного бассейна – это соотношение прихода, расхода и аккумуляции воды в его пределах за определенный отрезок времени (год, месяц и т.д.). Разность объемов поступившей и вышедшей из водосборного бассейна воды должна соответствовать изменению (прибавлению или убавлению) воды в водосборе. Водный баланс количественно отображает циркуляцию воды в природе.

Существует множество методов и компьютерных программ расчета водного баланса, которые в настоящее время используются во многих странах мира. Часть из них представляет собой подробную систематизированную методологию, которая включает в себя теоретически все необходимые параметры для расчета баланса. Однако на практике часто возникает необходимость расчета водного баланса в условиях неполной гидрометеорологической изученности речного бассейна. Именно такая ситуация характерна для притоков освоенных и малых рек Армении, для расчета водного баланса которых предназначены предлагаемый нами метод, алгоритм и компьютерная программа. Необходимо отметить также то, что программа предоставляется для свободного пользования*. Предлагаемый метод учитывает как хорошо разработанную теорию (Андреянов, 1960; Будыко, 1948; Владимиров, 1970; Зайков, 1946; Львович, 1969), так и аналитические работы, проведенные в Армении (Մանուկյան, 2005; Александрян, 1971, 1990; Չիլիկյանը և ուր., 2002). На основе обзора литературы составлен алгоритм метода расчета водного баланса.

Составление водного баланса Армении связано с рядом трудностей, таких как недостаточная гидрометеорологическая изученность, разнообразие климатических процессов и сложность геологического строения.

Основными компонентами водного баланса являются атмосферные осадки, суммарное испарение, речной и подземный стоки.

Метод расчета водного баланса целесообразно характеризовать следующим уравнением:

$$X=Y_{\text{под}}+Y_{\text{пов}}+E, \quad (1)$$

где X – атмосферные осадки, E – суммарное испарение, $Y_{\text{под}}$ – подземный сток, $Y_{\text{пов}}$ – поверхностный сток.

Подземный сток разделяется на два компонента:

а) подземный сток, который разгружается в своем же водосборном бассейне и учитывается в заключительном створе реки;

б) глубинный сток, который пополняет бассейны подземных вод, не имеющие выхода, или подземным путем перетекает в соседние бассейны.

Соответственно этому годовой и многолетний водный баланс РА следует рассчитывать следующим образом:

$$X=Y+E=Y_{\text{реч}}+Y_{\text{глуб}}+E, \quad (2)$$

где $Y_{\text{реч}}$ – речной сток, $Y_{\text{глуб}}$ – глубинный сток.

Расчет водного баланса довольно трудоемкая процедура, требующая длительного времени. Для упрощения и автоматизации задачи разработана программа расчета водного баланса. Она состоит из двух частей:

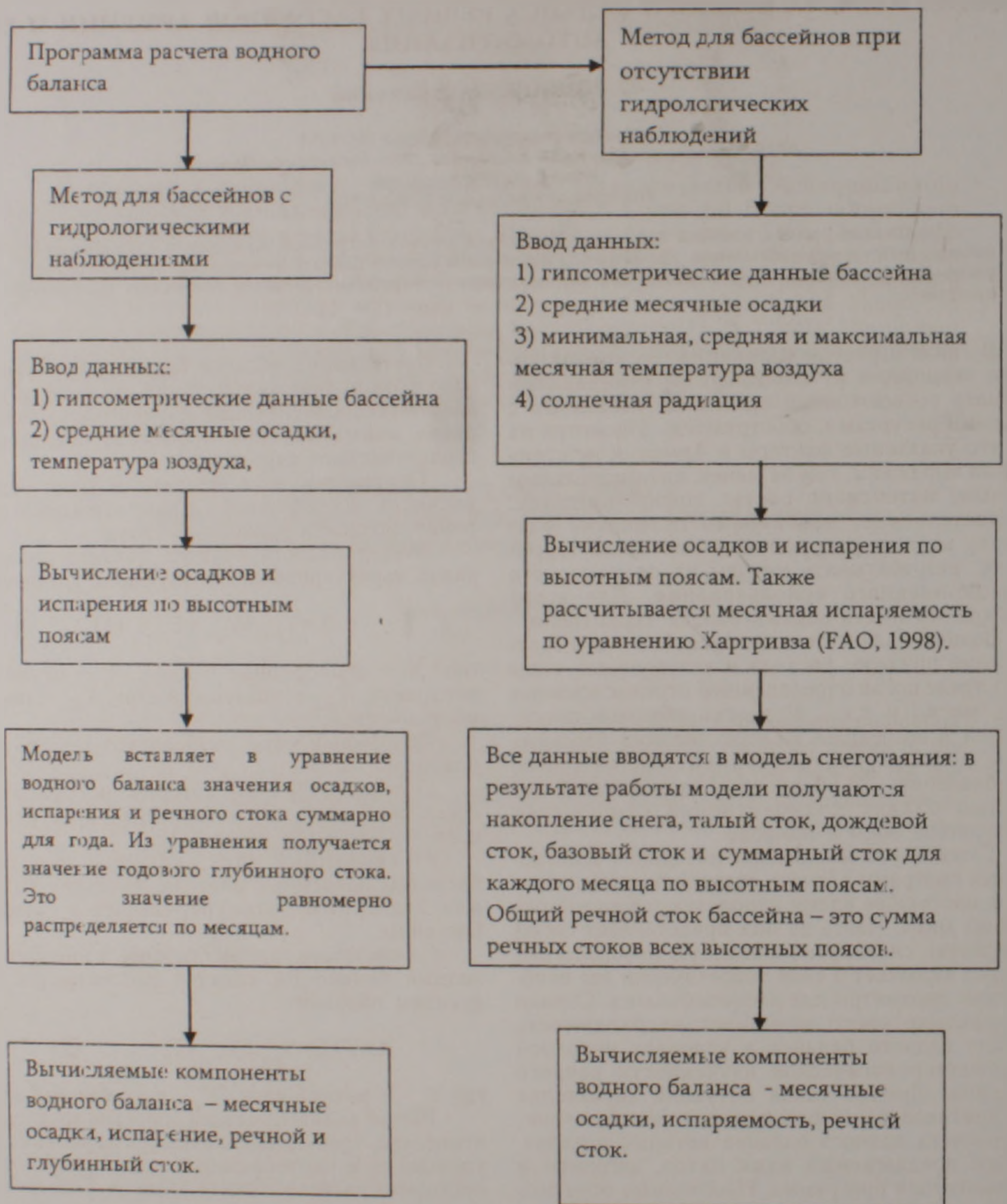
1. Расчет водного баланса для речных бассейнов с гидрологическими наблюдениями.

2. Расчет водного баланса для речных бассейнов при отсутствии гидрологических наблюдений.

Программа также включает инструменты для расчета воднохозяйственного баланса и максимальных стоков рек.

* http://www.geocom.am/water_balance

Блок-схема метода расчета водного баланса



Программа не предъявляет компьютеру особых программных и технических требований, а также профессиональных знаний пользователей.

Работа программы осуществляется оконным интерфейсом. Все разделы имеют возможность экспорта таблиц в Microsoft Excel и печати результатов, с помощью соответствующих кнопок в окнах программы.

Для начала работы в главном меню программы выбирается тип бассейна, для которого необходимо рассчитать водный баланс (бассейн с гидрологическими наблюдениями, или без наблю-

дений).

Для расчета водного баланса в бассейнах с гидрологическими наблюдениями необходимы данные о рельефе, атмосферных осадках, температуре воздуха, суммарном испарении, а также данные о стоке рек. Глубинный сток рассчитывается формулой водного баланса, как разность климатического и речного стоков. Климатический сток – это разность осадков и испарения.

Поскольку атмосферные осадки и температура воздуха резко, но закономерно меняются

с высотой, а основная часть годового речного стока Армении образуется от снеготаяния в высоких поясах, важно знать гипсометрические зоны водосбора, т.е. площадь и процентное соотношение каждого высотного пояса.

В этой работе данные распределяются по высотным поясам с интервалом в 1000 м (до 1000 м, 1000-2000 м, 2000-3000 м, 3000 м и больше). Для каждого бассейна вычисляется связь между высотой и атмосферными осадками. Выбираются те метеорологические станции, наблюдения которых можно использовать для данного речного бассейна. После этого вычисляются месячные атмосферные осадки для каждого высотного пояса бассейна в мм и млн. куб. м.

Месячное испарение рассчитывается для каждой гипсометрической зоны с помощью номограммы соотношения температуры и осадков (Константинов, 1968; Валесян, 1955). Результаты представляются в мм и млн. куб. м.

Далее рассчитывается речной сток. Для этого нужно восстановить природный сток реки, исключив из измеренного стока в заключительном гидрологическом посту бассейна все искусственные воздействия (водозабор, водоотвод, наличие каналов и водохранилищ в бассейне и их количественное воздействие на речной сток). Речной сток также представляется в мм и млн. куб. м.

Итак, для составления водного баланса изученных бассейнов рассмотрены три из четырех его компонентов: атмосферные осадки, испарение и речной сток. Как было отмечено выше, четвертый компонент – глубинный сток, получается с помощью уравнения водного баланса:

$$X - Y_{\text{реч}} - E = \pm Y_{\text{глуб}} \quad (3)$$

Составление водного баланса в речных бассейнах без данных гидрологических наблюдений более актуальная, но значительно сложная задача. Ее решению посвящена отдельная часть программы. Для работы программы некоторые необходимые данные (гипсометрические зоны бассейна с интервалом 1000 м, атмосферные осадки для каждого высотного пояса) импортируются из ее первой части. Необходимо также ввести:

- минимальные, средние и максимальные месячные значения температуры для каждого высотного пояса, для вычисления которых можно использовать "Справочник по климату СССР" (1969);

- месячные значения солнечной радиации.

Метод основан на подсчете талого, дождевого и глубинного стоков:

$$Y = Y_A + Y_T \pm Y_{\text{глуб}} \quad (4)$$

где Y_A – сток, который образуется от атмосферных осадков в виде дождя, Y_T – сток, который образуется от талого снега, $Y_{\text{глуб}}$ – глубинный сток. Подсчет дождевого стока производится в первой части программы.

В бассейнах без данных наблюдений вместо испарения используется испаряемость, которая вычисляется из уравнения Харгривса (FAO, 1998):

$$(PET)_m = 0.0023 \times (T_{\text{ср.м}} + 17.8) \times \sqrt{(T_{\text{макс.м}} - T_{\text{мин.м}})} \times Ra_m \quad (5)$$

где $(PET)_m$ – испаряемость данного месяца, $T_{\text{ср.м}}$ – средняя месячная температура, $T_{\text{макс.м}}$ – максимальная месячная температура, $T_{\text{мин.м}}$ – минимальная месячная температура, Ra_m – радиация данного месяца.

Расчет стока, образовавшегося за счет снеготаяния, производится следующим образом: если $T_{\text{ср.м}} > 0$, принимается, что в течение этого месяца осадков в виде снега не было. В противном случае (когда $T_{\text{ср.м}} \leq 0$) – осадки в виде снега, а накопление снега равно потенциальным осадкам в виде снега данного и предыдущего месяца.

Величина потенциального снеготаяния (СТ) на основании статистических подсчетов принимается 2 мм/день. Для произвольного месяца:

$$СТ = [1 + (2 \times T_{\text{ср.м}})] \times 30 \quad (6)$$

Следуя уравнению, если $T_{\text{ср.м}} < -0.5$, значение снеготаяния будет отрицательным. Месячное потенциальное снеготаяние не может быть отрицательным, так что надо исключить все отрицательные значения. Осуществляется переход от потенциального снеготаяния к потенциальному уравновешенному снеготаянию (УСТ):

если $СТ < 0$, $УСТ = 0$, если $СТ > 0$, $УСТ = СТ$.

Способ подсчета снежного покрова зависит от снегонакопления и потенциального уравновешенного снеготаяния. Если месячное снегонакопление больше, чем потенциальное уравновешенное снеготаяние, то снежный покров равен разнице снегонакопления и снеготаяния. В противном случае значение снежного покрова будет принято 0.

Для подсчета глубинного стока необходимо знать соотношение между поверхностным стоком и инфильтрацией. В зависимости от геологии бассейна, соотношение принимается по-разному. В программе по умолчанию установлено значение 70% для поверхностного стока, которое можно изменить. Также необходимо ввести значение дефицита влажности почвы, предел которого в программе по умолчанию 200 мм.

После введения этих параметров программа вычисляет речной сток. Подсчитываются значения для каждого высотного пояса в мм и млн. куб. м, а также средний месячный и средний годовой расход реки.

Ниже представлены вычисленные с помощью программы элементы водного баланса по месяцам для бассейнов рек Мегригет и Карчеван (табл. 1, 2; рис. 1, 2). Мегригет является бассейном с гидрологическими наблюдениями, а Карчеван – без наблюдений. Результаты обсуждены и приняты для практического использования в южном отделении Агентства по управлению водными ресурсами РА Министерства природопользования.

Таблица 1

Водный баланс бассейна р. Мегригет

Месяцы	Атмосферные осадки		Суммарное испарение		Речной сток		Глубинный сток	
	Х		Е		У		У _{глуб}	
	млн. м ³	мм	млн. м ³	мм	млн. м ³	мм	млн. м ³	мм
I	13.64	41	3.33	10	2.39	7	0.22	1
II	15.31	45	4.39	13	2.58	8	0.24	1
III	22.07	66	5.13	15	5.01	15	0.47	1
IV	27.12	81	9.02	27	14.83	44	1.39	4
V	28.96	86	13.16	39	19.93	59	1.87	6
VI	20.55	61	15.53	46	21.69	64	2.04	6
VII	13.1	39	13.77	41	12.12	36	1.14	3
VIII	9.72	29	13.79	41	4.48	13	0.42	1
IX	8.69	26	11.45	34	2.59	8	0.24	1
X	18.96	56	8.77	26	2.7	8	0.25	1
XI	16.37	49	5.31	16	2.96	9	0.28	1
XII	15.26	45	3.36	10	2.63	8	0.25	1
Год	209.75	624	107.01	318	93.91	279	8.83	27

Таблица 2

Водный баланс бассейна р. Карчеван

Месяцы	Атмосферные осадки		Испаряемость		Речной сток	
	Х		Е		У	
	млн. м ³	мм	млн. м ³	мм	млн. м ³	мм
I	0.56	20	0.56	20	0.05	2
II	0.73	26	0.73	26	0.05	2
III	1.11	40	1.43	51	1.12	40
IV	1.53	55	2.82	101	0.22	8
V	1.52	55	3.75	135	0.28	10
VI	1.2	43	4.34	156	0.05	2
VII	0.64	23	5.1	183	0.05	2
VIII	0.39	14	4.9	176	0.05	2
IX	0.52	19	2.9	104	0.05	2
X	0.88	31	1.87	67	0.05	2
XI	0.76	27	0.85	30	0.05	2
XII	0.56	20	0.49	18	0.05	2
Год	10.4	373	29.74	1067	2.07	76

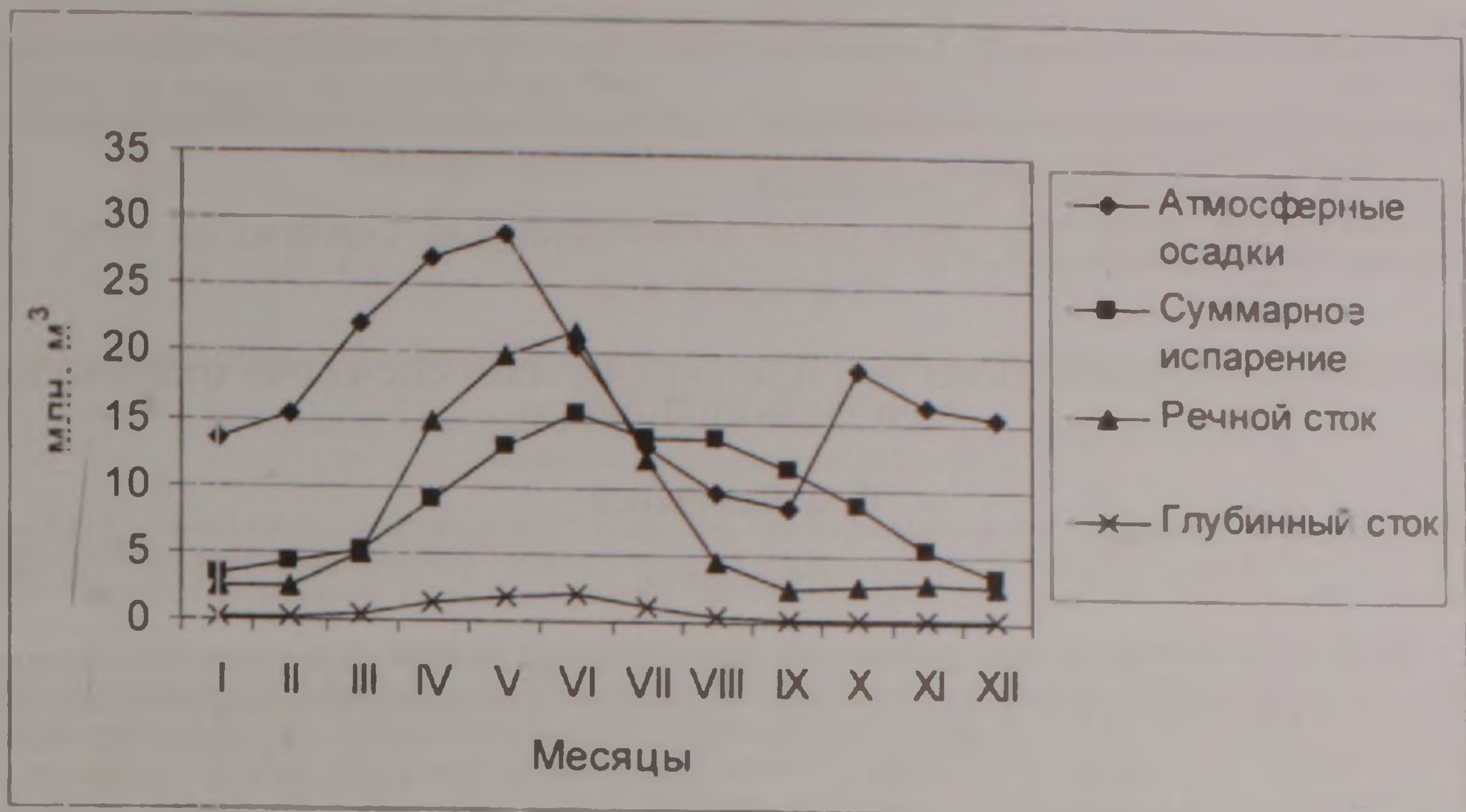


Рис. 1. Многолетний годовой ход элементов водного баланса бассейна р. Мегригет.

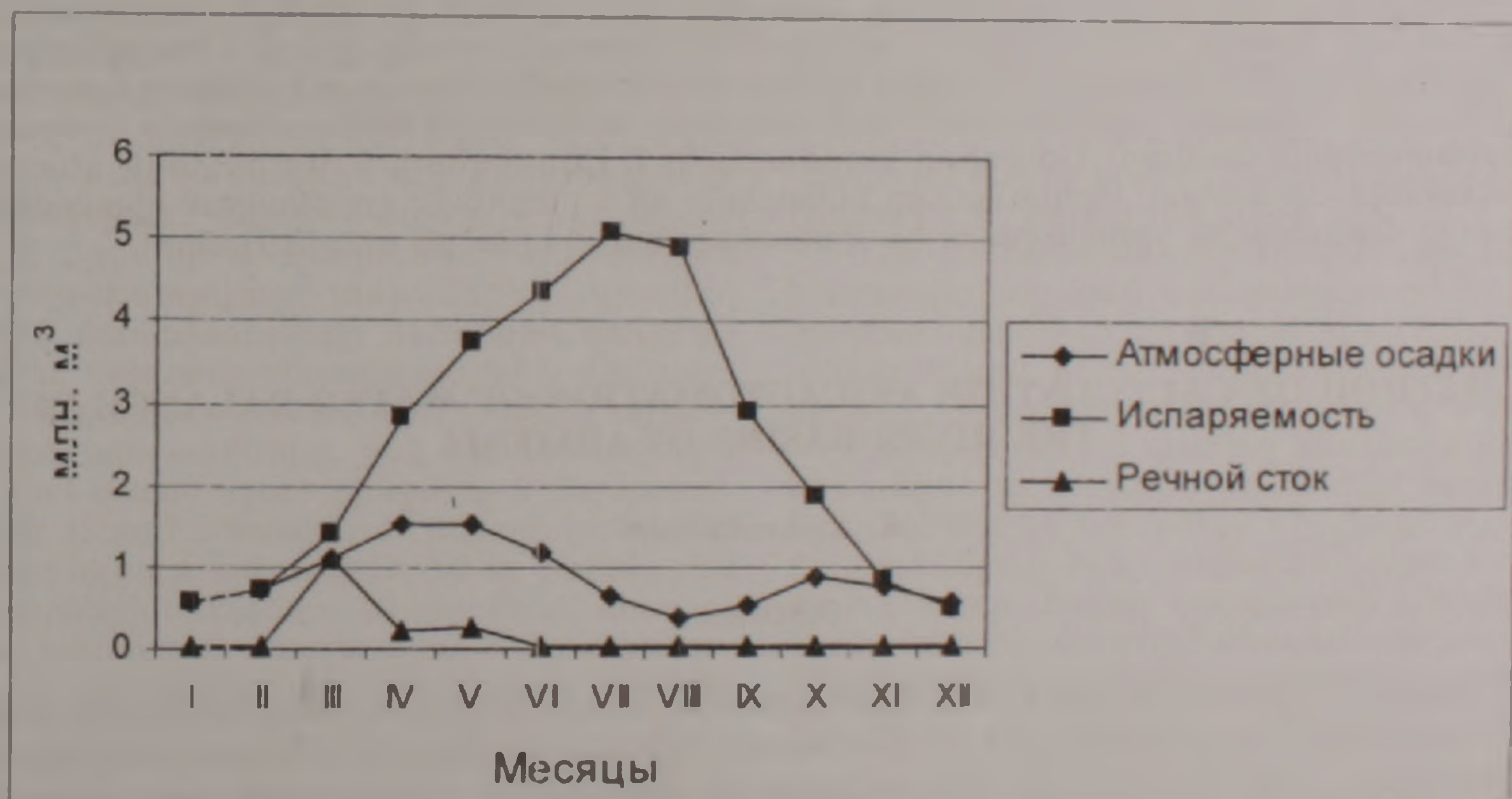


Рис. 2. Многолетний годовой ход элементов водного баланса бассейна р. Карчеван.

Автор выражает глубокую благодарность А. Мкртумяну за большую поддержку в создании компьютерной программы и А. Авакяну за ценные советы и замечания при подготовке работы.

Литература

Александрян Г.А. Атмосферные осадки в Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971, 180 с.
Александрян Г.А., Мнацаканян Б.П. Современный водный баланс Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1990, 190 с.

Андреев В.Г. Внутригодовое распределение речного стока, Л.: Гидрометиздат, 1960, 327 с.
Будыко М.И. Испарение в естественных условиях. Л.: Гидрометиздат, 1948, 136 с.
Валесян В.П. Исследование стока горных рек Армянской ССР. М.: Изд. АН СССР, 1955, 180 с.
Владимиров Л. А. Водный баланс Большого Кавказа, Тбилиси: Мецниереба, 1970, 142 с.
Зайков Б.Д. Средний сток и его распределение в году на территории Кавказа. Л.: Гидрометиздат, 1946, 64 с.
Константинов А.Р. Испарение в природе. Л.: Гидрометиздат, 1968, 532 с.
Львович М.И. Водный баланс СССР и его преобразование. М.: Наука, 1969, 338 с.
Справочник по климату СССР, выпуск 16, Армянская

ССР. Температура воздуха и почвы. Л. Гидрометиздат, 1969, 193с.

Մնացականյան Բ.Պ. Հայաստանի ջրային հաշվեկշիռը: Երևան՝ Ջանգակ-97, 2005, 184 էջ

Չրինգարյան Լ.Ա. Մնացականյան Բ.Պ., Աղաբաբյան Կ.Ա., Թոքմաջյան Հ.Վ. Հայաստանի գետերի և լճերի ջրագրությունը: Երևան՝ Ագրուպրես, 2002, 49 էջ

FAO, Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 56, Rome, (Hargreaves method), 1998 <http://www.fao.org/docrep/X0490E/x0490e00.HTM>

Рецензент В.О. Саргсян

ՀԱՅ ԱՍՏԱՐԻ ԳԵՏԱՎԱԶԱՆՆԵՐԻ ՋՐԱՅԻՆ ՀԱՇՎԵԿՇԻՐԻ ՀԱՇՎԱՐԿԻ ՄԵԹՈԴԸ ԵՎ ՆՐԱ ԱՎՏՈՄԱՏԱՑՈՒՄԸ

Ա. Ա. Առաքելյան

Ամփոփում

Սույն աշխատանքում գրականության վերլուծության հիման վրա մշակվել է ջրային հաշվեկշիռի կազմման մեթոդ և ալգորիթմ Հայաստանի ջրաչափական դիտարկումներ ունեցող և չունեցող գետավազանների համար: Գոյություն ունեն ջրային հաշվեկշիռի հաշվարկման բազմաթիվ մեթոդներ և համակարգչային ծրագրեր, որոնք ներկայումս օգտագործվում են աշխարհի տարբեր երկրներում: Նրանցից մի մասը իրենցից ներկայացնում են մանրամասն, համակարգված մեթոդաբանություն, որն իր մեջ է ներառում ջրային հաշվեկշիռի կազմման համար տեսականորեն բոլոր անհրաժեշտ պարամետրերը: Սակայն գործնականում հաճախ անհրաժեշտություն է առաջանում ջրային հաշվեկշիռի կազմումը գետավազանի ոչ ամբողջական հիդրոոդերևութաբանական ուսումնասիրության պայմաններում: Այդպիսի իրավիճակը հատուկ է Հայաստանի հիմնական գետերի վտակներին և փոքր գետակներին, որոնց ջրային հաշվեկշիռը կազմելու համար նախատեսված է մեր կողմից առաջարկվող մեթոդը, ալգորիթմը և համակարգչային ծրագիրը: Անհրաժեշտ է նաև նշել այն, որ ծրագիրը նախատեսված է ազատ օգտագործման համար: Ծրագիրը փորձարկվել է Մեղրիգետի և Կարճևանի գետավազանների օրինակով: Արդյունքները քննարկվել են և ընդունվել գործնական կիրառման համար Հարավային ջրավազանային կառավարման տարածքի գրասենյակում:

METHOD OF CALCULATION AND AUTOMATION OF WATER BALANCE OF THE RIVER BASINS OF ARMENIA

A. A. Arakelyan

Abstract

Based on literature review a method and algorithm for calculating the water balance for river basins of Armenia with hydrological observations and river basins without hydrological observations is developed. There are many methods and computer programs for calculating the water balance, which are currently used in many countries. Some of them represent a detailed, systematic methodology that include all possible parameters for the calculation of balance. However, in practice it is often necessary to calculate the water balance in a river basin, where incomplete hydrometeorological data exist. This situation is typical for the tributaries of major rivers and small rivers of Armenia, to calculate the water balance of which we have proposed our method, algorithm and computer program. It should be noted also that the program is intended for free use. The results have been discussed and accepted for practical use at the Southern Basin Management Unit

ԵՂԱՆԱԿԱՅԻՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ ՀՀ-ՈՒՄ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼԵՌՆԱՇԽԱՐՀՈՒՄ ԼՈԿԱԼ ԱՆՏԻՑԻԿԼՈՆԻ ՉԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿ

© 2010 թ. Գ. Հ. Սուրենյան*, Ա. Վ. Խոյեցյան**, Ս. Վ. Խաչատրյան*,
Ս. Հ. Մելքոնյան*

* «Հայաստանի հիդրոոդերևութաբանության և մոնիտորինգի ծառայություն» ՊՈԱԿ, 0058 Երևան, լ.եռ 54, ՀՀ,
E-mail: sinoptik.50@mail.ru

** Երևանի պետական համալսարան, 0049, Երևան, Ալեք Մանուկյան 1, ՀՀ
Հանձնված է խմբագրություն 20.10.2009 թ.

Դեկտեմբեր-փետրվար ամիսներին ՀՀ տարածքի եղանակակիմայական պայմանները ձևավորող առավել ազդեցիկ սինոպտիկական պրոցեսների շարքին է դասվում լոկալ անտիցիկլոնը, որը հատկապես մեծ ազդեցություն է ունենում Շիրակի, Արարատյան, Մասրիկի, Սիսիանի միջլեռնային գոգավորությունների եղանակային պայմանների ձևավորման վրա:

Հանրապետության միջլեռնային գոգավորություններում, մասնավորապես Արարատյան, Շիրակի, Մասրիկի դաշտերում և Սիսիանի գոգավորությունում ուժեղ սառնամանիքների ձևավորման կարևոր պայմաններից մեկը համդիսանում է Հայկական լեռնաշխարհի տարածքում երկու կամ ավելի իզոթարմերով արտահայտված լոկալ անտիցիկլոնի առաջացումը: Օդի ջերմաստիճանը այս անտիցիկլոնի ազդեցության ժամանակ Շիրակի և Մասրիկի դաշտում կարող է նվազել մինչև $-35...-40^{\circ}\text{C}$, Սիսիանի գոգավորությունում՝ $-30...-35^{\circ}\text{C}$, Արարատյան դաշտում՝ $-27...-32^{\circ}\text{C}$ ցրտի: Այդ սառնամանիքները հիմնականում կրում են ինվերսիոն բնույթ: Բացի այդ այս անտիցիկլոնում Շիրակի և Արարատյան դաշտերում դեկտեմբեր-փետրվար ամիսներին դիտվող ինվերսիոն մառախուղները մեծապես վատթարացնում են ավտոտրանսպորտային և «Չվարթնոց» ու «Գյումրի» օդանավակայանների աշխատանքային պայմանները, իսկ մառախուղների հետևանքով առաջացած ջինջառը և մերկասառույցը մեծ վնաս են հասցնում էլեկտրական և հեռահաղորդակցության ուղիներին ու բազմաթիվ ավտոմեքանիքների պատճառ են դառնում: Հետևաբար վերը թվարկված վտանգավոր օդերևութաբանական երևույթների կանխատեսումը առավել հուսալի դարձնելու համար նպատակ է դրվել ուսումնասիրել ՀՀ եղանակակիմայական պայմանների ձևավորման վրա լոկալ անտիցիկլոնի դրսևորման առանձնահատկությունները:

Առաջին անգամ բարտեզագրվել է օդի ջերմաստիճանի և մթնոլորտային ճնշման տենդենցիայի փոփոխման մեծությունները ՀՀ տարածքում այս բարիկական դաշտի ազդեցության դեպքում: Տվել է այս բարիկական դաշտի ազդեցությամբ տարեկան և ամսական դեպքերի թիվը, 60 տարիների կտրվածքով այս երևույթի փոփոխությունների դինամիկան:

Հետազոտման նյութերը. Երևույթի ուսումնասիրման համար հիմք են ծառայել Հայպետհիդրոմետում արխիվապահված 1948-2008 թթ.-ի մթնոլորտի գեոմամբլում շերտի սինոպտիկական, ստանդարտ իզոթարմ մակերևույթների բարիկական, թերմոբարիկական, խոնավության դաշտի քարտեզները, 2000-2008 թթ.-ի բազմաթվանդակ արբանյակային լուսանկարները, մթնոլորտի ուղղահայաց կտրվածքի աերոլոգիական դիագրամ-

ները և հանրապետության օդերևութաբանական կայաններից ստացված տեղեկատվությունը:

Ուսումնասիրման արդյունքները. Ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ այս անտիցիկլոնը առաջանում է հանրապետություն ներխուժած ցուրտ ճակատի անցումից հետո, երբ ողջ լեռնաշխարհում հաստատվում է կայուն և հզոր ձնածածկույթ: Անտիցիկլոնի կենտրոնը գտնվում է կամ ՀՀ տարածքում կամ նրանից հարավ-արևմուտք՝ Վանա լճի շրջաններում: Անտիցիկլոնի կենտրոնում ճնշումը հիմնականում տատանվում է 1030-1035 մբ սահմաններում, սակայն առանձին դեպքերում այն կարող է հասնել 1045-1050 մբ (Սուրենյան, Խոյեցյան, 2008):

Այս բարիկական դաշտը հիմնականում լինում է ստացիոնար կամ դանդաղաշարժ և կարող է պահպանվել 10-15 օր: Զայքայվում է, երբ հարավ-արևմուտքից դեպի Կովկաս դիտվում է հզոր ցիկլոնի ներթափանցում (Захаров, 1957):

Անտիցիկլոնում դիտվող ինտենսիվ վարընթաց հոսանքները և սլարգ եղանակը նպաստավոր պայմաններ են ստեղծում միջլեռնային գոգավորություններում հզոր ինվերսիոն շերտի առաջացման համար: Ուժեղ զարգացած ինվերսիաների ժամանակ ջերմաստիճանային տարբերությունը շերտի ստորին և վերին սահմանում կարող է հասնել $10-12^{\circ}\text{C}$ (Սուրենյան, Խոյեցյան, 2008):

2006թ.-ի դեկտեմբերի 29-31-ը և 2007թ.-ի հունվարի 1-4-ը Արարատյան դաշտում դիտվել է ուժեղ սառնամանիք: Օդի ջերմաստիճանը Արմավիրում, Արարատում, Երևան-Չվարթնոցում, Երևան-Ագրոյում այդ օրերին նվազեց մինչև $-24...-26^{\circ}\text{C}$ ցրտի:

Այդ օրերին ՀՀ-ում սինոպտիկական իրավիճակը հետևյալն էր:

Դեկտեմբերի 27-28-ը ՀՀ տարածքով անցավ ցուրտ մթնոլորտային ճակատ և հյուսիս-արևմուտքից դիտվեց ցուրտ օդի ինտենսիվ ադվեկցիա: Ամենուրեք տեղաց առատ ձյուն: Դեկտեմբերի 29-ին Հայկական լեռնաշխարհի տարածքում, բարձրադիր լաժբինայի թիկունքային մասում ձևավորվեց անտիցիկլոն, որի կենտրոնական մասում ճնշումը 1035 մբ է: ԲՏ (բացարձակ տոպոգրաֆիա) 850 մբ մակերևույթում ՀՀ տարածքը գտնվում է արևմուտքից դեպի Կասպից ծով ուղղված բարձր կատարի առաջնային մասում, հյուսիսարևմտյան հոսքերի ազդեցության գոտում:

ԲՏ 500 մբ մակերևութային բարձր լածիքնան տեղափոխվել է Լուսապից ծով: ՀՀ տարածքը գտնվում է նրա քիկունքային մասում, որտեղ հոսքերը հյուսիսարևմտյան են և նվաստավոր պայմաններ են ստեղծում երկրի մակերևութի վրա ճնշման աճի հստակ (Погосян, 1947):

Այսպիսով Արարատյան դաշտում դիտված ուժեղ սառնամանիքները պայմանավորված են եղել ցուրտ ճակատի անցումից հետո երկրի մակերևութի վրա Հայկական լեռնաշխարհի տարածքում ձևավորված անտիցիկլոնի կենտրոնի առկայությամբ, որտեղ դիտվել են վարընթաց հոսանքներ, ԲՏ 850 մբ և ԲՏ 500 մբ մակերևութում՝ էյուսիսարևմտյան հոսքեր: Վարընթաց հոսանքներով, պարզ եղանակային պայմաններով և ծյան շերտի առկայությամբ պայմանավորված՝ ձևավորվել է հզոր ինվերսիոն շերտ, որի ստորին մասում դիտվել են ուժեղ սառնամանիքներ:

Երբ ինվերսիայի ստորին սահմանում օդի ջերմաստիճանը մոտենում է ցողի կետի ջերմաստիճանին, ձևավորվում է մառախուղ, որը տուրբուլենտակնություն բացակայության պայմաններում ցերեկային ժամերին չի ցրվում: Ուսումնասիրությունները ցույց տվեցին, որ մառախուղը ՀՀ գոգավորություններում առաջանում է անտիցիկլոնի ձևավորումից 3-4 օր հետո: Մառախուղի առկայության ժամանակ ՀՀ գոգավորություններում գիշերային (վազագույն ջերմաստիճանները զգալի բարձրանում են, փոխարենը ջերմաստիճանի կտրուկ անկում է դիտվում ցերեկային ժամերին, ուր հանգեցնում է ջերմաստիճանի օրական ամպլիտուդի վճալի փոքրացման: Նմանատիպ պայմաններում լեռնային շրջաններում օդի առավելագույն ջերմաստիճանը լինում է 5-7°C-ով, իսկ Սյունիքում, Լոռիում և Տավուշում 18-20°C-ով ավելի բարձր, քան գոգավորություններում:

Ինվերսիայի ձևավորման առաջին երկու օրերին մառախուղը հիմնականում ընդգրկում է Արարատյան դաշտի ամենացածրադիր՝ 850-900 մ բարձրությունները: Այնուհետև ջերմային հաշվեկշռի բացասական լինելու պատճառով օր օրի ջերմաստիճանը նվազում է 1-2°C, և ինվերսիայի ստորին սահմանը սկսում է բարձրանալ, որն ուղեկցվում է մառախուղի ստորին սահմանի բարձրացմամբ:

Ինվերսիայի ձևավորման 4-5-րդ օրը մառախուղի ստորին սահմանը տարածվում է մինչև 1300-1500 մ բարձրությունները՝ Արարատյան դաշտի ցածրադիր հատվածների համար դառնալով արդեն բարձրացած մառախուղ: 850-1500 մ բարձրությունների վրա դիտվում է հոմոթերմիա, իսկ 1500 մ-ից բարձր՝ ջերմաստիճանի աճ:

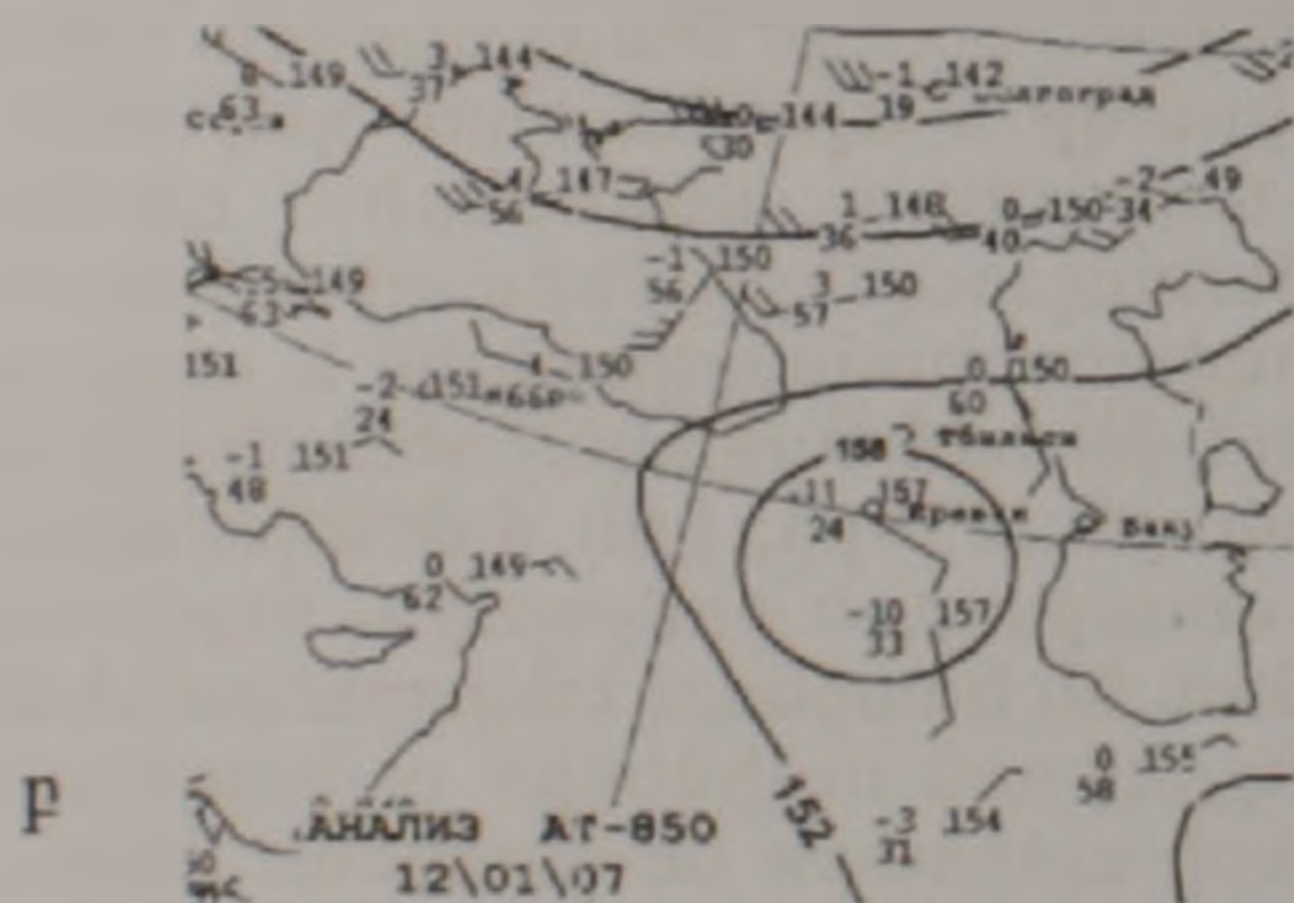
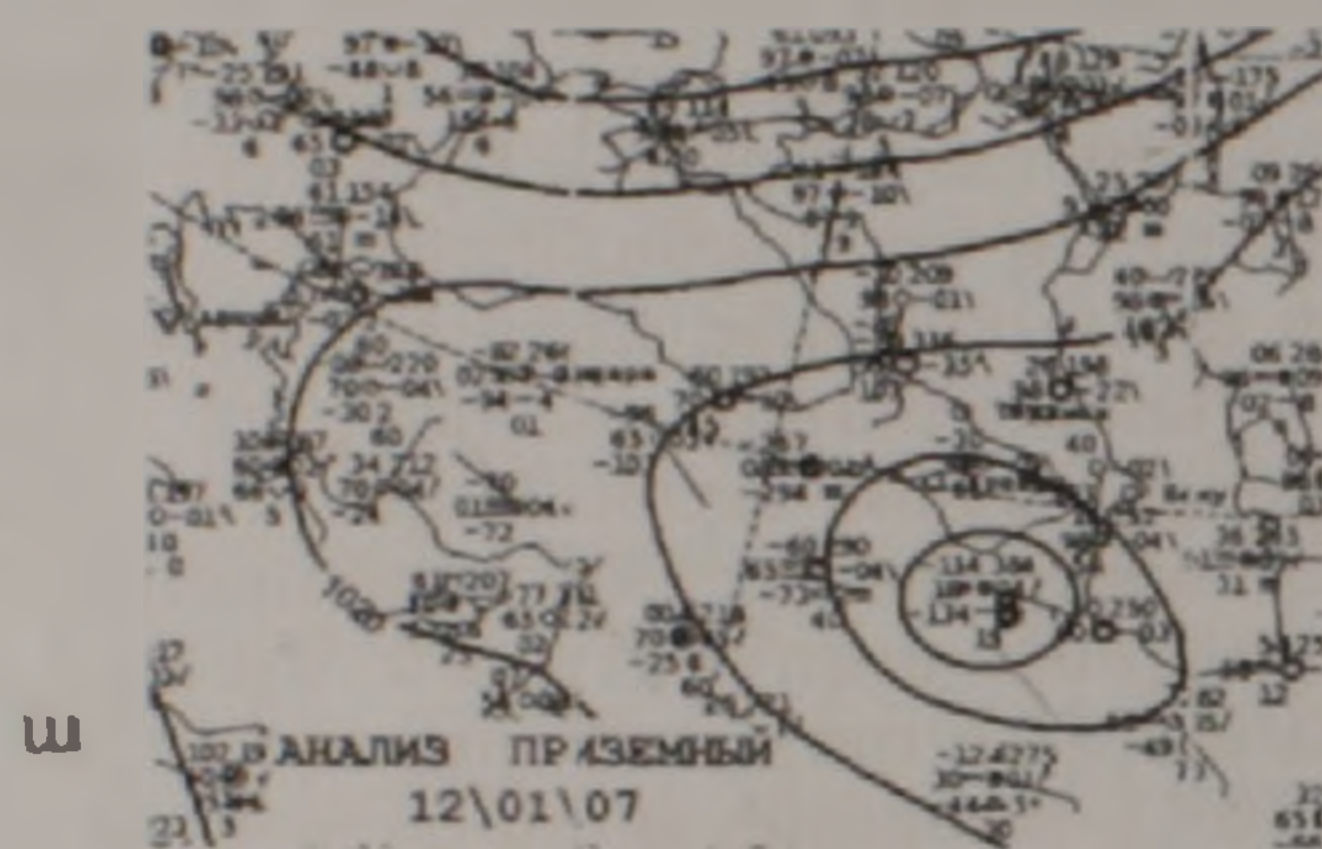
Նման սլայմաններում առաջանում է ջինջառ և մերկասառույց, որի տրամագիծը հաճախ հասնում է 3-4 սմ-ի:

2007թ.-ի հունվարի 7-20-ը Արարատյան դաշտում անընդհատ դիտվել է մառախուղ, ջինջառ և մերկասառույց: Առանձին օրերին մառախուղում հորիզոնական տեսանելիությունը հասել է 10-20 մ, որը համարվում է առավել վտանգավոր:

Հունվարի 5-ին ՀՀ տարածք հարավ-արևմուտքից ներթափանցած ցիկլոնի ազդեցությամբ անտիցիկլոնը քաքայվեց: Ամենուրեք դիտվեց ձյուն: Հունվարի 6-ին ցիկլոնը տեղափոխվեց

Ղազախստանի տարածք և Հայկական լեռնաշխարհում, այդ ցիկլոնի ցուրտ մթնոլորտային ճակատի քիկունքային մասում կրկին ձևավորվեց ջերմային ծագում ունեցող անտիցիկլոն, որը, աստիճանաբար զարգանալով, պահպանվեց մինչև հունվարի 20-ը: Անտիցիկլոնը ընդգրկված էր երկու իզոթարներով, կենտրոնը գտնվում էր Ուրմիա լճի շրջաններում՝ 1038մբ ճնշման արժեքով, և տարածվում էր մինչև ԲՏ 850 մբ մակերևութը (նկ.1ա):

ԲՏ 850 մբ մակերևութում Փոքր Ասիայում և ընդհանրապես ՀՀ տարածքը շրջապատող բոլոր կայաններում օդի ջերմաստիճանը բարձր է 8-10°C-ով: Անտիցիկլոնը այս մակերևութում արտահայտվում է մեկ իզոհիպսով, կենտրոնը գտնվում է Մոսկվի վրա՝ 157 դմ բարձրությամբ (նկ.1բ):



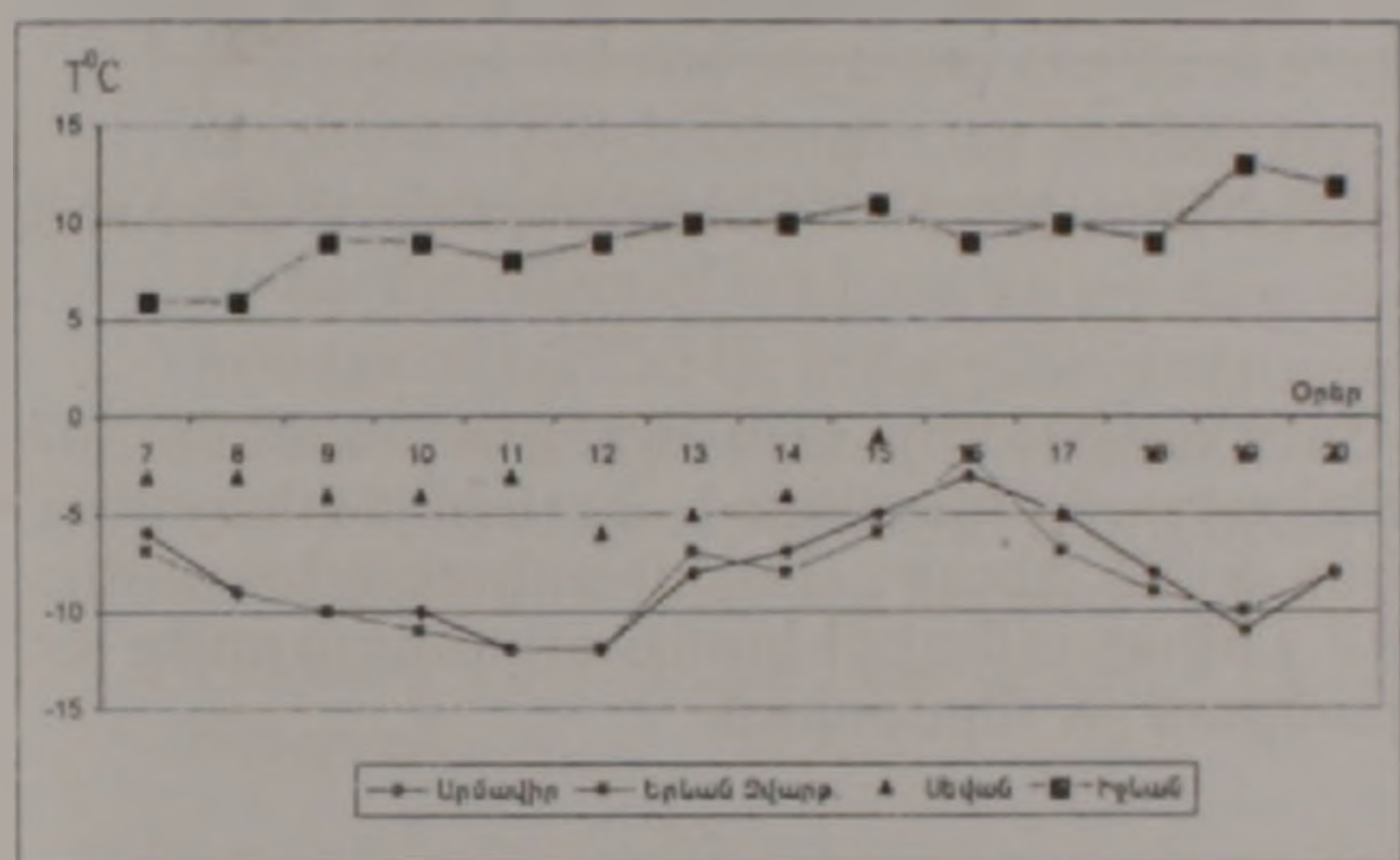
Նկ.1 Լոկալ անտիցիկլոնը Հայկական լեռնաշխարհի տարածքում եղանակի երկրամերձ շերտի սինօպտիկական(ա) և նրան համապատասխանող բերմոքարիկական դաշտը ԲՏ850մբ մակերևութի բարիկալան(բ) քարտեզների վրա

Հունվարի 7-ին ինվերսիայի ստորին սահմանը գտնվում էր 850-900 մ բարձրություններում և մառախուղ դիտվում էր միայն Արարատյան դաշտի ցածրադիր հատվածներում: Հունվարի 8-ից ինվերսիայի ստորին սահմանը աստիճանաբար սկսեց բարձրանալ՝ հունվարի 12-ին հասնելով 1450 մ բարձրության: Ինվերսիայի ստորին սահմանի հետ մառախուղը նույնպես բարձրացավ մինչև նույն բարձրությունները՝ Արարատյան դաշտի ցածրադիր հատվածների համար դառնալով բարձրացած մառախուղ: Արարատյան դաշտի նախալեռնային հատվածում հորիզոնական տեսանելիությունը փոքրացավ և հասավ 20-30 մ-ի: 850-1450 մ բարձրություններում դիտվում էր հոմոթերմիա, 1450 մ-ից վեր՝ ջերմաստիճանի աճ: Այդ օրերին նշված բարձրություններում օդի նվազագույն ջերմաստիճանը գիշերը

տատանվում էր $-15...-17^{\circ}\text{C}$, իսկ գերեկային առավելագույն ջերմաստիճանը՝ $-10...-12^{\circ}\text{C}$ սահմաններում: Ամենուրեք դիտվում էր ջինջառ և մերկասառույց: 1200-1400 մ բարձրությունների վրա ջինջառի տրամագիծը հասնում էր 6-7 սմ-ի:

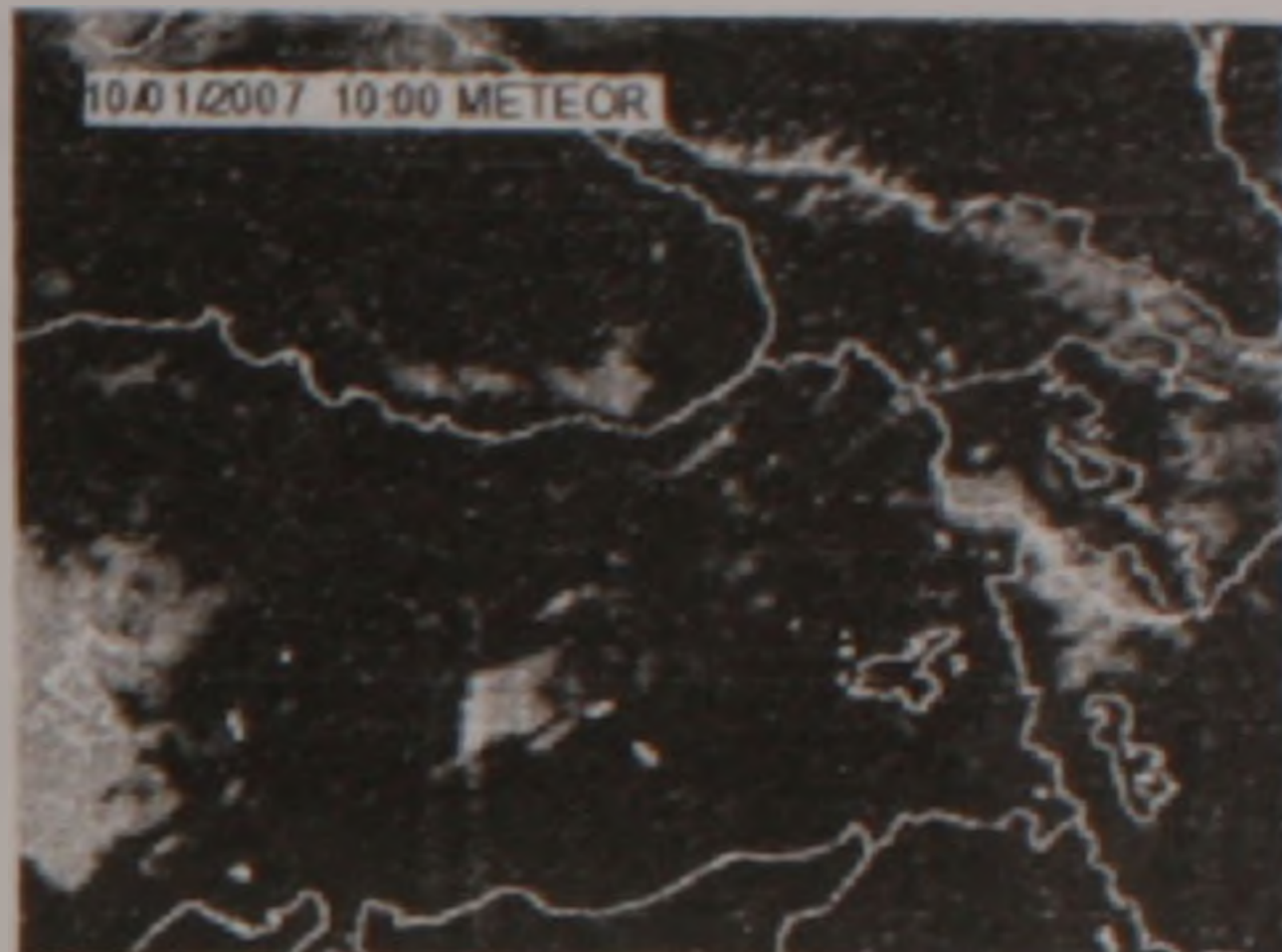
ԲՏ 700 մ բնակեցություն այդ օրերին ՀՀ տարածքից դեպի հարավ-արևմուտք ձևավորվել էր մեկ իզոիիպսով արտահայտված բարձրադիր ցիկլոն: ՀՀ տարածքը գտնվում էր այդ ցիկլոնի առաջնային մասում, հարավարևմտյան հոսքերի գոտում և այդ մակերևույթում դիտվում էր տաք օդի աղվեկցիա:

Այդ օրերին ՀՀ լեռնային շրջաններում օդի առավելագույն ջերմաստիճանը $4-6^{\circ}\text{C}$, իսկ Տավուշում և Սյունիքում $18-20^{\circ}\text{C}$ -ով բարձր էր քան Արարատյան դաշտում, որը պայմանավորված էր այստեղ ձևավորված հզոր ինվերսիոն շերտի և մառախուղի առկայությամբ (նկ.2):



Նկ.2 Օդի առավելագույն ջերմաստիճանի ընթացքը հունվարի 7-20-ը ՀՀ տարբեր շրջաններում

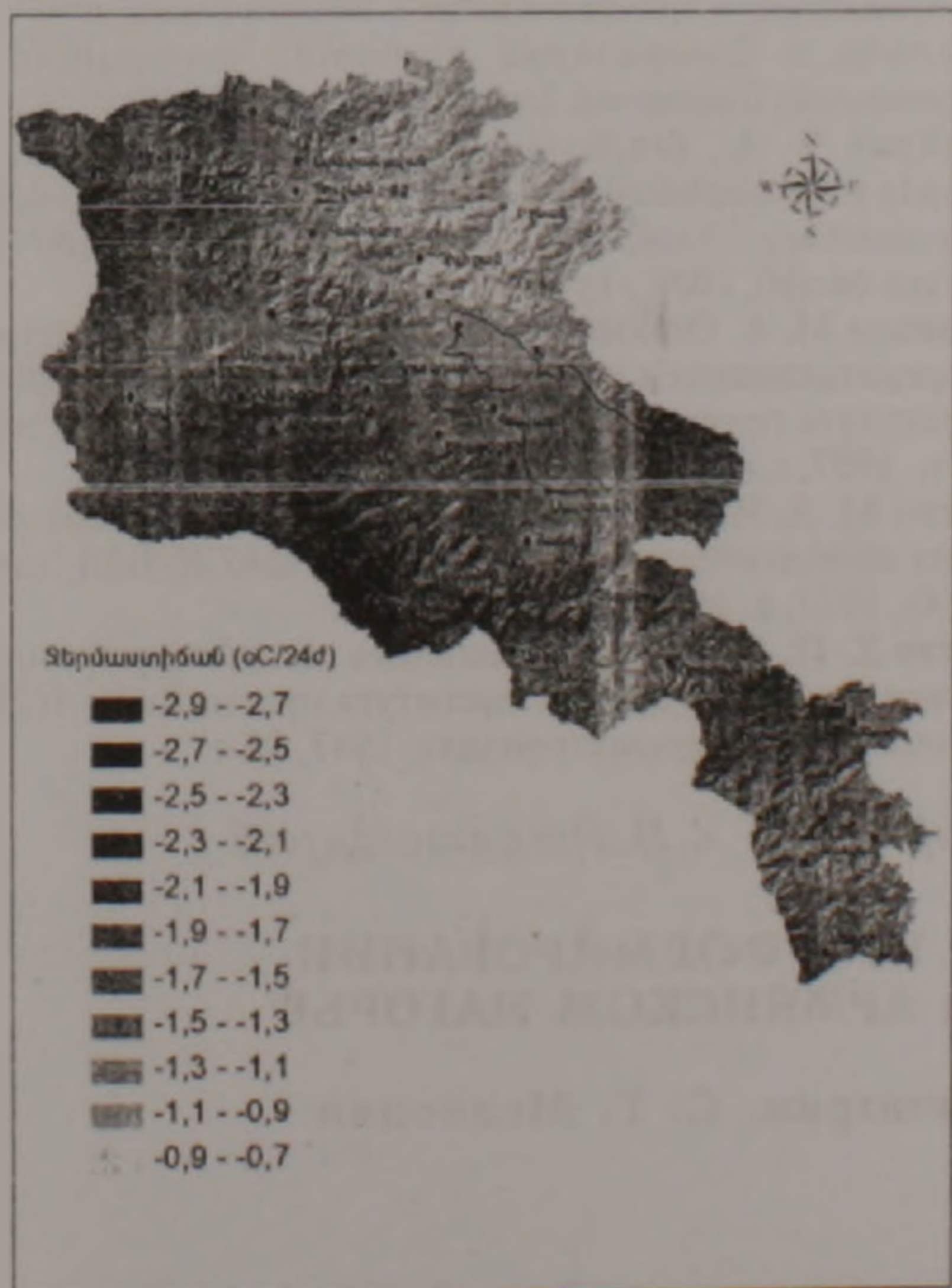
Արբանյակային լուսանկարի վրա լավ երևում է մառախուղի ընդգրկման շրջանները: Այն հիմնականում ընդգրկում է Արարատյան և Նախիջևանի դաշտերը նրանց նախալեռնային շրջաններով (նկ.3):



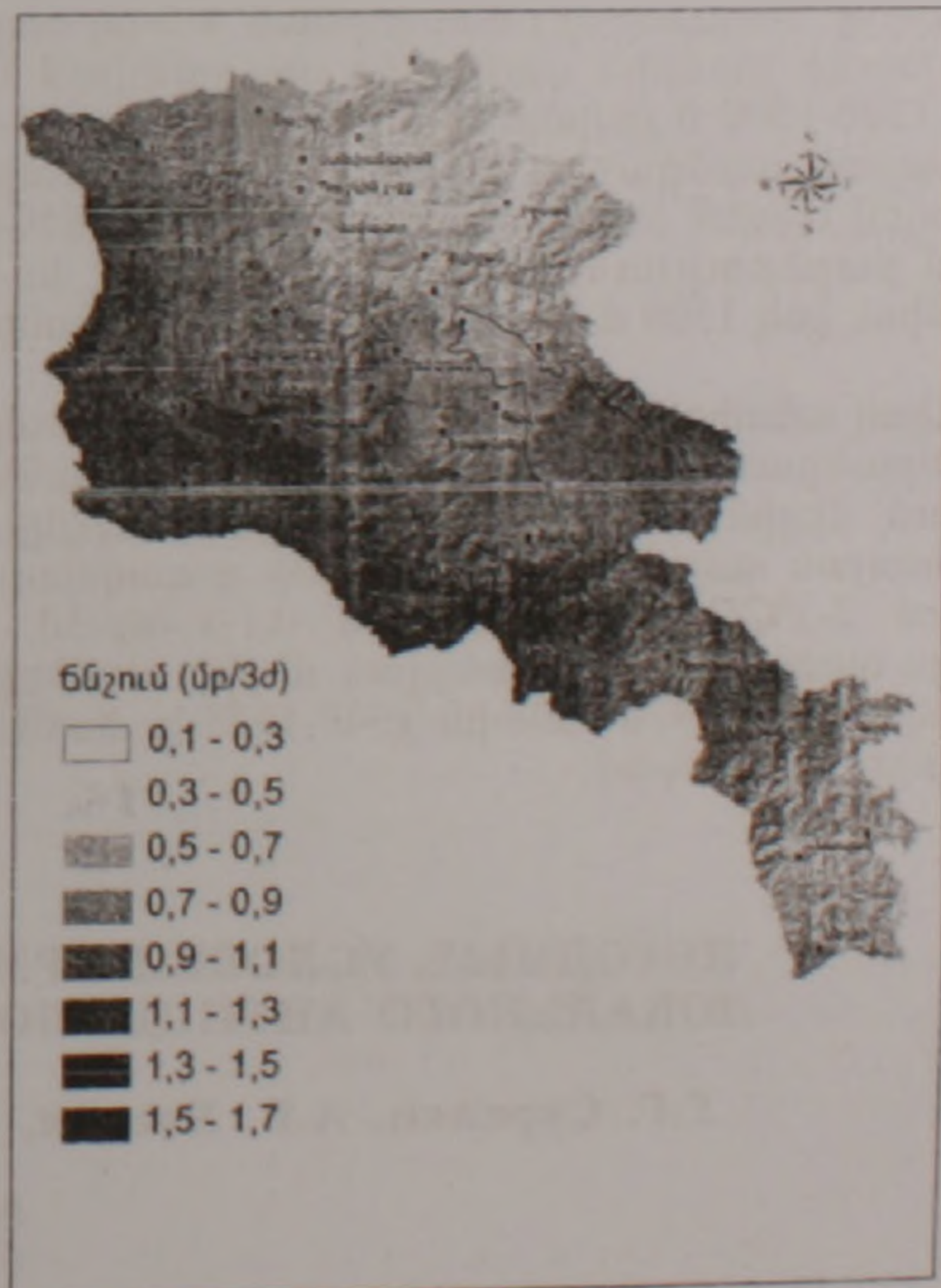
Նկ.3. Մառախուղը արբանյակային լուսանկարի վրա

Նմանատիպ մառախուղների քայքայման համար նպաստավոր պայման է հանդիսանում անտիցիկլոնի քայքայումը և ցիկլոնային եղանակը, քամիների ուժգնացումը: Նման պայմաններում մեծանում է օդի տուրբուլենտականությունը, որը բերում է ինվերսիոն շերտի վերացման:

1948-2008 թթ.-ի նման պրոցեսներով 1144 դեպքերի ուսումնասիրությունները ցույց տվեցին, որ Լոկալ անտիցիկլոնի ազդեցության ժամանակ ՀՀ տարածքում դիտվում է օդի ջերմաստիճանի նվազում՝ միջինը $1-2^{\circ}\text{C}/24\text{ժ.}$, Շիրակի, Մասրիկի, Արարատյան դաշտերում և Սիսիանի գոգավորությունում՝ $2-3^{\circ}\text{C}/24\text{ժ.}$ (նկ. 4ա), ճնշման աճ՝ $0.1-1.4$ մբ/3ժ (նկ. 4բ):



ա



բ

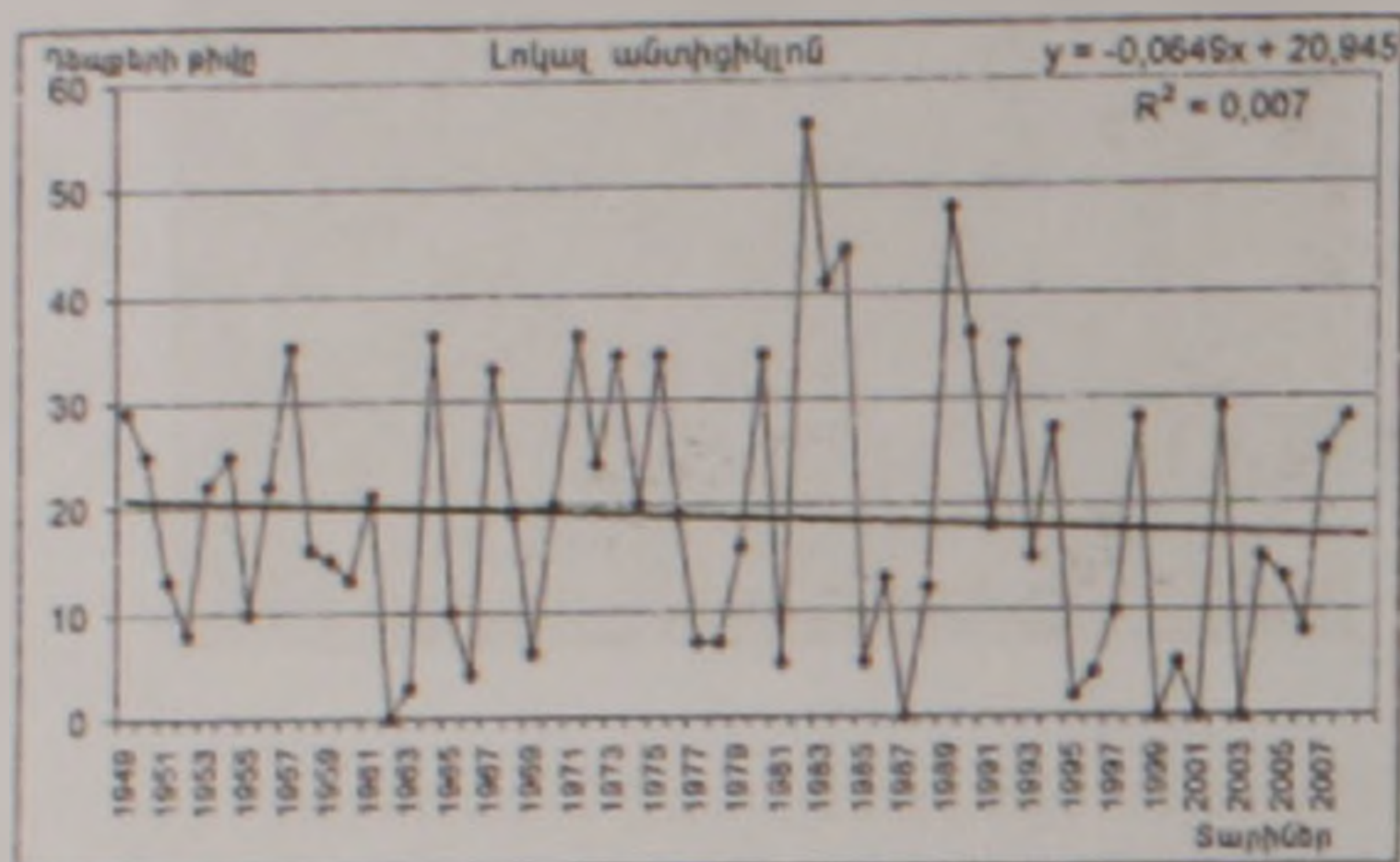
Նկ 4 Ջերմաստիճանի(ա) և ճնշման(բ) միջին փոփոխությունը ՀՀ տարածքում Լոկալ անտիցիկլոնի առկայության պայմաններում

Հիմնականում գերակշռում են պարզ, առանց տեղումների եղանակային պայմաններ, բացառությամբ միջլեռնային գոգավորությունների, որտեղ առավելապես գիշերը և առավոտյան դիտվում է մառախուղ:

Երբ անտիցիկլոնը առաջանում է ինտենսիվ ցուրտ ներխուժումներից հետո, օդի ջերմաստիճանը Շիրակի և Մասրիկի դաշտերում կարող է

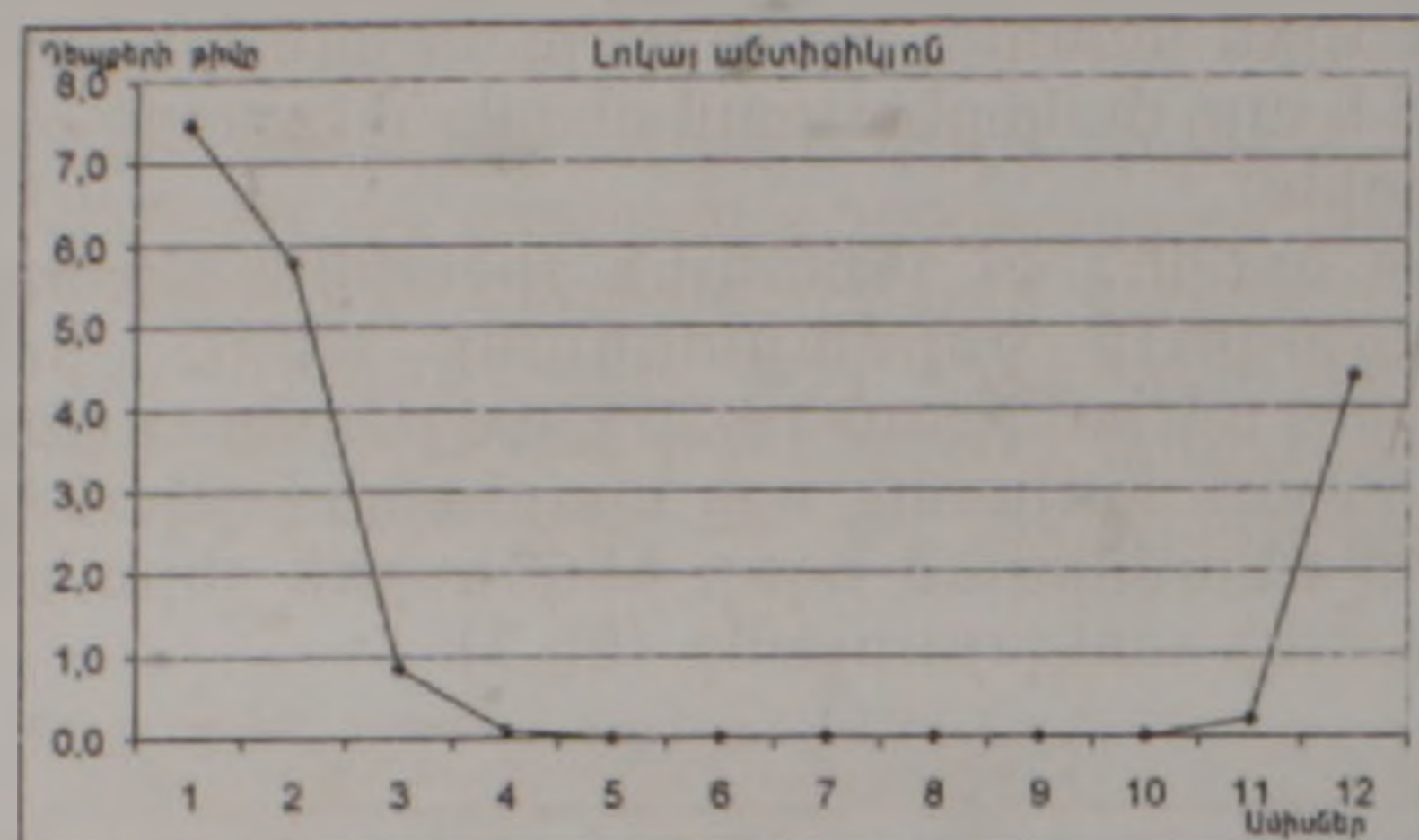
նվազել մինչև $-35...-40^{\circ}\text{C}$, Սիսիանի գոգավորությունում՝ $-30...-35^{\circ}\text{C}$, Արարատյան դաշտում՝ $-27...-32^{\circ}\text{C}$ ցրտի: Այդ սառնամանիքները հիմնականում կրում են ինվերսիոն բնույթ (Кюрегян, 1937):

Այս պրոցեսի կրկնելիության միջին արժեքը ՀՀ տարածքում 1978-2008թթ.-ին 1948-1978թթ.-ի համեմատ նվազել է 2%-ով (նկ.5 ա):



ա

Նկ.5 Լոկալ անտիցիկլոնի ներթափանցման դեպքերի թվի դինամիկան 1948-2008թթ.-ին(ա) և նրա ազդեցությամբ դեպքերի թվը ըստ ամիսների(բ)



բ

Ըստ ամիսների այս պրոցեսի ամենամեծ կրկնելիությունը դիտվում է հունվար-փետրվար ամիսներին՝ միջինը 6-7 դեպք: Մայիս-հոկտեմբեր ամիսներին Լոկալ անտիցիկլոնի ազդեցությունը ՀՀ տարածքում չի նկատվում (նկ. 5բ):

Ըստ ամիսների այս պրոցեսի ամենամեծ կրկնելիությունը դիտվում է հունվար-փետրվար՝ միջինը 6-7.5 դեպք: Մայիս-հոկտեմբեր ամիսներին Լոկալ անտիցիկլոնի ազդեցությունը ՀՀ տարածքում չի նկատվում:

Եզրակացություն

Անտիցիկլոնի ձևավորումից 2-3 օր հետո ՀՀ միջլեռնային գոգավորություններում ձևավորվում են ինվերսիոն մառախուղներ, ջինջառ և մերկասառույց: Ինվերսիայի ձևավորման 4-5-րդ օրը մառախուղի ստորին սահմանը տարածվում է մինչև 1300-1500 մ բարձրությունները՝ Արարատյան դաշտի ցածրադիր հատվածների համար դառնալով արդեն բարձրացած մառախուղ: 850-1500 մ բարձրությունների վրա դիտվում է հոմոթերմիա, իսկ 1500 մ-ից բարձր՝ ջերմաստիճանի աճ:

Լոկալ անտիցիկլոնի ազդեցության ժամանակ ՀՀ տարածքում դիտվում է օդի ջերմաստիճանի նվազում՝ միջինը $1-2^{\circ}\text{C}/24\text{ժ.}$, Շիրակի, Մասրիկի, Արարատյան դաշտերում և Սիսիանի գոգավորությունում՝ $2-3^{\circ}\text{C}/24\text{ժ.}$, ճնշման աճ՝ $0.1-1.4\text{մբ}/3\text{ժ.}$:

Այս պրոցեսի կրկնելիության միջին արժեքը ՀՀ տարածքում 1978-2008-ին 1948-1978-ի համեմատ նվազել է 2%-ով:

ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

Սուրենյան Գ. Հ., Խոյեցյան Ա. Վ. Ինվերսիոն մառախուղների առաջացման աերոսինօպտիկական պայմանները և կանխատեսման հնարավորությունները Շիրակի և Արարատյան դաշտում: Կրթությունը և գիտությունը Արցախում, Երևան՝ 2008, էջ 71-74:

Սուրենյան Գ. Հ., Խոյեցյան Ա. Վ. Էքստրեմալ ցածր և բարձր ջերմաստիճանների առաջացման սինօպտիկական պայմանները ՀՀ-ում: ՀՀ ԳԱԱ տեղեկագիր, Գիտություններ Երկրի մասին, 2008, էջ 57-62:

Захашвили М. А. Основные типы траектории циклонов, перемещающихся в сторону Закавказья. Тр. Центр. института прогн. Вып. 2. Ленинград: Гидрометеониздат, 1957, с. 76-95.

Кюрегян М. А. Интенсивные волны холода в Закавказье и их синоптические условия. Докл. ВАСХНИЛ, вып. 1 (4), 1937, с. 10-18.

Погосян Х. П. Сезонные колебания общей циркуляции атмосферы. Тр. Центр. института прогн. Вып. 1(28), Ленинград: Гидрометеониздат, 1947, 88 с.

Գրախոսող՝ Հ.Ռ.Բաղդասարյան

ПОГОДНЫЕ УСЛОВИЯ АРМЕНИИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЛОКАЛЬНОГО АНТИЦИКЛОНА НА АРМЯНСКОМ НАГОРЬЕ

Г.Г. Суренян, А.В. Хоецян, С.В. Хачатрян, С. Г. Мелконян

Резюме

После образования антициклона в межгорных впадинах в Республике Армения образуются инверсионные туманы, изморозь и гололед. На 4-5-ый день инверсии нижняя граница тумана находится на высотах 1300-1500 м, для низинных районов Арагатской

долины такой туман становится приподнятым. На высотах 850-1500 м наблюдается изотермия, а выше 1500 м – рост температуры. Под влиянием локального антициклона по республике наблюдается понижение температуры в среднем на 1-2°C/24ч, в Араратской, Ширакской, Масрикской долинах и в Сисианской впадине - 2-3°C/24ч, рост давления - 0.1-1.4 мб/3ч.

Средняя повторяемость этого процесса за период 1978-2008 гг. по сравнению с периодом 1948-1978 гг. понизилась на 2%. Большая повторяемость процесса наблюдается в январе-феврале – 6-7.5 раз, а в мае-октябре случаи образования локального антициклона не наблюдаются.

THE WEATHER CONDITIONS IN THE ARMENIAN UPLANDS AT FORMATION OF A LOCAL ANTICYCLONE

G.H. Surenian, A.V. Khoyetsian, S.V. Khachatryan, S.H. Melkonian

Abstract

After the formation of anticyclone in the intermountain cavities of republic are formed inversion fogs, hoar frost and ice crust. On the 4-5th day of inversion lower boundary of fog is located at the heights of 1300-1500m, for the lowland regions of the valley of Ararat this fog becomes elevated. At the heights of 850-1500m is observed the isothermy, and above 1500m - increase in the temperature. Under the effect of the local anticyclone in the republic is observed a temperature decrease on the average of 1-2°C/24h, in the valleys of Ararat, Shirak, Masrik and in the cavity of Sisian - 2-3°C/24h, increase in the pressure - 0.1-1.4mb/3h.

The average repetition of this process within the period of 1978-2008 in comparison with the period of 1948-1978 was lowered by 2%. The large repetition of process is observed in January - February - 6-7.5 times, but in May - October the cases of forming the local anticyclone are not observed.