

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

ISSN 0515-961X

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



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

Պատասխանատու խմբագիր
Ռ.Տ. ԶՐԲԱՇՅԱՆ

Պատասխանատու խմբագրի տեղակալներ
Ս.Վ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ, Ա.Ս. ՖԱՐԱՄԱԶՅԱՆ

Պատասխանատու քարտուղար
Է.Ս. ՌՈՍՏՈՄՈՎԱ

Խմբագրական կոլեգիա

Պ.Գ. ԱԼՈՅԱՆ, Ա.Լ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Է.Ե. ԽԱՉՅԱՆ, Ա.Ս. ԿԱՐԱԽԱՆՅԱՆ,
Ս.Ս. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Ռ.Լ. ՄԵԼԹՈՆՅԱՆ, Ռ.Տ. ՄԻՐԻԶԱՆՅԱՆ,
Ս.Ն. ՆԱԶԱՐԵԹՅԱՆ, Ս.Ա. ՍԱԹՅԱՆ, Հ.Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

Ответственный редактор
Р.Т. ДЖРБАШЯН

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

Ответственный секретарь
Э.С. РОСТОМОВА

Редакционная коллегия

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

Editor:
R.T. JRBASHYAN

Deputy Editors:
S.V. GRIGORYAN, A.S. FARAMAZYAN

Executive Secretary
E.S. ROSTOMOVA

Editorial Board

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

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

Հ 7 4 0 9

ՀՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

ԹԻՎ 1-3

ՀԱՏՈՐ LV

2002

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Պ.Գ.Ալոյան, Ռ.Տ.Ջրբաշյան, Ե.Հ.Ամիրյան, Ա.Ս.Շարամազյան, Ռ.Լ.Մելքոնյան, Հ.Պ.Ալոյան. Հազվագյուտ մետաղները Հայաստանի արդյույնարհական հանքաքարերում և նրանց յուրացման հեռանկարները	3
Ռ.Լ.Մելքոնյան, Ղ.Լ.Գալոյան. Հազվագյուտ հողային տարրերի տեղաբաշխման օրինաչափությունները Մարցիգետի ավազանի մագմատիկական առաջացումներում	11
Ռ.Ա.Մանդալյան. Հայաստանի տրավերտինային դաշտերի կառուցվածքների առանձնահատկությունները, նրանց անվանա- կարգը և դասակարգման սկզբունքները	18
Ռ.Ն.Տալյան, Մ.Ա.Հարությունյան, Ա.Խ.Մնացականյան. Էկսպլոզիվ բրեկչայացման արտահայտման առանձնահատկու- թյունները Հիպարիտալ պայմաններում (Քաջարանի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրի օրինակի վրա)	24
Մ. Ս. Հակոբյան, Ռ. Լ. Մելքոնյան. Մարցիգետի հանքային դաշտի ոսկու հանքայնացման հեռանկարները և ոսկու Հիդրոթեր- մալ հանքայնացման որոշ հարցեր	28
Մ.Ա.Սաթյան. Մանթիայի դիապիրների սերպենտինիտների կենսաակտիվության մասին	35
Հ.Ա.Ավագյան. Հայաստանի պղնձամոլիբդենային հանքավայրերն ու դրանց շահագործման Հիմնախնդիրները	39
Պ. Վ. Թոգալաբյան, Վ. Պ. Թոգալաբյան. Սևանա լճի շրջակա միջավայրի պարամետրերի փոխկապակցվածության մաթե- մատիկական մոդելը	44
Ա.Կ.Կարախանյան, Ջ.Հ.Մինոսյան, Ա.Ա.Վարդանյան. Սևան-Շիրակ գոգածալքավորման և Արագածի լեռնազանգվածի ապարների պետրոմագնիսական բնութագրերը	48
Ա.Կ.Մաթևոսյան. Թվացող դիմադրության և թվացող բեկուցման պարամետրերի համակարգի արտահայտման առանձնա- հատկությունների ուսումնասիրության հարցի վերաբերյալ	54
Ա. Կ. Մաթևոսյան. Քվանդրիպոլ չափման կայանքի առանձնահատկությունները դիմադրության և հարուցված բեկուցման մեթոդներով ուսումնասիրություններ կատարելիս	59

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

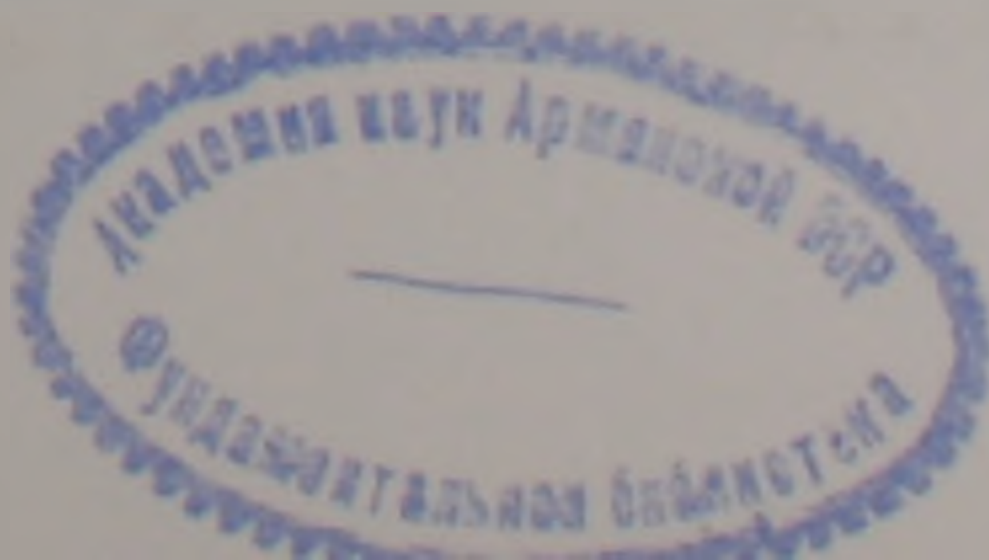
Յու. Ռ. Կազրամանով. Նավթի տիեզերական առաջացման Հիմնահարցերի մասին	63
Ն.Լ.Մելիքյան. Արտեզյան ջրատար շերտի ջրահաղորդականության որոշումը չափմանոց հորատանցքերի փորձային տվյալների արդյունքներով	67

ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ԿՈՐՈՒՄՏՆԵՐ

Սողոմոն Պողոսի Բալյան (1917-2002)	69
---	----

СОДЕРЖАНИЕ

П.Г.Алоян, Р.Т.Джрбашян, Ш.О.Амирян, А.С.Фарамазян, Р.Л.Мелконян, Г.П.Алоян. Редкие металлы в промышленных рудах Армении и перспективы их освоения	3
Р.Л.Мелконян, К.Л.Галоян. Закономерности распределения редкоземельных элементов в магматических образованиях бассейна реки Марцигет	11
Р.А.Мандалян. Особенности строения травертиновых полей Армении. принципы классификации и номен- клатуры травертинов	18
Р.Н.Таян, М.А.Арутюнян, А.Х.Мнацаканян. Особенности проявления эксплозивного брекчирования в ги- пабиссальных условиях (на примере Каджаранского медно-молибденового месторождения)	24
М.С.Акопян, Р.Л.Мелконян. Перспективы золоторудного оруденения Марцигетского рудного поля и неко- торые вопросы гидротермального рудоотложения золота	28
М.А.Сатян. О биоактивности серпентинитов мантийных диапиров	35
Г.С.Авакян. Медно-молибденовые месторождения Армении и проблемы их разработки	39
П.В.Тозалакян, В.П. Тозалакян. Математическая модель взаимосвязи параметров окружающей среды озера Севан	44
А.К. Караханян, Дж. О. Минасян, А.А. Варданян. Петромагнитные характеристики пород Севано-Ширакс- кого синклинория и массива горы Арагац	48
А.К.Матевосян. К вопросу изучения особенностей проявления системы параметров кажущегося сопротивления	



и кажущейся поляризуемости	54
А.К.Матевосян. Особенности квадрупольной установки измерений при исследовании методами сопротивлений и вызванной поляризации	59

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Ю.Р.Каграманов. К проблеме космического происхождения нефти	63
Н.Л.Меликян. Определение водопроницаемости артезианского горизонта по опытным данным фонтанирующих скважин	67

ПОТЕРИ НАУКИ

Согомон Погосович Бальян (1917-2002)	69
---	----

TABLE OF CONTENT

P.G.Aloyan, R.T.Jrbashyan, Sh.H.Amiryan, A.S.Faramazyan, R.L.Melkonyan, H.P.Aloyan. Rare Metals in the Commercial Ores of Armenia and the Outlook of their Development	3
R.L.Melkonyan, G.L.Galoyan. Regularities of Rare Earth Elements Distribution in the Magmatic Formations of the Martsiget River Basin	11
R.A.Mandalian. Structural Features of Travertine Fields in Armenia and Principles of Travertine Classification and Nomenclature	18
R.N.Tayan, M.A.Haroutiunyan, A.Kh.Mnatsakanyan. Features of Manifestation of Explosive Brecciation in Hypoabyssal Conditions (by the Example of the Kajaran Copper-Molybdenum Deposit)	24
M.S.Hakobyan, R.L.Melkonyan. Prospects of Golden Ore Mineralization in the Martsighet Ore Field and Some Aspects of Hydrothermal Deposition of Golden Ore	28
M.A.Satian. On Bioactivity of Serpentinites of the Mantle Diapirs	35
H.S.Avagyan. Copper and Molybdenum Deposits in Armenia and Problems of their Operation	39
P.Tozalakyan, V.Tozalakyan. Development of Mathematical Model for Relationship of Environmental Parameters of Lake Sevan	44
A.K.Karakhanian, J.O.Minasian, H.A.Vardanian. Petromagnetic Characteristics of Rocks Composing the Sevan-Shirak Synclinorium and the Aragats Mountain Massif	48
A.K.Matevosyan. On the Issue of Studying Manifestation Features for the System of Parameters of Apparent Resistivity and Apparent Polarizability	54
A.K.Matevosyan. The Features of Quadripole Array of Measurements in Studies by Resistivity and Induced polarization Methods	59

SHORT REPORTS

Y. R. Kagramanov. On the Problem of Space Origin of Petroleum	63
N.L.Melikian. Estimation of Water Transmissivity of an Artesian Horizon Based on Flowing Well Testing Data	67

LOSSE OF THE SCIENSE

Soghomon P.Balyan (1917-2002)	69
--	----

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ В ПРОМЫШЛЕННЫХ РУДАХ АРМЕНИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ОСВОЕНИЯ

© 2002 г. П. Г. Алоян*, Р. Т. Джрбашян**, Ш. О. Амирян**, А.С. Фарамазян**,
Р. Л. Мелконян**, Г. П. Алоян*

*) Горно-металлургический институт ЗАО
375009 Ереван, ул. Корюна, 14, Республика Армения
E-mail: hayk_a@yahoo.com

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

Поступила в редакцию 5 11 2002 г.

В статье рассматривается состояние минерально-сырьевой базы редких металлов. Приводятся материалы по рассеянным и редкоземельным элементам, а также платиноидам. Впервые рассматриваются формационно-технологические возможности промышленного освоения запасов редких металлов.

Повышение комплексного использования минерально-сырьевой базы и продуктов технологического передела – сложная и многогранная проблема, имеющая важное народнохозяйственное значение. Кроме основных полезных компонентов (медь, молибден, золото, серебро, свинец и цинк), в медных, молибденовых, золотосодержащих и полиметаллических концентратах Армении содержатся редкие металлы промышленного значения, частично учтенные и не учтенные в Госбалансе республики. Они пользуются постоянно повышенным спросом на мировом рынке. В ведущих развитых странах большинство из них (радиоактивный осмий, скандий, кадмий, теллур и др.) отнесены к категории стратегических и находятся под контролем военно-промышленного комплекса. В настоящее время эти полезные компоненты в составе концентратов вывозятся за пределы республики без соответствующей компенсации, более того, предприятиями выплачиваются огромные штрафы за “загрязненность” концентратов.

Геохимия некоторых редких металлов, учтенных в Госбалансе РА, изучена достаточно [1-8], однако научно-технологическая база для организации редкометалльного производства в республике пока не создана. К тому же выявлены новые стратегические металлы, имеющие большой экономический потенциал и пользующиеся повышенным спросом в космической и ядерной технике. Настоящая статья имеет целью восполнить этот пробел на первом этапе. Здесь приводятся новые материалы по рассеянным и редкоземельным элементам, а также платиноидам. Впервые рассматриваются формационно-технологические возможности их промышленного освоения. Вопросы мирового производства и областей применения редких металлов в статье не рассматриваются.

Рений, радиоактивный осмий, платиноиды

Рений. Среднее содержание рения в молибденовых концентратах Армении составляет: в концентратах эксплуатируемых медно-молибде-

новых месторождений – от 260 г/т (Каджаран) до 524 г/т (Агарак); в детально разведанных и подготовленных к промышленному освоению – от 340 г/т (Личк) до 740 г/т (Техут). Среднее содержание рения в рудах этих месторождений колеблется от 0.1 до 0.30 г/т. Геохимия рения в медно-молибденовых рудах Армении изучена А.С. Фарамазяном [5,6].

Крупные запасы рения установлены в рудах Айюцзорской группы месторождений, где среднее содержание рения в молибденовом концентрате достигает 4000-18800 г/т, т.е. до 4-18.8 кг/т. Эти месторождения не разведаны, запасы не подсчитаны и не оценены. Это обстоятельство диктует необходимость их первоочередного изучения.

Общие запасы рения в рудах Армении, с учетом утвержденных и прогнозных запасов, составляют около 10-12% от мировых запасов с извлекаемой ценностью в сотни миллионов долларов США. Основная товарная продукция из ренийсодержащих молибденовых концентратов – перрениевая кислота, перренат аммония и металлический порошок рения (99.99%).

При обогащении рений, в основном, переходит в молибденовый концентрат. Разработана технология переработки каджаранских и агаракских молибденовых концентратов (содержание молибдена 51%). Подготовлен технологический регламент (проект) для проектирования опытно-промышленного цеха.

Платиноиды и радиоактивный осмий. Анализ платиноносности рудных формаций складчатых областей показывает, что она традиционно связывается с альпинотипными ультрабазитами. Исследования А.С. Фарамазяна внесли определенные коррективы на установившиеся взгляды о платиноносности рудных формаций Армении. Он выдвинул идею о платиноносности руд медно-молибденовой формации [5]. На этой формационно-генетической основе нами были проведены комплексные исследования по характеру распределения платиноидов в рудах и продуктах технологического передела эксплуатируемых и подготовленных к промышленному освоению

месторождений медной, медно-молибденовой и золотополиметаллической формаций [1-4]. Результаты исследований убедительно показали, что для Армении наиболее перспективной на платиноиды является медно-молибденовая формация как по содержанию, так и по масштабам и техническим возможностям попутного их извлечения. Основные результаты исследований по платиноносности рудных формаций Армении приводятся в статье [4]. Здесь мы ограничимся изложением лишь некоторых основных выводов.

Полученные новые данные свидетельствуют о том, что в рудах медно-молибденовой формации среднее содержание металлов платиновой группы (МПГ) составляет от $0.016\text{г}/\text{т}$ (Каджаран) до $0.024\text{г}/\text{т}$ (Агарак), при этом в молибденовом концентрате составляет $0.156\text{--}0.211\text{г}/\text{т}$ (Каджаран) и $0.371\text{г}/\text{т}$ (Агарак), в медном концентрате соответственно $0.131\text{--}0.166$ и $0.151\text{г}/\text{т}$, а в коллективных концентратах соответственно 0.351 и $0.422\text{г}/\text{т}$. С учетом достигнутых технологических показателей по основным полезным компонентам (медь, молибден, рений) от суммарного содержания МПГ в коллективном концентрате около $0.35\text{г}/\text{т}$, 30-35% концентрируется в медных концентратах, а 60-65% – в молибденовых; потери в хвостах незначительные. Анализ данных показывает, что усредненные показатели по соотношению палладия, платины и родия в медных и молибденовых концентратах составляют соответственно 105:3:1, и 120:74:1. Палладий, платина и родий являются характерной примесью руд гидротермальных отложений Армении. Наиболее высокие содержания этих элементов приурочены к рудам ранней, более высокотемпературной молибденовой стадии минерализации, для которой характерно преобладание платины над палладием, вместо обычного соотношения $\text{Pd}:\text{Pt}>1$. С понижением температуры рудообразования содержание МПГ резко падает, а соотношение между палладием и платиной меняется с резким уменьшением абсолютных величин и незначительным преобладанием платины. Геохимия поведения МПГ в рудах Армении отличается от общепринятых теоретических построений, в особенности в молибденовых концентратах. В последних (в обогащенных) распределение МПГ равномерное, а в остальных – весьма неравномерное.

Результаты исследований показали, что изученные пробы в разных концентрациях содержат платину и палладий в различных соотношениях. В медных концентратах Каджаранского медно-молибденового месторождения отношение палладия к платине составляет от 3.0 до 3.68, а в молибденовых – от 1.37 до 2.0. Эти соотношения устанавливаются также в групповых пробах за последние 20 лет: в медном концентрате – от 2.12 до 5.5 и в молибденовом концентрате – от 1.33 до 1.58, в то время, как в рудах Агаракского месторождения эти соотношения соответственно составляют 2.0 и 0.95. Это означает, что, если данные по медным концентратам в принципе соответствуют установленным соотношениям [5,6], то соотношение в молибденовых концентратах свидетельствует также о пре-

вышении содержаний палладия над содержаниями платины от 1.37 до 2.0 раз как по материалам 1996-1998гг, так и по материалам последних 20 лет, т.е. это соотношение для Каджаранского месторождения является постоянным, в то время, как для Агаракского и Техутского месторождений устанавливаются соотношения порядка 0.95 и 0.45 соответственно, что считается нормальным. На месторождениях золотополиметаллической формации в целом это соотношение варьирует от 0.18 до 0.8, за исключением Сотского месторождения, где отношение палладия к платине составляет 2.1.

Для сравнения отметим, что содержание металлов платиновой группы в канадских медно-никелевых рудах сравнительно низкое и поэтому их извлечение экономически оправдано в связи с большими объемами производства. Наиболее крупное из них находится в районе г. Седбери. На месторождениях провинции Онтарио среднее содержание МПГ составляет $0.8\text{г}/\text{т}$, а на месторождениях провинции Манитоба – $0.4\text{г}/\text{т}$. Основным источником получения платины и палладия в США являются месторождения меди и золота. Содержание МПГ на этих месторождениях невысокое – в медной руде не более $0.005\text{г}/\text{т}$. Промышленные запасы МПГ в Колумбии составляют около 160т , из которых 65-70% составляют запасы платины. Вполне естественно, что целесообразность промышленного освоения этих бедных руд обеспечивается большими производственными мощностями. Такие производственные мощности имеются только на Зангезурском ММК (Армения).

Формы нахождения МПГ в рудных формациях Армении еще не выяснены. Они распределены в них весьма неравномерно. МПГ присутствуют в рудах в виде изоморфной примеси в основных рудных минералах. По мнению А.С.Фарамазяна, они "образуют субмикроскопические выделения собственных минералов, размеры которых находятся на грани разрешения светового микроскопа". Анализ имеющегося фактического материала свидетельствует о том, что первоочередными объектами исследований могут стать месторождения медно-молибденовой формации – Каджаран и Агарак. Это – новая и принципиальная постановка вопроса, перспективы которой объясняются тем, что достигнутые производственные мощности Зангезурского ММК дают возможность в процессе большеобъемной добычи поставить вопрос об организации попутного извлечения металлов платиновой группы как при комплексном металлургическом переделе концентратов, так и посредством создания автономных специализированных цехов по их доизвлечению.

Обработка всего имеющегося фактического материала по разведке Каджаранского месторождения дала нам возможность на основании данных групповых анализов и технологических разработок подсчитать более 130т запасов МПГ при среднем содержании суммы металлов в коллективном концентрате $0.3\text{--}0.4\text{г}/\text{т}$, что сопоставимо с эксплуатируемыми месторождениями США, Канады, Колумбии, где в промышленных рудах

содержание МПГ составляет от 0.005 до 0.4-0.8г/т. Отметим, что в медно-порфировых месторождениях США (Клаймакс и др.) их запасы составляют около 150т, это обеспечивает получение ежегодно около 1т платины и палладия из первичного сырья в соотношении 35:65. Учитывая конъюнктуру и цены на металлы платиновой группы, годовая извлекаемая ценность МПГ из каджаранских руд при достигнутой производительности составит 45-50 млн. драмов. С учетом этих перспектив, а также того, что медные и молибденовые концентраты экспортируются без соответствующей компенсации за редкие металлы, необходимо, чтобы извлекаемая ценность МПГ учитывалась наряду с остальными редкими элементами в себестоимости товарной продукции.

Исходя из ранее установленной корреляционной связи между рением и радиогенным осмием с одной стороны и молибденом и рением – с другой, нами ооконтурены обогащенные концентрации трехчленного парагенезиса – молибден-рений-радиогенный осмий.

Исследованиями установлено, что в молибденовом концентрате Каджаранского месторождения осмий в основном представлен радиогенным изотопом ^{187}Os – продуктом бета-распада изотопа ^{187}Re . Примесь обыкновенного осмия варьирует в пределах от 5 до 12%. Полученные нами новые данные подтверждают линейную зависимость молибдена, рения и осмия, установленную А.С.Фарамазяном. Однако график зависимости рения и осмия, составленный по данным А.С.Фарамазяна, смещен в сторону низких содержаний. Возможно, это является следствием различий в содержаниях осмия в молибденитах и молибденовых концентратах, т.к. в молибденитах содержание осмия варьирует от 20-60 до 200 мг/т, а в концентратах – от 106 до 300 мг/т. Данные по Айгедзорскому, Техутскому и Агаракскому месторождениям хорошо накладываются на усредненную корреляционную кривую Каджаранского месторождения, тем самым отражая прямую зависимость молибдена, рения и осмия в рудах медно-молибденовой формации Армении, хотя данные по Агаракскому месторождению образуют кучный ореол вдоль кривой. По-видимому, это – следствие генетических особенностей образования Агаракского месторождения, связанного с нижнемиоценовым магматизмом (Алоян и др., 2000).

Результаты исследований убедительно показали, что для Армении наиболее перспективной является медно-молибденовая формация как по содержанию, так и по масштабам и техническим возможностям попутного извлечения металлов платиновой группы. Это – принципиально новая постановка вопроса, основанная на новых данных, полученных в ведущих аналитических центрах России. Эти данные являются базой для организации в республике целенаправленных минералого-геохимических и технологических исследований для оценки перспективности формаций Армении на платиноносность и радиоактивность.

Кадмий, селен, теллур, висмут, ванадий.

Кадмий. В Госбалансе республики учтены запасы кадмия по трем месторождениям – Шаумянскому, Ахталскому и Арманисскому – в количестве 7.2тыс.т. Кадмий преимущественно находится в виде примеси в сфалерите, редко образует самостоятельный минерал – пршибрамит – $(\text{ZnCd})\text{S}$ – со средним содержанием Cd до 5%. Среднее содержание кадмия в рудах Шаумянского месторождения (где сосредоточено около 60% учтенных запасов) составляет 270г/т, а в концентратах – 1.5-4.8кг/т. В зависимости от чистоты, цена 1 кг кадмия сильно варьирует.

Геохимия кадмия в рудах Армении достаточно изучена [6]. Запасы кадмия не учтены в недоразведанных и опойскованных золоторудных месторождениях. Содержание кадмия в полиметаллических разновидностях руд этих месторождений составляет от 2-5кг/т (Меградзор) до 18кг/т (Сотк). В рудах детально разведанных и эксплуатируемых (законсервированных) месторождений содержание кадмия составляет от 1-10кг/т (Азатек, Ахтала) до 3 кг/т (Личк-ваз-Тей. Тертерасар). В рудах предварительно оцененных и опойскованных свинцово-цинковых и медно-цинковых месторождений содержание кадмия составляет от 2.8кг/т (Гладзор) до 5-10кг/т (Какавасар, Каялу, Дзагидзор).

Установлена определенная закономерность в распределении содержания кадмия в сфалеритах различных формаций и типов руд. Так, для формации колчеданных полиметаллических руд содержание кадмия в среднем равно 0.29%, при разбросе величин от 0.23 до 0.55%. Для формации полиметаллических руд среднее содержание равно 0.44% при значительно большем разбросе (от 0.22 до 0.82%). Внутри этой формации среднее содержание кадмия в полиметаллическом, свинцово-цинковом и мышьяково-полиметаллическом типах руд равно 0.44%, а в свинцово-сурьмяном – 0.48%. При этом в карбонатах отмечаются аномально высокие содержания кадмия в сфалеритах – 8.2% (Мовсесское месторождение), а в туфоосадочных образованиях Привольненского месторождения – 0.24%. Исследования Г.О.Пиджяна и А.Г.Акопяна [5] показали, что для производства кадмия важное значение имеют не только цинковые концентраты Ахталского, Шамлугского и Шаумянского месторождений, но и медные, и свинцовые концентраты (Cd – 0.11-0.12%), что обусловлено как механической примесью сфалерита, так и частичным замещением двухвалентных ионов свинца и меди кадмием. В галенитах и халькопиритах этих руд содержания кадмия составляют 0.1-0.3%, в цинковой обманке – от 0.3 до 3.0%.

Анализ имеющегося материала по кадмиености полиметаллических руд показывает, что обогащенность кадмием тех или иных разновидностей сфалерита обусловлена как температурой, так и концентрацией кадмия в отдельных порциях рудоносных растворов [5]. Интересно отметить, что темные разновидности сфалерита (марматит) Соткского золоторудного месторождения более обо-

гащены кадмием (до 30000 г/т), чем светлые — из Гамзачиманского, Азатекского, Какавасарского месторождений, что, возможно, вызвано замещением цинка кадмием в условиях относительно высоких температур. Для сравнения отметим, что в рудах медно-молибденовой формации среднее содержание кадмия составляет 0.39% (Каджаран), в рудах медноколчеданной формации — от 0.18% (Капан) до 0.31% (Шамлуг, Анкадзор), а в рудах серно-колчеданной формации — 0.28% (Тандзут).

Общие ожидаемые запасы кадмия в рудах Армении могут превысить числящиеся на Госбалансе запасы в несколько раз и составят несколько процентов от мировых, что является очень крупным потенциалом стратегического сырья.

Селен и теллур. Запасы селена и теллура, числящиеся на Госбалансе Армении, подсчитаны по эксплуатируемым месторождениям — Каджаранскому, Агаракскому, Капанскому и Шаумянскому. Общие запасы селена составляют 6182.4 т , теллура — 6267 т . Наиболее высокие содержания селена приурочены к молибденитам Каджаранского месторождения — 374 г/т и галенитам Шаумянского месторождения — 600 г/т . Содержание теллура в галенитовом концентрате Шаумянского месторождения составляет 1900 г/т , в медном — 480 г/т , в цинковом — 212 г/т и пиритовом — 129.3 г/т . При переработке медно-молибденовых и медных руд селен и теллур максимально извлекаются в медный концентрат из руд Капана — 61.5% и 63.7%, из руд Каджарана — 56.8% и 48.8% соответственно. Из полиметаллических руд Шаумяна селен и теллур максимально извлекаются в свинцовый концентрат — 31.4% и 48.1% соответственно.

Геохимия селена и теллура в рудах Армении детально изучена Г.О.Пиджяном [5], А.С.Фарамазяном, Р.Н.Зарьяном [6,7], А.С.Фарамазяном [5,8]. Экономически обоснована целесообразность промышленного извлечения селена и теллура из каджаранских и шаумянских концентратов, однако, в связи с отсутствием замкнутого металлургического цикла по переработке медных, молибденовых и полиметаллических концентратов, эти ценные редкие металлы вывозятся с концентратами без соответствующей компенсации.

Значительные запасы селена и теллура содержатся в рудах недоразведанных, опойскованных, а в отдельных случаях и в рудах детально разведанных, но недоизученных месторождений медной, медно-молибденовой и золоторудной формаций. Эти запасы на балансе не числятся, но представляют интерес как с точки зрения попутного извлечения, так и, возможно, организации самостоятельного редкометалльного малотоннажного производства. Значительный интерес представляют медные месторождения западного фланга Алавердского рудного поля (Алаверди, Агви, Алвард и др.), рассматриваемые как сырье для бактериального и сернокислотного выщелачивания. Содержание селена в мономинеральных рудах — $235-328 \text{ г/т}$. На самом Алавердском месторождении меди среднее содержание селена

составляет 235 г/т , в рудах Агвинского и Алвардского — более 300 г/т . В рудах Азатекского месторождения, подготовленного к промышленному освоению, содержание селена 400 г/т . Во всех этих месторождениях горно-геологические и географо-экономические условия весьма благоприятные. На месторождениях колчеданной формации (Капан, Шамлуг, Ахтала, Чибухлы, Тандзут и др.) селен и теллур в основном представлены в виде рассеянной примеси. В медных и серноколчеданных рудах содержания селена и теллура колеблются в пределах тысячных долей процента, а в отдельных случаях — сотых долей. На Капанском-медном и Чибухлинском серноколчеданном месторождениях наблюдается положительная корреляционная зависимость в первом случае между селеном, медью и серой, а во втором случае — между серой, селеном и теллуром [5]. Соотношение селена и теллура в рудах колчеданной формации — 3:1-1:1.

Селен и теллур являются характерными примесями для руд месторождений медно-молибденовой формации — Каджаранского, Агаракского, Дастакертского и др. Содержание селена и теллура в рудах колеблется от десятитысячных до тысячных долей, а в рудах полиметаллической стадии — до сотых долей процента. Отношение селена к теллуру — от 1.5:1 до 5:1 [5, 6]. В рудах месторождений полиметаллической формации (Газминское, Азатекское, Какавасарское, Аткизское и др.) селен присутствует в виде изоморфной примеси в решетках сульфидов и сульфосолей, в то время как теллур образует теллуриды свинца, висмута, серебра и золота. Содержание селена в халькопирите достигает 153 г/т , в пирите — 150 г/т . Содержание теллура в халькопирите составляет сотые доли процента, т.е. в пределах 100 г/т . Наиболее высокие содержания селена установлены в антимоните — до 340 г/т , в сфалерите концентрация селена и теллура колеблется в пределах $40-50 \text{ г/т}$. Особый интерес могут представлять теллуриды Меградзорского месторождения золота. По данным геологоразведочных работ и полупромышленных испытаний технологических проб, в рудах месторождения кроме Au и Ag практическое значение имеет также Te, представленный теллуридами. Содержание Se и Bi в рудах месторождения низкое и не превышает $3-5 \text{ г/т}$ (в пределах точности анализа). При флотации руд теллуриды переходят в золото-содержащий концентрат. Среднее содержание Te во флотоконцентрате составляет 348 г/т , при его извлечении — 87.43%. Подсчет запасов Te произведен по данным 12 технологических проб. Среднее содержание Te по Центральному участку (Второе, Слепое, Девятое р.т.) составляет 30.6 г/т , по Пятому р.т. (Аджаридзорский уч.) — 12 г/т и по Первому р.т. (Северный уч.) — 21.45 г/т . Средневзвешенное содержание Te по месторождению — 23.6 г/т . Количество запасов по категориям C_1+C_2 — 15.4 т . Объектом первоочередной доразведки являются Анкаванское рудное поле и отдельные его участки (для селена, теллура и висмута). В коллективном сульфидном концентрате содержания теллура и висмута достигают 100 кг/т , а селена в тетрадимитовом

(теллуридах) концентрате — 4.4 кг/т , теллура — 350 кг/т (1). В медно-мышьяковых рудах содержание селена 1.2 кг/т , а теллура — 720 г/т . Сквозное извлечение низкое и из различных концентратов составляет от 2 до 9%, на стадии обогащения — от 5 до 29%, а при металлургическом переделе — от 20 до 42%. Решение технологических проблем переработки сырья с целью сокращения потерь важно не только с экономической и производственной точек зрения, но и с экологической, учитывая, что селен и теллур высокотоксичные элементы. За последние годы армянские технологи добились кардинальных успехов в деле повышения сквозного извлечения селена и теллура и довели их извлечение до 70-80% из концентратов и до 98% — из растворов.

Висмут. Висмут характерен для медно-молибденовой, золоторудной, полиметаллической и колчеданной формаций Армении. На Госбалансе Армении числятся запасы по семи месторождениям — Каджаран, Агарак, Личк, Алаверди, Личк-ваз-Тей, Тертерасар и Арманис. Общие запасы висмута составляют 7425.5 т , из коих 95% приходится на долю медно-молибденовых руд Каджарана. Основными концентраторами висмута в рудах медно-молибденовой формации являются халькопирит ($60-430 \text{ г/т}$), галенит ($420-670 \text{ г/т}$), пирит ($20-340 \text{ г/т}$) и молибденит ($10-30-230 \text{ г/т}$). Из неучтенных запасов наибольший интерес представляют полиметаллические руды Гладзорского, Азатекского (уч. Каяли), Какавасарского и Привольненского месторождений. В этих рудах содержания висмута достигают: в галените — $100-1000 \text{ г/т}$, а в свинцовом концентрате — $2000-10000 \text{ г/т}$.

В пределах Марджан-Мазмазакского рудного поля в полиметаллических рудах (галенитах) содержание висмута достигает 1.0% и выше. Запасы висмута на этих объектах не подсчитаны, объекты не оценены.

Выше уже было отмечено, что отдельные участки Анкаванского рудного поля представляют самостоятельный интерес (так называемый селективный тип руд с содержанием висмута $>0.1\%$) на рассеянные редкие элементы — селен, теллур и висмут. В золото-теллуру-висмутовых рудах содержания основных компонентов на много превышают минимальный порог промышленных руд.

Основным сырьем для получения висмута являются свинцовые, медные и оловянные концентраты. Технология обогащения и металлургической переработки концентратов с получением металлического висмута в мировой практике хорошо разработана. Армянские технологи в этой области имеют значительные успехи. Изучен вопрос распределения кадмия и висмута при переработке медных концентратов, где содержание висмута колеблется в пределах 0.03% (Армения, Япония, Австралия, Канада). Разработана технология переработки тонких конвертерных пылей с получением коллективного кадмий-висмутового цементата. Технологические показатели извлечения висмута на всех стадиях переработки высокие. Товарным продуктом является висмут высокой чистоты. (99.999%).

Ванадий. Сведения о содержаниях ванадия в рудах и продуктах технологического передела эксплуатируемых месторождений Армении крайне отрывочны и недостаточны. Отметим, что ванадий не числится на Госбалансе, в то же время имеются авторские данные, которые позволяют рассматривать некоторые руды и продукты технологического передела как перспективное сырье на ванадий.

Среднее содержание ванадия в рудах Каджаранского месторождения, по данным 749 групповых проб, составляет 198 г/т . Около 80-85% ванадия приходится на магнетит. Среднее содержание магнетита в рудах составляет 1.0% при общем содержании железа 3.5-4.5%. По данным авторского подсчета (Алоян и др., 1995), в контуре балансовых руд категории C_1+C_2 валовые запасы ванадия составляют 630 тыс. т , в том числе 350 тыс. т в балансовых запасах, из коих извлекаемые 21 тыс. т . Горно-металлургическим институтом разработана и испытана технология получения ванадийсодержащего магнетитового концентрата из хвостов обогащения каджаранских медно-молибденовых руд по схеме магнитной сепарации с магнитной перемешкой измельченного продукта. В результате, из отвальных хвостов получен кондиционный магнетитовый концентрат с содержанием железа 60-65% и извлечением магнетита в концентрат до 75%. Содержание ванадия в магнетитовом концентрате составляет от 0.25 до 0.40%, а по данным ЦНИИ черной металлургии РФ — 0.45%. По этим же данным в магнетитовых концентратах Качкарского комбината, где предполагалась переработка каджаранских магнетитовых концентратов, содержание ванадия составляло 0.56% (в виде V_2O_5). На Агаракском месторождении ванадий, как и титан, широко представлен в рудовмещающих породах; его содержание колеблется от 0.001 до 0.03%. Наиболее высокие содержания характерны для кварцевых монзонитов — 0.014%, а наиболее низкие — для лейкократовых гранодиорит-порфиров — 0.007% и кварцитов — 0.006%. Повышенные содержания ванадия установлены в мономинеральных пробах: в биотите — 0.013%, роговой обманке — 0.028-0.047% и эпидоте — 0.032%.

Следует подчеркнуть, что в каджаранских и агаракских рудах главные рудные минералы — молибденит и халькопирит — не содержат ванадия, что приводит к преимущественному накоплению ванадия в хвостах обогащения. В этой связи месторождения медно-молибденовой формации, в первую очередь Каджаранское и Агаракское, могут рассматриваться как новый, перспективный на ванадий тип, характеризующийся не менее высокими концентрациями, чем рекламируемые руды титано-магнетитовых месторождений. Хвосты обогащения медь-молибден-порфировых месторождений выдвигаются нами в качестве сырья для получения ванадия.

Одновременно магнетитовые концентраты можно использовать для замены высококачественных железных руд при производстве ферромолибдена. Имеющиеся материалы позволяют утверждать, что при технологической и минера-

лого-геохимической обеспеченности можно организовать также производство дефицитного феррованадия.

Определенный интерес с точки зрения ванадиеносности представляют железорудные месторождения Армении. Наиболее важными для промышленности являются магматические месторождения титаномагнетита. Сваранцское месторождение титаномагнетитовых руд относится к наиболее бедным как по содержанию ванадия, так и по содержанию титана. Имеющиеся данные не дают однозначного ответа о поведении ванадия в этих рудах. По данным химических и спектральных анализов, содержание V_2O_5 в руде — 0.08%, в рутиле — 0.62%, а в титаномагнетите — 0.62% [5]. По данным И.Н. Мецхваришвили, содержание V_2O_5 в сваранцских рудах 0.13%. По результатам химических анализов мономинеральных проб, по типам руд наиболее богаты массивные и шлировые титаномагнетитовые разновидности — 0.3-0.4%, прожилково-вкрапленные разновидности — 0.1-0.2%, бедные редковкрапленные титаномагнетитовые разновидности — 0.03-0.05%.

Следует отметить, что руды Разданского скарнового месторождения на ванадий почти не изучены. Имеются данные по содержанию ванадия в магнетитовом концентрате в пределах 0.03-0.05% V_2O_5 (Горно-металлургический институт, ЦНИИ черной металлургии РФ, 1966). Обычно руды контактово-метасоматических месторождений относительно бедны на ванадий.

В рудах Капутанского редкоземельно-апатит-магнетитового гидротермально-метасоматического месторождения содержание ванадия составляет от 0.007 до 0.0025%, а в массивных рудах — от 0.014 до 0.062%. По данным спектрального анализа, содержание ванадия в магнетите — 0.001%. Содержание V_2O_5 в обогащенном магнетитовом концентрате — 0.068%.

Следует добавить, что руды железорудных месторождений на ванадий не оценены, минералогически слабо изучены, а технологическая изученность, как и в случае медно-молибденовых руд, отсутствует. Однако, учитывая ограниченные запасы и низкие содержания ванадия в железорудных месторождениях, приоритетная роль остается за месторождениями медно-молибденовой формации Армении с их огромными запасами, производственными мощностями действующих горнорудных предприятий и развитой инфраструктурой.

Редкоземельные элементы и скандий

РЗЭ. Потенциал рудных формаций Армении на РЗЭ изучен слабо. Это касается в первую очередь руд и продуктов технологического передела эксплуатируемых месторождений. Повышенные концентрации РЗЭ известны в пределах Тежсарского щелочного комплекса, на Капутанском (Абовянском) и Разданском железорудных месторождениях. На Лагерном участке Тежсарского комплекса содержание РЗЭ колеблется в пределах 0.028-3.8%. Редкие земли

здесь относятся к цериевой группе. Форма нахождения РЗЭ — собственные минералы (монацит, ортит, паризит и др.) и изоморфная примесь в апатите, сфене, флюорите, цирконе. По ориентировочным подсчетам запасы РЗЭ в Тежсарском комплексе составляют 130 тыс. т. На Капутанском железорудном (редкоземельно-апатит-магнетитовом) месторождении содержание РЗЭ в качестве сопутствующих элементов составляет 0.3%. Преобладающая форма нахождения — изоморфная примесь в апатите, содержание которого в рудах составляет ~6.0%. Ориентировочно запасы РЗЭ в рудах Капутанского месторождения составляют 120 тыс. т.

При обогащении руд Капутанского месторождения по схеме электромагнитного обогащения с последующей флотацией хвостов магнитной сепарации получен кондиционный магнетитовый концентрат, пригодный для использования в чугуно-литейном производстве (выход 33.7%, содержание $Fe_{обм}$ — 68.5% при извлечении 80%), и редкоземельно-апатитовый концентрат с содержанием РЗЭ 1.8%. Технологическими исследованиями Горно-металлургического института показана возможность получения экстракцией редкоземельного концентрата с содержанием РЗЭ 93-95%.

Рекомендуемая технологическая схема обеспечивает комплексное использование сырья и высокое извлечение редких земель из редкоземельно-апатитовых концентратов. Техничко-экономические расчеты показывают высокую эффективность освоения недр и рентабельность будущего горнорудного предприятия.

В рудах Разданского редкоземельно-золото-магнетитового (известково-скарнового) месторождения содержания редких земель (преимущественно элементы цериевой группы — 75-93%) составляют 0.02-0.05% и более, которые изоморфно связаны в основном с кальцитом, гранатом и эпидотом. Разработанная комбинированная технологическая схема обеспечивает комплексное использование драгоценного сырья с получением высококачественных сталей и сплавов и попутно — редких земель и благородных металлов.

Скандий. Геохимия скандия в рудных формациях Армении не изучена. Аналитических данных почти нет, имеются результаты единичных групповых проб. Для восполнения этого пробела и на основании всего имеющегося материала мы попытались найти месторождения-аналоги или соответствующие рудные формации Армении и получить некоторые предварительные аналитические данные для постановки проблемы скандиеносности. При этих исследованиях мы исходили из того, что, во-первых, как уже было отмечено выше, в США скандий извлекали из серо-содержащих хвостов медных руд рудника Бингхем-Кенюн (штат Юта), а также скандийсодержащих вольфрамовых концентратов медно-молибденового месторождения Клаймакс; во-вторых, учитывали имеющиеся данные о концентрациях скандия в основных и ультраосновных породах, т.е. с железо-магнезиальными минералами.

Вполне естественно, что нами были отобраны две формации на предмет изучения их скандиеносности. Это — медно-молибденовая формация (Каджаран, Личк) и золоторудная формация (Сотк). Анализы выполнены в специализированных лабораториях РФ. Полученные данные дают основание отметить следующее:

1. По данным аналитических исследований установлено содержание скандия в рудах Соткского золоторудного, Каджаранского и Личкского медно-молибденовых месторождений. Содержание скандия в соткских рудах составляет 5-6г/т в сульфидных рудах, до 15-20г/т — в окисленных рудах. При переработке руд около 75-80% скандия переходит в шлам. В рудах Каджаранского месторождения содержание скандия колеблется в пределах от 6 до 20г/т, из коих около 50-85% скандия переходит в железосодержащие хвосты обогащения. На Личкском месторождении скандий преимущественно концентрируется в молибдените (5-6г/т).

2. Сопоставление полученных данных с вышеприведенными данными показывает, что с учетом имеющихся технологических схем переработки скандийсодержащих руд (технологических продуктов) возможно их промышленное освоение. Наиболее перспективным представляется извлечение скандия из железосодержащих хвостов обогащения Каджаранского медно-молибденового месторождения. Однако для окончательного решения данного вопроса необходимо проведение широкого комплекса минералого-геохимических и технологических исследований. Такая проблема нами выдвигается впервые, учитывая весьма высокую извлекаемую ценность скандия, а также технологические и технические возможности Каджаранского медно-молибденового комбината.

3. По данным авторского пересчета, выполненного совместно с Акопян А.О., запасы скандия в балансовых рудах Каджаранского месторождения составляют свыше 30тыс.т, из них извлекаемые — около 90т (около 11%) с учетом среднего содержания скандия 15г/т и извлечения из хвостов 10%. При этом не учтены сотни млн.т лежащих хвостов. Промышленная ценность этих запасов подтверждается формационной принадлежностью месторождения к медно-порфировому типу, концентрацией скандия в железосодержащих хвостах обогащения и огромными промышленными мощностями комбината и, наконец, постоянно высокой ценой и стратегической конъюнктурой металла. Скандиеносность руд Соткского и Личкского месторождений нуждается в изучении на втором этапе.

Весь вышеизложенный материал свидетельствует о том, что в промышленных рудах Армении имеются значительные концентрации редких металлов, рациональное освоение которых повысит эффективность горнорудного производства и обеспечит комплексное использование сырья. На этой основе нами разработаны и представлены в Правительство РА отраслевые комплексные программы «Ремет» и «Молибден» с целью организации в республике редкометалльного производства.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алоян П.Г., Арутюнян Л.А., Гукасян Ж.Г., Фарамазян А.С., Амирян Ш.О., Мелконян Р.Л. Проект «Ремет». Разработка научно-технологической базы для организации редкометалльной промышленности в Армении. Фонды Правительства РА. Ереван: 1995. 56 с.
2. Алоян П.Г., Арутюнян Л.А., Гукасян Ж.Г. Редкие металлы в рудах и продуктах обогащения, перспективы организации редкометалльных производств в РА. Сб. научных трудов Армнипроцветмета. Ереван: Изд. «Манкаварж», 1996. с. 7-27.
3. Алоян П.Г., Гукасян Ж.Г., Акопян А.О., Фарамазян А.С. Проект «Молибден». Организация производства молибденовой и попутной товарной продукции из одноименных концентратов и хвостов обогащения Зангезурского медно-молибденового комбината. Фонды Правительства РА. Ереван: 1996. 34с.
4. Алоян П.Г., Алоян Г.П. и др. Платиноиды в главнейших рудных формациях Армении. Сб. научн. трудов Армнипроцветмета. Ереван: Изд. «Манкаварж», 2000. с.35-45.
5. Амирян Ш.О., Фарамазян А.С. Минералогия, геохимия и условия образования рудных месторождений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974. 254 с.
6. Магакьян И.Г., Пиджян Г.О., Фарамазян А.С., Амирян Ш.О., Карапетян А.И., Пароникян В.О., Зарьян Р.Н., Меликсетян Б.М., Акопян А.Г. Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1972. 393 с.
7. Фарамазян А.С. Зарьян Р.Н. Особенности геохимии селена и теллура в рудах Каджаранского рудного поля. — Геохимия, 1964, №11, с.1164-1169.
8. Фарамазян А.С. Промышленная оценка селена и теллура в медных и медно-молибденовых рудах Армянской ССР. — Промышленность Армении, 1977, №6, с.21-26.

**ՀԱՉՎԱԳՅՈՒՏ ՄԵՏԱՂՆԵՐԸ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԱՐԴՅՈՒՆԱԲԵՐԱԿԱՆ
ՀԱՆՔԱՔԱՐԵՐՈՒՄ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ՅՈՒՐԱՑՄԱՆ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԸ**

**Պ. Գ. Ալոյան, Ռ. Տ. Ջրբաշյան, Շ. Հ. Ամիրյան, Ա. Ս. Ֆարամազյան,
Ռ. Լ. Մելքոնյան, Հ. Պ. Ալոյան**

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում քննարկվում է հազվագյուտ մետաղների հանքահումքային բազայի վիճակը և զարգացման հեռանկարները: Բերվում են նյութեր ցրված տարրերի հազվագյուտ հողերի, ինչպես նաև պլատինոիդների վերաբերյալ: Առաջին անգամ քննարկվում են հազվագյուտ մետաղների պաշարների արդյունաբերական յուրացման ֆորմացիոն-տեխնոլոգիական հնարավորությունները:

**RARE METALS IN THE COMMERCIAL ORES OF ARMENIA AND THE
OUTLOOK OF THEIR DEVELOPMENT**

**P. G. Aloyan, R. T. Jrbashyan, Sh. H. Amiryan, A. S. Faramazyan,
R. L. Melkonyan, H. P. Aloyan**

Abstract

The state of rare metals raw mineral source's development is esteemed. The materials on dispersed and rare earths and platinoides are resulted in a paper. The formation-technological possibilities of industrial development of rare metals reserves are esteemed for the first time.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ БАСЕЙНА РЕКИ МАРЦИГЕТ

© 2002 г. Р.Л.Мелконян, К.Л.Галоян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения,
E-mail: ramelk@sci.am
Поступила в редакцию 23.12.2000 г.

Изучено распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в разновозрастных ($J-K$, P_2^2 , P_2^3), разнофациальных и разнотипных магматических образованиях бассейна р. Марцигет. Установлены четкие различия содержаний и состава РЗЭ в рассмотренных магматитах при постоянном преобладании легких лантаноидов над тяжелыми. Петро-геохимические особенности изученных магматических образований соответствуют таковым деструктивных (дивергентных) геодинамических обстановок – развитых островных дуг (P_2^2) и зон коллизий (P_2^3). Особенности распределения РЗЭ в эоценовых вулканитах и начальное отношение изотопов стронция в кислых вулканитах позднеэоценового комплекса (0.70464) свидетельствуют о их мантийном происхождении и ведущей роли процессов фракционной кристаллизации в их петрогенезисе.

Вопросы геологии, петрографии и рудоносности магматических образований бассейна р. Марцигет, с той или иной детальностью, рассмотрены в печатных и рукописных работах многих исследователей (П.Сопко, С.Исаакян, К.Мкртчян, Г.Туманян, С.Алоян, П.Алоян, Г.Багдасарян, В.Пароникян, К.Галоян и др.). В то же время сведения о геохимических особенностях магматитов этого района до настоящего времени отсутствовали. Целью настоящей работы является восполнение этого пробела на основе рассмотрения поведения редкоземельных элементов, поскольку они, как и другие высоkozарядные элементы, наименее подвижны при процессах низкотемпературного метаморфизма и гидротермального изменения. Кроме того, характер распределения РЗЭ и их поведение в ряду разнотипных магматитов позволяет высказать суждения о петрогенетических особенностях исследованных пород.

Краткая геолого-петрографическая и петрохимическая характеристика магматических образований

Магматиты бассейна р. Марцигет представлены в основном разностями эффузивной и субвулканической фаций, а также небольшими интрузивными телами.

Вулканические образования датируются эоценом, при этом в одном случае они относятся к среднему эоцену (П.Сопко, П.Алоян и др.), в другом – как к среднему, так и к позднему эоцену (К.Мкртчян, Г.Туманян, О.Саркисян, К.Галоян и др.).

Наличие вулканитов и среднеэоценового, и верхнеэоценового возраста подтверждается K/Ar изотопными датировками (соответственно 48-56 Ma и 40-46 Ma)*, а также четкими различиями их петрохимических особенностей [1,3].

Эффузивы среднеэоценового возраста развиты в основном на правом берегу и в верховьях р. Марцигет и являются составной частью среднеэоценового базальт-андезитового комплекса Севано-Ширакского синклинория [7]. Они представлены базальтами, базальтовыми андезитами, реже андезитами, переслаивающимися с туфами, туфогенными породами и песчаниками. По разным данным, общая мощность среднеэоценового комплекса около 1000-1200 м. В составе этого комплекса (сегмент ширакской свиты по О.Саркисяну) редко встречающиеся породы более кислого состава – дациты и риолиты имеют субвулканическую или дайковую природу.

Породы верхнеэоценового магматического комплекса развиты на левом берегу р. Марцигет (нижнее и среднее течение) и представлены фиолетовыми флюидальными лавами и туфами преимущественно дацитового и реже – риолитового составов.

Ранее было показано, что по петрографо-минералогическим и петрохимическим особенностям среднеэоценовые вулканогенные образования относятся к недифференцированным или укороченно-дифференцированным (базальты-базальтовые андезиты-андезиты) толентовым сериям, а субвулканические и даечные образования – к дифференцированным (от базальтов до дацитов и риолитов) толентовым сериям с переходом к известково-щелочным [3,12]. Породы среднеэоценового комплекса подвергнуты пропилитизации, в то время как позднеэоценовые вулканиты характеризуются более свежим обликом.

Кроме степени измененности магматические образования среднего и позднего эоцена четко отличаются по общей щелочности ($Na_2O + K_2O$) – более высокой для верхнеэоценовых разностей и отношению (Na_2O/K_2O) – более низкой для верхнеэоценовых образований. На диаграмме АФМ позднеэоценовые дациты и риолиты соответствуют породам известково-щелочной серии, а на диаграмме K_2O-SiO_2 (Ле Мейтре, 1989) – отвечают полю высококалийных пород, в то время как большинство вулканитов среднего эо-

* Согласно временной шкале палеогена граница между средним и поздним эоценом соответствует 42 Ma [10].

цена попадают в среднекалиевое и, отчасти, низкокалиевое поле. Возрастное положение субвулканических плагиоклазовых базальтов и порфировых монцогаббро однозначно не решается. Однако, учитывая их петрохимические особенности — относительно высокую калиевую и общую щелочность (соответственно 2.0-1.7% и 4.8-4.6%), а также содержание и состав РЗЭ в последних (см ниже) и др., их можно отнести к позднеэоценовым магматитам.

В бассейне р. Марцигет интрузивный магматизм имеет ограниченное развитие и представлен небольшими массивами — Атанским (J_3-K_1) и Дзагидзорским (P_2^2). Геолого-петрографическое и петрохимическое описание пород этих интрузивов приведено в ранее опубликованных работах [14, 13, 3], что позволяет нам специально не останавливаться на этих вопросах.

Атанский массив (кварцевые диориты и тоналиты), наряду с Кохбским, Цахкашатским и др. интрузивами, входит в состав позднеюрско-раннемеловой тоналитовой формации [7]. Среднеэоценовый Дзагидзорский габбро-диоритовый массив относится к габбро-диорит-гранодиоритовой формации, развитой как в пределах Памбак-Зангезурской и Присеванской, так и Сомхето-Карабахской тектонических зон [7]. Породы интрузива представлены нормальными и амфиболовыми габбро, кварцевыми монцогаббро, диоритами, кварцевыми диоритами, а также жильными аплитами [13].

По своему химизму породы Атанского интрузива относятся к известково-щелочной, породы Дзагидзорского интрузива, в основном, к толеитовой серии, а некоторые разности (кварцевые монцогаббро) к известково-щелочной и, отчасти, к переходным разностям [3]. По соотношению K_2O-SiO_2 , породы обоих массивов соответствуют среднекалиевому ряду пород нормальной щелочности.

Среднеэоценовые и вулканические, и интрузивные породы на диаграмме Si-K-Ti [4], в подавляющем большинстве, размещаются в поле магматических образований, характерных для зон субдукции (рис.1), в этом же поле располагаются породы Атанского интрузива (J_3-K_1). В то же время верхнеэоценовые кислые вулканы, а также субвулканические монцогаббро и плагиоклазовые базальты размещаются в поле пород коллизионных зон. Коллизионный характер позднеэоценовых кислых вулканитов подтверждается также на мультикатионной (R_1-R_2) диаграмме Батчелора и Боудена (1985), на которой, в частности, субвулканические дациты попадают в синколлизонное поле.

Сходство вещественного состава субвулканических и интрузивных основных пород (габбро, габбро-порфиры, кварцевые монцогаббро) Марцигетского района с таковыми Артагюхского вулкано-плутонического комплекса [9], их петрохимическая принадлежность к известково-щелочной серии, а также близкий K/Ag изотопный возраст (в среднем 43 Ma) позволяют предполагать об их синхронном формировании в конце среднего эоцена в палеоостроводужной геодинамической обстановке.

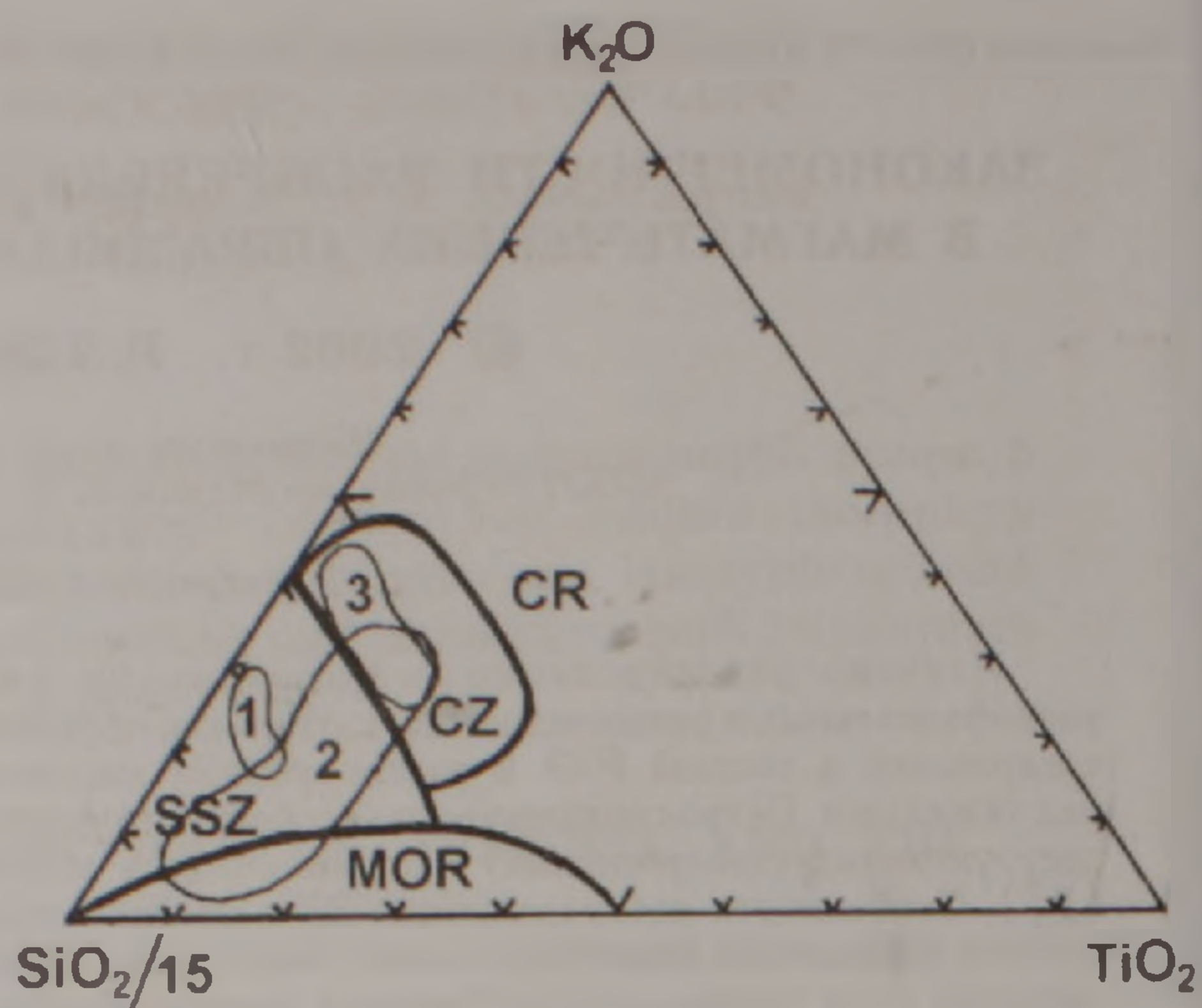


Рис.1. Диаграмма Si-K-Ti. Поля для вулканитов, образовавшихся в обстановках срединноокеанических хребтов (MOR), континентальных рифтов (CR), зон субдукции (SSZ) и областей континентальной коллизии (CZ), по [4]. 1,2,3 — поля соответственно юрско-раннемеловых, среднеэоценовых и позднеэоценовых магматитов.

Обсуждение результатов

Определения РЗЭ проведены в 15 образцах, характеризующих главные типы магматитов среднеэоценового и верхнеэоценового комплексов (анализы выполнены в ИГЕМ РАН масс-спектральным методом с использованием индуктивно-связанной плазмы, на приборе ICP-MS, аналитики А.Дубинин, В.Сидельникова, Л.Цимлянская).

Распределение РЗЭ в рассматриваемых породах свидетельствует о их существенных различиях по уровням концентрации РЗЭ (табл.). Сумма РЗЭ изменяется от 41.6 г/т в среднеэоценовых базальтоидах до 201.5 г/т в позднеэоценовых дацитах. В ряду среднеэоценовых вулканитов наиболее низкие содержания РЗЭ характерны для эффузивных базальтоидов (41-52 г/т), в андезитах и в породах субвулканической фации они повышаются (45-94 г/т), достигая своего максимума в субвулканических риолитах (148.2 г/т). Позднеэоценовые кислые вулканиты, по сравнению со среднеэоценовыми, характеризуются еще более высокими концентрациями РЗЭ (в субвулканических дацитах — 201.5 г/т), при этом повышение суммы РЗЭ от среднеэоценовых вулканитов к позднеэоценовым обусловлено увеличением концентраций как легких, так и тяжелых РЗЭ, однако накопление тяжелых РЗЭ происходит с заметно меньшей интенсивностью. Как следует из нормированных по хондриту [15] данных (рис.2), концентрация РЗЭ в кислых субвулканических образованиях от среднего эоцена к позднему, для тяжелых РЗЭ возрастает монотонно, в то время как для легких РЗЭ отмечается возрастание темпа накопления, обусловленное различной степенью фракционирования редких земель.

В целом, по мере увеличения кремнекислотности пород одной и той же стадии вулканизма

Содержания РЗЭ и некоторых окислов в магматических образованиях бассейна р. Марцигет (окислы в вес. %, РЗЭ - в г/т)

№	K170	K180	K305	K251	K397	K398	K376	K377	K289	K370	K149	K267	K269	K263	K360
Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	43.31	52.89	54.00	48.79	55.34	77.25	67.49	70.02	49.70	67.52	63.11	49.00	53.41	64.77	73.60
TiO ₂	0.73	0.46	1.10	0.98	0.55	0.23	0.39	0.43	0.78	0.55	0.27	1.33	0.96	0.66	0.23
K ₂ O	0.50	0.60	0.35	1.10	0.60	3.30	3.30	3.50	1.70	3.30	1.50	0.70	1.70	0.35	5.90
La	5.80	8.70	16.10	18.30	7.00	32.80	28.60	28.90	30.60	44.20	14.70	19.80	29.40	20.40	25.90
Ce	11.90	17.30	31.60	34.10	14.10	60.00	54.50	54.60	56.90	79.10	27.40	37.80	54.80	45.80	40.20
Pr	1.74	2.38	4.40	4.31	1.94	7.21	6.70	6.99	7.33	9.48	3.38	5.02	6.92	6.69	4.18
Nd	8.40	9.30	18.60	17.20	8.60	27.20	26.90	27.80	28.00	35.70	12.70	21.30	27.40	28.60	14.40
Sm	2.24	2.49	4.43	3.65	2.25	5.22	5.68	5.92	6.15	7.24	2.42	4.76	5.80	6.51	2.41
Eu	0.87	0.80	1.33	1.14	0.85	0.96	1.31	1.29	1.52	1.36	0.66	1.46	1.44	1.67	0.85
Gd	2.67	2.78	4.86	3.91	2.88	4.80	5.55	6.31	5.81	7.04	2.31	4.94	5.33	6.25	2.12
Tb	0.46	0.44	0.74	0.51	0.43	0.64	0.82	0.88	0.81	1.05	0.35	0.69	0.75	0.90	0.34
Dy	2.97	2.86	4.86	3.12	2.70	3.52	5.09	5.47	4.70	6.45	2.09	4.17	4.55	5.71	1.89
Ho	0.63	0.58	0.98	0.61	0.58	0.70	1.06	1.12	0.92	1.33	0.41	0.81	0.86	1.09	0.37
Er	1.78	1.80	2.67	1.56	1.64	2.22	2.89	3.29	2.66	3.92	1.30	2.33	2.73	3.26	1.15
Tm	0.27	0.27	0.39	0.23	0.25	0.33	0.44	0.47	0.37	0.55	0.20	0.31	0.37	0.51	0.17
Yb	1.62	1.82	2.84	1.51	1.66	2.19	2.89	3.14	2.50	3.53	1.35	2.25	2.49	3.19	1.00
Lu	0.26	0.28	0.42	0.21	0.25	0.37	0.41	0.44	0.36	0.56	0.20	0.32	0.35	0.46	0.13
ΣTR	41.61	51.80	94.22	90.36	45.13	148.16	142.84	146.62	148.63	201.51	69.47	105.96	143.19	131.04	95.11
La/Yb	3.58	4.78	5.67	12.12	4.22	14.98	9.90	9.20	12.24	12.52	10.89	8.80	11.81	6.39	25.90
Eu/Eu*	1.09	0.94	0.89	0.93	1.03	0.59	0.72	0.65	0.78	0.60	0.86	0.93	0.80	0.81	1.16

Опись анализов. Среднеэоценовые образования – эффузивные (1-3): 1-спилит, 0.2 км Ю с Шамут; 2-базальтовый андезит, 1.5 км СЗ с Ахнидзор; 3-базальтовый андезит, 1.3 км В г. Марц; субвулканические (4-6): 4-диабаз, 0.8 км В с Дзагидзор; 5-базальтовый андезит, 2.5 км ЮЗ с Ахнидзор; 6-риолит, там же. Верхнеэоценовые образования-эффузивные (7,8): 7-дацит, 0.7 км ЮЗ с Марц; 8-дацит, 1.2 км З с Марц; субвулканические (9,10): 9-порфировое монцогаббро, 0.6 км СВ пос. Туманян; 10-дацит, 0.1 км Ю с Марц; Интрузивные образования (11-15): Атанский массив: 11-тоналит, 0.5 км С с Атан; Дзагидзорский массив: 12-габбро 0.7 км СВ пос. Туманян; 13-кварцевое монцогаббро, 1 км СВ пос. Туманян; 14-кварцевый диорит, 2.2 км СВ с Дзагидзор; 15-аплит, там же.

суммарное содержание РЗЭ увеличивается и в эффузивных, и в субвулканических образованиях, причем при одной и той же кремнекислотности субвулканические породы более обогащены РЗЭ, чем вулканиты. Общей особенностью всех разновозрастных вулканитов является преобладание легких лантаноидов над тяжелыми.

В ряду среднеэоценовых эффузивов наблюдается увеличение La/Yb отношения (см. табл.), максимальные значения которого фиксируются в субвулканических риолитах (~15). Большинство изученных пород проявляет тенденцию увеличения значений La/Yb отношения с ростом содержания K_2O и SiO_2 в них, однако у субвулканических диабазов и порфировых монцогаббро, несмотря на небольшие содержания в них SiO_2 и K_2O , отмечаются более высокие значения La/Yb отношения (~12) — аналогичные таковым у дацитов и риолитов.

В ряду среднеэоценовых вулканитов основного состава дефицита европия в целом не отмечается ($Eu/Eu^*=0.9-1.1$), в то время как в субвулканических риолитах фиксируется существенный европиевый минимум ($Eu/Eu^*=0.6$). Четкий европиевый минимум наблюдается и в позднеэоценовых кислых вулканитах ($Eu/Eu^*=0.6-0.8$), при этом наибольший дефицит европия (0.6), аналогичный таковому в среднеэоценовых субвулканических риолитах, отмечается в субвулканических дацитах.

Содержания РЗЭ в разновозрастных — Атанском (J_3-K_1) и Дзагидзорском (P_2^2) массивах (см. табл., рис.3) четко отличаются друг от друга. Несмотря на относительно высокие калиево-кислотность, тоналиты Атанского массива характеризуются заметно низкими концентрациями РЗЭ (69.5 г/т) по сравнению с габброидами Дзагидзорского массива (106-143 г/т). Одновременно концентрации РЗЭ в породах среднеэоценового интрузивного комплекса отчетливо повышены по сравнению с разновозрастными вулканитами эффузивной и субвулканической фаций, при однотипности рисунка распределения РЗЭ. В разновозрастных интрузивных комплексах, как и в эффузивных, фиксируется постоянное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми.

Как и в других массивах Сомхето-Карабахской зоны [8], здесь также переход от раннемеловой тоналитовой формации к среднеэоценовой габбро-диоритовой сопровождается отчетливым повышением концентрации РЗЭ во всех разновидностях пород, кроме аплитов.

Соотношение легких и тяжелых РЗЭ (La/Yb) для интрузивных пород колеблется в широких пределах (от 6 до 26), т.е. они характеризуются большей дифференцированностью РЗЭ, по сравнению с вулканитами. Если переход от основных к кислым породам сопровождается повышением концентраций как легких, так и тяжелых РЗЭ, то в аплитах поздней фазы отмечается увеличение содержания лишь легких лантаноидов, в то время как концентрации тяжелых РЗЭ несколько уменьшаются, обуславливая тем самым максимальные значения La/Yb отноше-

ния (25.9) в ряду изученных разновозрастных, разнотипных пород. Аналогичная специфика поведения РЗЭ описана ранее и для пород Кохб-Шнохского (J_3-K_1) тоналитового комплекса [8]. Как следует из полученных данных (см. табл.), для интрузивных пород, более четко чем для вулканических, намечается хорошо выраженная корреляция отношения La/Yb с концентрациями К, отмеченная впервые Ю.А. Балашовым [2].

Общей спецификой интрузивных пород является постоянная, хотя и слабо выраженная, отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^*=0.8-0.9$), и лишь аплиты характеризуются незначительной положительной европиевой аномалией ($Eu/Eu^*=1.16$), обусловленной повышенными содержаниями в них полевых шпатов. Сопоставление графиков распределения РЗЭ в эффузивных и интрузивных образованиях (см. рис.2 и 3) свидетельствует об однотипности их рисунков, что, возможно, является свидетельством однотипности петрогенетического механизма их формирования.

В целом содержание РЗЭ и для вулканических, и для интрузивных пород коррелируется с содержанием калия. Поскольку среднеэоценовые образования характеризуются в основном толеитовым трендом, они, как правило, обеднены РЗЭ, концентрации которых увеличиваются в кислых породах до 1.5-2 раз. Такое же двукратное изменение суммы РЗЭ (41-94 г/т) отмечается и для базальтов, различающихся по содержанию калия. В распределении РЗЭ также наблюдается отчетливая зависимость содержания легких РЗЭ от сериальной принадлежности магматитов, которая фиксируется отношением La/Yb .

Сопоставление содержаний РЗЭ в изученных эоценовых магматитах с юрскими вулканитами соседнего Алавердского рудного района [5] свидетельствует, в целом, о их более высоких концентрациях в эоценовых вулканитах бассейна р. Марцигет, особенно четко проявляющихся в кислых разностях (соответственно 142.8-201.5 и 74.8-135.2 г/т). В то же время устанавливается близость содержаний РЗЭ в разновозрастных (J_3-K_1), однотипных (тоналиты, кв. диориты) интрузивах Марцигетского и Алавердского рудных районов — в Атанском массиве 69.5 г/т, в Кохб-Шнохском массиве 60.9-63.8 г/т и их пониженные концентрации по сравнению со среднеэоценовыми интрузивами этих же районов — 106-143 г/т в Дзагидзорском интрузиве и 86-157 г/т в Лалварском [8].

Уровень концентраций и состав РЗЭ в среднеэоценовых магматитах бассейна р. Марцигет в целом соответствуют таковым толеитовых серий развитых островных дуг [11], в то время как содержания и состав РЗЭ в позднеэоценовых кислых вулканитах наиболее близки к их концентрациям в однотипных породах коллизионных геодинамических обстановок [6].

Закономерности распределения РЗЭ в изученных эоценовых вулканитах позволяют высказать ряд соображений о их петрогенетических особенностях. Как известно, кристаллизация маг-

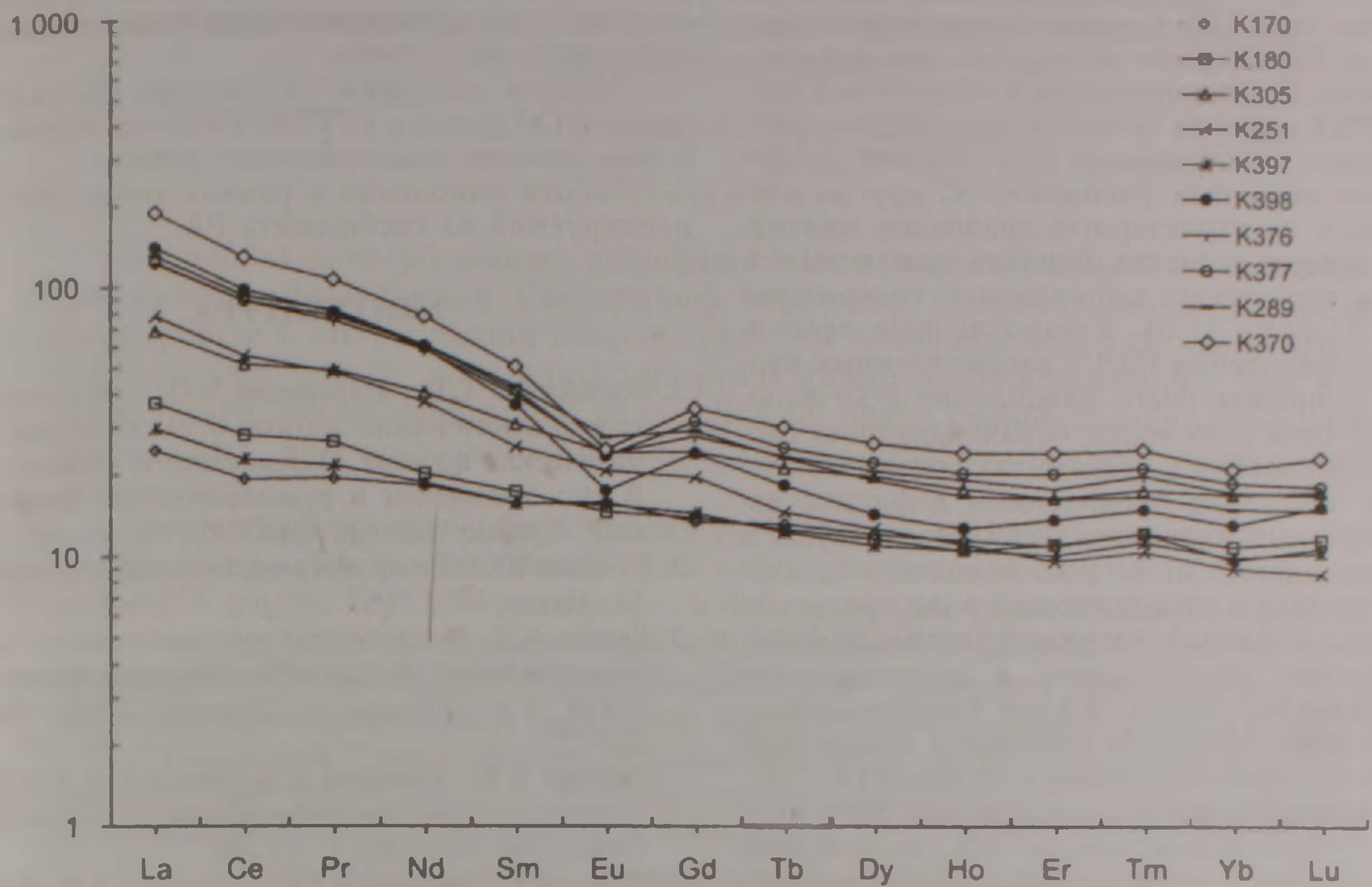


Рис.2. Распределение РЗЭ в эоценовых вулканитах бассейна р. Марцигет. Опись анализов см. в таблице

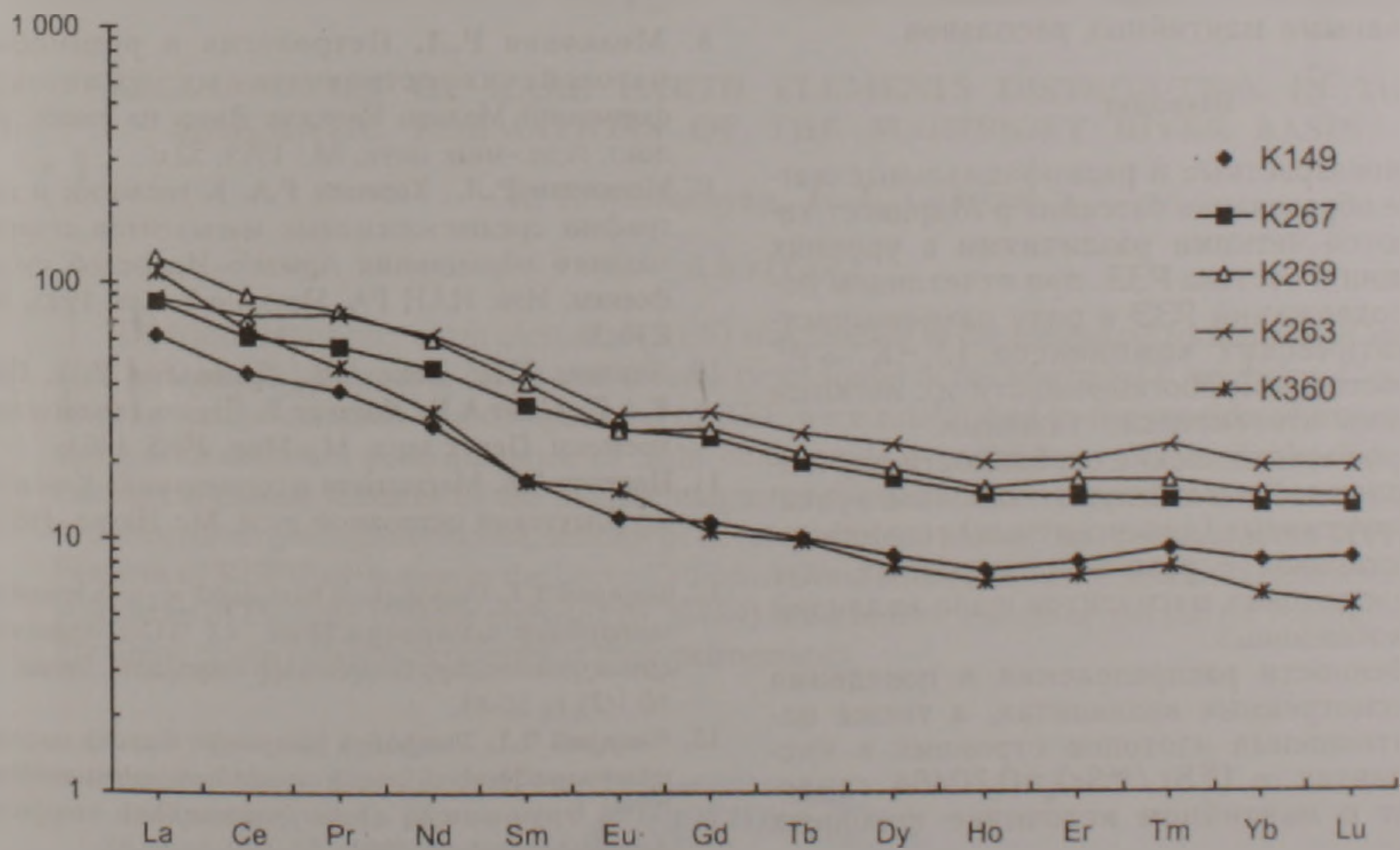


Рис.3. Распределение РЗЭ в разновозрастных интрузивах бассейна р. Марцигет. Опись анализов см. в таблице

матических расплавов, с учетом коэффициентов распределения РЗЭ в главных породообразующих и акцессорных минералах, как правило, сопровождается накоплением в остаточных расплавах РЗЭ, прежде всего легких РЗЭ и соответственно – обогащением РЗЭ поздних дифференциатов исходных расплавов. С другой стороны одним из характерных признаков мантийных расплавов является близкое или тождественное хондритовому нормативное содержание европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 1.0$). Установленные особенности распределения РЗЭ в рассмотренных вулканитах и прежде всего накопление РЗЭ в последовательном ряду пород, близхондритовое распределение европия в вулканитах основного состава при отчетливо проявленном дефиците европия в кислых вулканитах свидетельствуют в пользу мантийного источника исходного базальтового расплава и определяющей роли процессов фракционной кристаллизации, в частности фракционирования плагиоклазов, в петрогенезисе рассматриваемых пород. В этом аспекте важное значение имеет величина начальных отношений изотопов стронция в кислых вулканитах, поскольку именно для этих пород может быть высказано альтернативное мнение о их коровом происхождении или, по крайней мере, о существенной роли корового материала кислого состава в их формировании. Не останавливаясь детально на различных сторонах этого вопроса, которому будет посвящено специальное сообщение, отметим лишь, что начальное отношение изотопов стронция в кислых вулканитах позднеэоценового комплекса – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70464^*$ отчетливо понижено по сравнению с коровыми значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 \geq 0.7086$ и также позволяет считать их производными мантийных расплавов.

Выводы

1. Разновозрастные и разнофациальные магматические образования бассейна р. Марцигет характеризуются четкими различиями в уровнях концентрации и состава РЗЭ, при отчетливом повышении содержаний РЗЭ в ряду разновозрастных магматических комплексов ($J_3 - K_1 \rightarrow P_2^2 \rightarrow P_2^3$) и постоянной обогащенности их легкими лантаноидами относительно тяжелых.

2. Петро-геохимические особенности изученных вулканитов соответствуют таковым вулканитов деструктивных (дивергентных) геодинамических обстановок – развитых островных дуг для среднеэоценовых магматитов и зон коллизий для позднеэоценовых.

3. Особенности распределения и поведения РЗЭ в рассмотренных вулканитах, а также начальные отношения изотопов стронция в кислых вулканитах – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70464$ свидетельствуют о мантийном источнике исходных

расплавов и определяющей роли процессов фракционной кристаллизации в петрогенезисе изученных магматитов.

Авторы выражают глубокую признательность Г.О. Пилюяну (ИГЕМ РАН) за содействие в выполнении аналитических работ.

Работа выполнена в рамках темы 1327, финансируемой из госбюджета РА.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багдасарян Г.П., Пароникян В.О. Геолого-радио-геохронологические данные о палеогеновых магматических породах Марцигетского рудного поля. В кн.: Магматизм и рудообразование Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1978, с.5-10.
2. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976, 265 с.
3. Галоян К.Л. Петрохимические особенности магматических пород Марцигетского рудного района. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2000, №1-2, с.67-73.
4. Демина Л.И., Симонов Д.А. Вулканиты как индикаторы процесса континентальной коллизии. Докл. РАН, 1999, т.366, №6, с.793-796.
5. Магакян Р., Закариадзе Г.С., Дмитриев Л.В., Колесов Г.М., Коровкина Н.А. Геохимия юрско-нижнемелового вулканического комплекса Северной Армении. Вулканология и сейсмология. 1985, №3, с.39-53.
6. Магматические горные породы. Т.6. М.: Наука, 1987, 438 с.
7. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1980, 331 с.
8. Мелконян Р.Л. Петрология и рудоносность мезозойских островодужных гранитоидных формаций Малого Кавказа. Дисс. на соиск. уч. ст. докт. геол.-мин. наук, М.: 1989, 52 с.
9. Мелконян Р.Л., Хоренян Р.А. К геологии и петрографии среднеэоценовых магматитов северо-западного обрамления Армяно-Иранской субплатформы. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1995, №2-3, с.30-38.
10. Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г., Пиктон К.А.Г., Смит А.Г., Холтерс Р. Шкала геологического времени. Пер. с англ. М.: Мир, 1985, 140 с.
11. Цветков А.А. Магматизм и геодинамика Командорско-Алеутской островной дуги. М.: Наука, 1990, 325 с.
12. Փալոյան Ղ.Լ. Մարցիգետի հանքային շրջանի հրաբխածին ապարների պետրոգրաֆիան. ՀՀ ԳԱԱ Երիտասարդ գիտաշխատողների հոդվածների ժողովածու. Երևան, 2001, № 1(2), էջ 80-83.
13. Փալոյան Ղ.Լ. Չափիծորի ինտրուզիվ մարմնի ապարների պետրոգրաֆիակուս կազմի առանձնահատկությունները. ՀՀ ԳԱԱ Երիտասարդ գիտաշխատողների հոդվածների ժողովածու. Երևան, 2001, № 1(2), էջ 84-87.
14. Բսահակյան Ա.Ա. Չափիծորի ինտրուզիվ ապարների պետրոգրաֆիան. ԵՊՀ գիտ. աշխատություններ, հատոր 37, երկրաբ. սերիա, Երևան, 1952, էջ 119-148.
15. Anders E., Grevesse N. Abundances of elements: Meteoric and solar. Cosmochim. Geochim. Acta. 1989, v.53, p.197-214.

* Определение начальных отношений изотопов стронция выполнено в Лаборатории изотопных исследований и геохронологии ИГН НАН РА, аналитик Р. Гукасян

**ՀԱՉՎԱԳՅՈՒՏ ՀՈՂԱՅԻՆ ՏԱՐՐԵՐԻ ՏԵՂԱԲԱՇԽՄԱՆ
ՕՐԻՆԱԶԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ՄԱՐՑԻԳԵՏԻ ԱՎԱՋԱՆԻ ՄԱԳՄԱՏԻԿԱԿԱՆ
ԱՌԱՋԱՅՈՒՄՆԵՐՈՒՄ**

Ռ. Լ. Մելկոնյան, Ղ. Լ. Գալոյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում առաջին անգամ քննակվում է հազվագյուտ հողային տարրերի (ՀՀՏ) տեղաբաշխումը և վարքը Մարցիգետի ավազանի տարահասակ (J_1 - K_1 , P_2^1 , P_2^3), տարաբնույթ և տարատեսակ մագմատիկական առաջացումներում, որոնք աչքի են ընկնում ՀՀՏ կազմի ու պարունակության զգալի տատանումներով, ընդ որում, ամենացածր պարունակությամբ բնորոշվում են միջին էոցենի էֆուզիվ բազալտները (ադյուսակ), իսկ ամենաբարձր պարունակությամբ՝ ուշ էոցենի սուբվոլկանիկ դացիտները:

Հրաբխականության միևնույն փուլում թե՛ էֆուզիվ և, թե՛ սուբվոլկանիկ ապարներում սիլիցաթթվության և կալիումականության աճին զուգընթաց նկատվում է ՀՀՏ պարունակության և կազմի՝ La/Yb հարաբերության մեծացում, ընդ որում, միևնույն սիլիցաթթվությամբ սուբվոլկանիկ առաջացումներն ավելի հարուստ են լանթանոիդներով, քան էֆուզիվները: Այս հանգամանքն ինքնին մատնանշում է ֆրակցիոն բյուրեղացման կարևորությունը ապարառաջացման պրոցեսում, մինչդեռ, համեմատաբար, առավել բարձր SiO_2 և K_2O բնորոշվող Աթանի ինտրուզիվի տոնալիտներն ավելի աղքատ են հազվագյուտ հողերով, քան Չաղիձորի գաբրոիդները, որը պայմանավորված է դրանց ցածր պարունակությամբ մագմատիկ սկզբնական աղբյուրում:

Ըստ պետրո-գեոքիմիական առանձնահատկությունների Մարցիգետի ավազանի միջին էոցենի մագմատիտները համապատասխանում են զարգացած կղզային աղեղների տոլեիտային սերիայի առաջացումներին, իսկ ուշ էոցենի թթու վոլկանիտներն առավել մոտ են կուիզիոն գոսիների կրա-ալկալային սերիայի առաջացումներին:

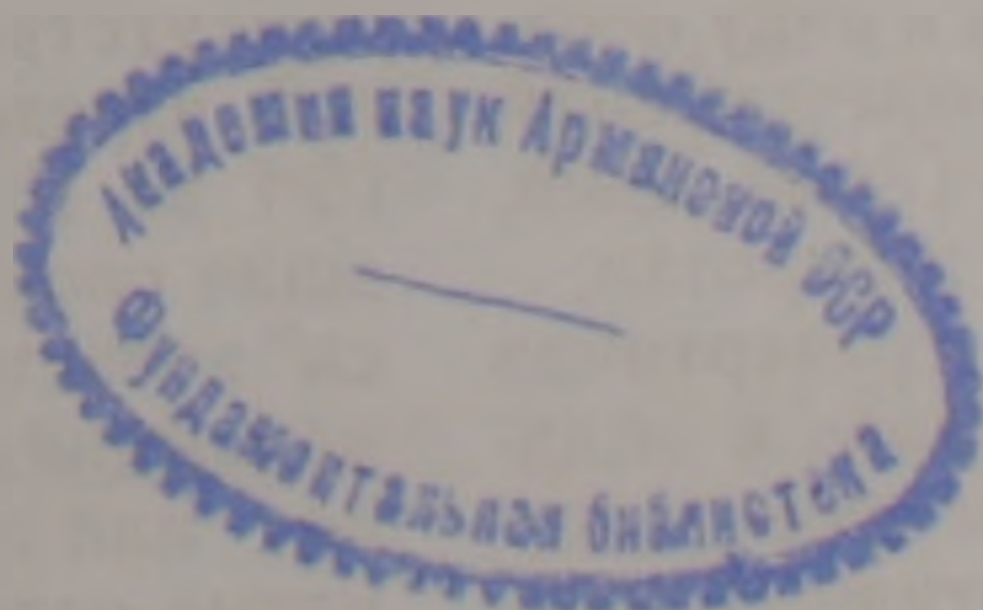
Ելնելով վերոհիշյալ ապարներում ՀՀՏ տեղաբաշխման ու վարքի առանձնահատկություններից, ինչպես նաև ուշ էոցենի թթու վոլկանիտներում ստրոնցիումի իզոտոպների սկզբնական հարաբերության արժեքից՝ $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70464$, կարելի է ենթադրել էոցենի վոլկանիտների մանթիական ծագման ու դրանց պետրոգենեզիսում ֆրակցիոն բյուրեղացման պրոցեսների դերի կարևորության մասին:

**REGULARITIES OF RARE EARTH ELEMENTS DISTRIBUTION IN THE
MAGMATIC FORMATIONS OF THE MARTSIGET RIVER BASIN**

R. L. Melkonyan, G. L. Galoyan

Abstract

Distribution of rare earth elements (REE) was studied in the magmatic formations of varying age (J_1 - K_1 , P_2^1 , P_2^3), varying facies and diverse types found in the Martsiget River basin. Clear differences in the contents and composition of REE were established in the considered magmatites along with constant predominance of light lanthanoids over the heavy ones (Table, Figs. 2, 3). Petrogeochemical features of the studied magmatic formations correspond to the features of destructive (divergent) geodynamics settings of developed island arcs P_2^1 and collision zones P_2^3 (Fig. 1). Features of REE distribution in the Eocene vulcanites and initial relation of strontium isotopes in acid vulcanites of the Late Eocene complex (0.70464) attest to their mantle origin and the leading role of fractional crystallization processes in their petrogenesis.



ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ТРАВЕРТИНОВЫХ ПОЛЕЙ АРМЕНИИ, ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ И НОМЕНКЛАТУРЫ ТРАВЕРТИНОВ

© 2002 г. Р. А. Мандалян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 14 03 2002 г.

Выделены морфологические типы травертиновых накоплений Армении с характеристикой вещественного состава и парагенезиса. Подчеркивается важность их изучения как в смысле большой информации о геологическом строении региона, так и в связи с широким использованием травертинов в качестве неметаллического сырья.

Как характерное явление четвертичного этапа развития Армении травертинообразование выразилось в формировании четырех крупных полей (Веди-Арагатского, Цахкуняцкого, Арпинского, Сюникского) и множества проявлений. Весьма интенсивно оно имело место в предгорной части Арагатской котловины, в которой мощности травертиновых залежей достигают 80 и более метров, а также в бассейнах рек Раздан, Арпа и Воротан, где они измеряются первыми десятками метров [1-4]. Травертины перекрывают разные горизонты геологического разреза — от кристаллического фундамента и образований фанерозоя до современного аллювия, делювия и лавовых потоков.

Поясним смысл использованных терминов. Под *травертиновым полем* следует понимать совокупность травертиновых площадей значительной мощности и протяженности, развитых в пределах крупных геологических структур или в полосе их тектонического сочленения. Поля характеризуются постоянством карбонатного первоисточника (одного или нескольких), каким являются погребенные толщи известняков, мраморов, мергелей, доломитов преимущественно верхнего палеозоя-триаса, верхней юры-нижнего мела и верхнего мела. Показательна пространственная связь травертиновых полей Армении с разломными зонами регионального порядка, испытавшими затем неотектонические подвижки [3-5].

Травертиновыми проявлениями мы обозначаем залежи относительно небольшой протяженности, которым присущи колебания мощностей в пределах 1,5-5 м, а в отдельных случаях (Фиолетово, Агарцин) до — 6-8 м. Большой научно-практический интерес к этому природному явлению на территории Армении предопределен следующими факторами

- исключительной информативностью в смысле познания структурных, литолого-палеогеографических, гидрогеологических, геоморфологических особенностей региона и, конечно же, его сейсмотектоники. Здесь имеются в виду неоднократные проявления сильных землетрясений на травертиновых площадях, включая Гарни, Двин, Арташат, Спитак, Раздан, Айоцзор и Воротан;

- возрастающим применением травертинов в производстве цемента, строительного и облицовочного материалов, в химическом производстве, изготовлении бытовых и декоративных изделий. В качестве облицовочного материала они

используются в местах скопления больших людских масс — подземных переходах, помещениях Ереванского метрополитена, выставочных и спортивных залах, школах и церквях. Большое применение травертины получили при сооружении "Каскада" — грандиозного сооружения (высота 110 м, ширина — 50 м), по которому осуществляется канатная и лестничная связь между центром Еревана и его северо-восточной частью;

- расположением на травертиновом основании городских кварталов Арабата и Гориса, ряда крупных сел, Арзакан-Агверанской и Воротанской зон отдыха, строений Джермукской и Арзнинской курортных зон, сельскохозяйственных объектов;

- необходимостью осуществления геоэкологического контроля над травертиновыми полями для выявления участков (слоев), содержащих биофобные компоненты. Это продиктовано выявлением в нескольких точках Арпинского и Сюникского травертиновых полей высоких содержаний меди, мышьяка и повышенной радиоактивности [1,7].

Налицо насущная геологическая проблема, и в этой связи представляется важной характеристика травертинов Армении по структурно-текстурным особенностям, морфологии, вещественному составу и парагенезису, а также разработка вопросов их классификации и номенклатуры. По этим признакам обособляются следующие главные типы травертиновых накоплений.

1. *Пластовые травертины* характеризуются отчетливо проявленной горизонтальной слоистостью (рис.1), большой мощностью и пространственной выдержанностью до 2,5 км. В их составе преобладают разности с однородной (сливной) текстурой — крепкие монолитные породы, главным образом светло-серые или кремовые, изредка светло-коричневые. В отдельных интервалах разреза им присуща повышенная пористость и кавернозность, исчезающие по простиранию пласта. В шлифах определяются мелко-микрозернистая и оолитовая структуры, частое присутствие желвачков сине-зеленых водорослей, изредка развитие песчано-глинистой примеси (5-7 до 10%). В их составе встречаются небольшие слои (10-15 см), в которых "просвечивается" ячеисто-призматическое внутреннее строение, напоминающее срезы раковин замковых брахиопод или пелеципод. Травертины содержат трубчатые остатки стеблей растений (длиной от 2-3 до 7-8 см), ориентированные по напластованию

Химические анализы травертинов

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	п.п.п	CO ₂	Местоположение
1	0,64	н.о.	0,65	0,28	н.о.	54,13	0,84	н.об.	0,15	0,07	0,08	н.об.	0,51	42,65	Арарат
2	0,29	н.о.	0,23	0,31	н.о.	54,88	0,53	н.об.	0,14	0,10	0,05	н.об.	0,32	43,15	-"
3	0,55	н.о.	0,60	0,56	н.о.	54,18	0,81	н.об.	0,15	0,09	0,06	н.об.	0,20	42,90	-"
4	0,30	н.о.	0,23	0,30	сл.	55,02	0,53	н.об.	0,14	0,07	0,04	н.об.	0,12	43,25	-"
5	2,48	н.о.	1,20	0,53	н.о.	52,62	0,60	сл.	0,11	0,12	0,09	0,07	0,37	41,81	-"
6	0,28	н.о.	0,10	0,05	н.о.	55,15	0,38	н.о.	0,04	0,05	0,05	0,05	0,21	43,64	-"
7	0,22	н.о.	0,10	0,14	н.о.	55,24	0,35	н.об.	0,02	0,02	0,05	н.об.	0,28	43,58	-"
8	1,49	сл.	1,35	0,42	н.о.	53,28	0,28	сл.	0,08	0,04	0,06	0,08	0,52	42,40	-"
9	0,30	н.о.	0,12	0,14	н.о.	55,40	0,37	н.о.	0,03	0,02	0,06	н.об.	0,19	43,37	Веди
10	0,43	н.об.	0,25	0,40	н.об.	54,05	0,45	сл.	н.о.	н.об.	н.об.	сл.	1,52	42,90	-"
11	2,82	н.об.	2,50	0,6	н.об.	47,64	1,10	сл.	0,18	0,10	0,04	н.об.	5,80	38,22	-"
12	0,41	н.об.	0,20	0,67	н.об.	53,64	0,70	сл.	н.о.	н.о.	н.об.	н.об.	2,68	42,10	-"
13	6,01	н.об.	0,72	2,59	н.об.	48,97	0,60	сл.	0,21	0,22	н.об.	0,08	0,50	40,10	-"
14	0,56	сл.	0,67	0,75	0,56	53,68	1,00	0,03	0,32	0,08	0,06	н.об.	0,14	42,15	Горис
15	25,36	0,21	3,17	1,74	0,56	37,73	0,24	0,03	0,10	0,20	0,11	н.о.	1,08	29,47	-"
16	4,09	0,03	1,39	0,94	0,54	50,83	1,08	0,04	0,18	0,30	0,23	н.об.	0,42	39,40	Татев
17	0,56	0,06	0,54	3,99	0,84	51,47	0,65	0,03	0,12	0,05	0,06	н.об.	0,26	40,38	-"
18	0,66	сл.	0,49	0,45	сл.	54,98	0,05	сл.	сл.	сл.	сл.	н.об.	0,30	43,07	Арзакан
19	3,77	0,06	1,77	7,12	0,26	48,53	0,85	0,07	0,16	0,17	0,07	сл.	0,39	36,78	Татев
20	10,34	0,02	3,38	0,83	0,15	45,48	0,45	0,02	0,70	0,30	0,20	0,24	2,07	35,64	Ани

Хим. лаборатория ИГН НАНА, аналитики А Назарян, Б Талиашвили.

и нацело замещенные кальцитом, и изредка раковинки гастропод и скелеты рыб. Описанная разновидность травертинов, максимально развитая в месторождениях Веди-Арагатского поля,

отличается чистотой состава - содержание CaO находится главным образом в пределах 51,5-55,4% и редко опускается ниже 50% (табл.1, № 1-9; 12, 18).



Рис 1 Тонкослоистые травертины Веди-Арагатского поля

2. *Травертины массивного облика* (рис.2) в большей мере связаны пространственными переходами с предыдущим типом, а также формируют самостоятельные залежи. Это преимущественно серые и светло-коричневые крепкие породы с остроребристым изломом. Пористость неравномерная: крупные поры кучно расположены небольшими участками (2-5 x 3-6 см) с переходом к монолитно-плотному строению. Растительный

детрит в одних случаях ориентирован по простиранию залежей, в других беспорядочно; по сравнению с предыдущим типом его количество слегка возрастает. В составе некоторых залежей развиты буро-красные ожелезненные слои и включения. По чистоте состава данный тип несколько уступает пластовым тонко- и толсто-слоистым травертинам Арагата, которые являются уникальным карбонатным сырьем



Рис 2 Массивные травертины с матрацевидной формой выветривания

многоцелевого использования. Здесь же содержание СаО колеблется в пределах 47,6-54,0% (табл. 1, № 10-16) и опускается ниже лишь в отдельных пачках, обогащенных терригенным материалом. В случае устойчивых мощностей массивные травертины формируют своеобразные террасы, сглаживающие неровности рельефа, что отчетливо проявлено по бортам ущелий р. Воротан, Горис-джур, многим притокам Арпы и Раздана. Помимо листьев в них иногда присутствуют вертикально стоящие кусты, инкрустированные кальцитом.

3. *Слойчатые, сильно пористые травертины пестро-красноцветного облика* формируют залежи и щиты мощностью от 0,25 до 5,5-5 м, редко более, а также присутствуют в виде ячеисто-губчатых скоплений в пластовых и массивных травертинах. Они характеризуются светло-коричневой, оранжевой, буро-красной и лиловой окраской. Содержат листья, следы корневой системы, растительный детрит и карбонатизированные скопления мха. По особенностям химизма (табл. 1, № 17, 19) данный тип сильно отличается от главной массы травертинов. Прежде всего это высокие содержания Fe_2O_3 , наличие FeO, значительная сумма щелочей. Заметны также расхождения по содержанию ряда микроэлементов. Вопрос этот требует специального освещения, и здесь отметим лишь присутствие в 5 пробах мышьяка в пределах 0,01-0,32%, что подчеркивает специфику формирования ячеисто-губчатой разновидности. Но сначала рассмотрим проблему в целом.

Как известно, четвертичные озерные отложения заметно представлены в Араратской котловине, причем имеется тенденция увязывать расширение озерного режима с таянием горных ледников [2]. По мере развития восходящих движений озерный бассейн мелел, пересыхал и временами восстанавливался в границах. И в этой палеогеографической обстановке протекала интенсивная разгрузка гидрокарбонатно-кальциевых вод и их смешанных разностей, которая обеспечивала пересыщение пресных вод $CaCO_3$ с его дальнейшим хемогенным и биохемогенным осаждением с формированием *травертиновых известняков*. Именно этим термином обозначим слоистые травертины, занимающие большие площади. Судя по особенностям строения, травертины массивного облика характеризуют переходы от озерных к озерно-болотным условиям, а также обстановке речных запруд, развивавшихся в горных ущельях.

Образование слойчатых, сильно пористых травертинов (тип 3) связано с продолжением разгрузки минеральных вод в слабо обводненных или сухих условиях (озерных отмелей, пересыхающих болот, речных террас, старых русел, оврагов, склонов и бортов ущелий). В условиях быстрого остывания и газоотдачи это приводит к интенсивной садке карбонатной составляющей в форме кальцита или арагонита. И развиваясь по поверхности наслоения, вновь образованные слои могут огибать неровности микрорельефа с возникновением бугорчатости или волнистой слойчатости. А повышенное содержание железа,

щелочей и других компонентов в травертинах этой группы коррелируется с составом их отлагающих вод. К примеру, в минеральных водах Арпинского поля содержание железа достигает 50 мг/л, натрия – 1192 мг/л, калия – 86 мг/л (Демехин, 1958).

Другая особенность заключается в возможном участии термофильных микросообществ типа сине-зеленых водорослей (цианобактерий) в накоплении слойчатых сильно пористых травертинов. И возвращаясь к вопросам терминологии, отметим, что данный тип в особенности обширно развит в отложениях голоцена равнинных и горных областей и в литературе упоминается под названием "известковые туфы" [8-10]. Условность такого названия, основанного на иллюзорном внешнем сходстве, очевидна, если учесть, что именно так именуются образования, сложенные смесью пирокластики с органогенно-хемогенными карбонатными илами. К тому же, как это будет показано ниже, существуют травертиновые накопления с пирокластической примесью, которые нами именуются туфотравертинами.

Помимо трех главных типов в составе травертиновых полей развиты смешанные накопления. *Брекчиевые травертины* представляют собой слоистую породу, состоящую из обломков меловых известняков (фораминиферово-микрозернистых, шламово-микрозернистых) и мергелей, погруженных в обильную травертиновую массу. Форма обломков разнообразна: вытянуто-таблитчатая, черепковидная, палочкообразная, трапцевидная, редко треугольная. Контуры их четкие, без зазубрин. Размеры обломков колеблются в широких пределах – от 7-10х5-5,5 до 2-3х1,5-2 см и менее, через многие промежуточные величины. Лишь 5-10% их присуща слабая окатанность. По мере убывания обломков порода пространственно переходит в обычные разности травертинов. Этот тип максимально развит в Веди-Араратском поле, в котором слагает 4 горизонта суммарной мощностью около 7,5 м. Его формирование непосредственно связано с природой карбонатных брекчий. Наиболее вероятным представляется перемещение (обрушение) в озерный травертиноносный бассейн блоков меловых внутриформационных карбонатных брекчий с последующей кратковременной обработкой в этой среде.

Цветные конгломерато-брекчии представляют собой пестроцветную крупнообломочную породу с травертиновым заполнителем. Среди обломков преобладают полуокатанные разности (55-70%) при подчиненном количестве неокатанных и хорошо окатанных. Форма их неправильно-округлая, слегка уплощенная; преобладающая величина от 3-5 до 7-8 см по длинной оси. В составе обломков, погруженных в обильную травертиновую массу, развиты следующие породы: **серые** и красновато-розовые известняки (30-55%), серые и светло-серые мергели (15-20%), бурые и темно-серые эффузивы основного-среднего состава (35-50%), буро-красные и темно-серые яшмо-силициты (0-10%). Цветные конгломерато-брекчии развиты в основании - нижней части

крупных залежей и, по-видимому, являются продуктом "травертинизации" аллювиальных и пролювиальных отложений. Их мощности колеблются в пределах 2,5-7 м, однако по простиранию они не выдержаны и замещаются другими типами травертиновых накоплений.

Туфотравертины. Продукты наземных эрупций, выброшенные в атмосферу и перемещенные воздушными потоками, достигали травертиновых полей и осаждались в озерно-болотной и долинно-речной обстановках с формированием смешанных пород – туфотравертинов. От обычных травертиновых накоплений они отличаются темно-серой окраской и присутствием коричнево-бурых и зеленовато-серых включений, придающих породе мелкопятнистый облик. В шлифах видно, что по составу тефроидная примесь (15-25%) представлена пемзовыми андезидацитами, дацитами и полуугловатыми фрагментами андезитов, а также непрозрачными пепловыми частицами. Примерно в 12-15% обломков стекол заметны микролейсты плагиоклазов и включения пироксенов. По гранулометрии они разнообразны – от мелко- (0,08-2 мм) до средне- и крупнообломочных (3-12 мм) разностей. Мощность туфотравертинов находится в пределах 5-45 м, а в рассеянном виде материал эрупций шире улавливается по разрезу. Химический состав (табл.1, № 20) отчетливо передает специфику их формирования: высокие содержания SiO_2 , суммарного железа, магния и в особенности – щелочей. Судя по значительному развитию молодых вулканических очагов по периферии травертиновых залежей (Ширакское плато, Гегамский хребет и др.), можно заключить, что тефроидный материал, осевший в травертинах, проходил небольшие расстояния [6].

Травертиновые новообразования возникают в литифицированных травертинах в связи с просачиванием по трещинам, межпластовым пространствам и другим пустотам термальных вод. Таким путем возникает наложенная колломорфная минерализация кальцита и арагонита в форме почко-лепешковидных агрегатов, крупных сгустков величиной с кулак, конкрециевидных агрегатов.

В этих же зонах присутствуют пологопадающие залежи мощностью от 0,2 до 2,5-3 м, известные под названием ониксовидные травертины. Их строению присуще чередование субпараллельных полос светло-серого, янтарно-желтого

и коричневого кальцита, которое после шлифовки придает породе декоративный вид.

И в заключение отметим факт продолжающегося в настоящее время осаднения травертинов в нескольких пунктах Веди-Араратского, Цахкуняцкого и Арпинского полей в долинной, русловой и склоновой обстановках.

Таковы главные и второстепенные типы травертинов, развитые на территории Армении. Их формирование отражает благоприятное сочетание сложных природных явлений – как древних унаследованных, так и молодых – плейстоцено-голоценовых.

Работа выполнена в рамках темы 02–1325, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананян А.Л. О некоторых травертиновых образованиях бассейна верховьев рек Арпа и Воротан. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, т.13, № 3-4, 1960, с.89-99.
2. Геология СССР, том XLIII. Армянская ССР. М.: Недра, 1970, 463 с.
3. Мандалян Р.А., Варданян В.А. К проблеме травертинообразования Ерахского хребта. Изв. НАН РА. Науки о Земле, № 2-3, 1995, с.39-44.
4. Мандалян Р.А., Варданян В.А., Ананян А.Л. Условия формирования травертиновых полей Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, № 1-2, с.76-83.
5. Мандалян Р.А. Травертинообразование как показатель структурных дислокаций и сейсмичности региона. Сб. докладов научной конференции, посвященной 90-летию академика А.Г. Назарова. Ереван, 1998, с.367-371.
6. Мандалян Р.А. Вулканизм и формирование травертиновых полей Армении. Тез. докл. Второй междунар. конф. "Вулканизм и Биосфера Земли". Туапсе, 2000, с. 47-48.
7. Мандалян Р.А. Геоэкологические аспекты изучения травертиновых полей Армении. Конверсионный потенциал Армении и программы МНТЦ. Междунар. семинар, 2-7 октября 2000г. Ереван, 2000, с. 196.
8. Седлецкий В.И., Семенов Г.А., Байков А.А. Травертины Альпийского пояса. Современ. вулкан. гидротерм. минералообразование. Матер. I сессии Камчат. отд. ВМО. Петропавловск-Камчатский, 1989, ч.2, Владивосток, 1992, с.93-106.
9. Koban Ch.G. Faziesanalyse und Genese der quartären sauerwasserkalke von Stuttgart, Baden-Wurtemberg Profil, 1993, v.5, p. 47-118.
10. Rieger Ted. Calcareous Tuffs formations: Searles lake and Mono lake. Califor.Geol, 1992, 45, N4, p.99-109.

**ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՏՐԱՎԵՐՏԻՆԱՅԻՆ ԴԱՇՏԵՐԻ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔՆԵՐԻ
ԱՌԱՆՋՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ, ՆՐԱՆՑ ԱՆՎԱՆԱԿԱՐԳԸ
ԵՎ ԴԱՍԱԿԱՐԳՄԱՆ ՍԿԶԲՈՒՆՔՆԵՐԸ**

Ռ. Ա. Մանդալյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայաստանի տրավերտինային դաշտերի կազմում զարգացած են երեք գլխավոր տարատեսակ՝ շերտային, զանգվածային և ոսպնյակասպունգային – ծակոտկեն:

Վերոհիշյալ տարատեսակները զանազանվում են իրենց քիմիական կազմով, մանր կամ փոքր տարրերով և կենսաֆոր խառնուրդներով:

Նվազ քանակով գոյություն ունեն խառը տիպեր ընդգրկված տուֆատրավերտիններով: Դրանց օգտագործումը ոչ մետաղային հումքի համար երկրաէկոլոգիական բնութագրմամբ ունեն մեծ նշանակություն՝ գիտական և պրակտիկ:

**STRUCTURAL FEATURES OF TRAVERTINE FIELDS IN ARMENIA AND
PRINCIPLES OF TRAVERTINE CLASSIFICATION AND NOMENCLATURE**

R. A. Mandalian

A b s r a c t

Morphological types of travertine accumulations in Armenia are identified considering characteristics of their material composition and paragenesis. The importance of studying travertine is emphasized both in view of obtaining abundant information on the geological structure of the region, and in connection with wide use of travertine as a non-metallic raw material.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЭКСПЛОЗИВНОГО БРЕКЧИРОВАНИЯ В ГИПАБИССАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

(на примере Каджаранского медно-молибденового месторождения)

© 2002 г. Р. Н. Таян, М. А. Арутюнян, А. Х. Мнацаканян

Институт геологических наук НАН РА,
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения,
E-mail: hrshah@sci.am;
Поступила в редакцию 12.03.2002 г.

В контуре Каджаранского медно-молибденового штокерка брекчиевое тело ("внутриминерализационная дайка" [2]) имеет тесную пространственно-временную связь с порфировым магматизмом и оруденением. Время формирования его – в интервале между ранними промышленными (Q-Mo и Q-Cr) стадиями минерализации, на гипабиссальных глубинах порядка 2 км. Сеть тончайших апофизов, вмещающие монцониты, присутствие различных по составу литокластов, а также тесная связь с гидротермальным медно-молибденовым оруденением дают основание рассматривать его, как результат проявления эксплозивного брекчирования. Отсутствие кластического или других типов вторичного цемента объясняется нами гипабиссальными условиями становления, без больших перепадов давления, при резком оттоке газов с формированием субстрата из тонко перетертой кластики.

За последнее время накоплен большой фактический материал, указывающий на важную роль в формировании месторождений ряда рудных формаций, брекчиевых образований, тесно связанных с магматизмом и гидротермальным оруденением. Брекчиевые тела или "брекчии заключительного этапа" [11], связанные с постмагматической деятельностью порфировых интрузий, в особенности характерны для рудных полей и месторождений формации медно-молибденовых руд [5, 7, 10, 11].

Морфология брекчиевых тел большей частью штокообразная, трубчатая, реже жильная. Размеры, как правило, небольшие и редко достигают нескольких квадратных километров. Величина обломков самая разнообразная, с возрастанием количества и величины обломков к периферии выхода, при соответствии состава обломков вмещающим породам. Пестрота и разнообразие их могут отражать многоэтапный характер брекчирования. Количество обломков в этих образованиях до 60-70%. На ряде месторождений отмечается стратифицированное размещение обломочного материала.

Брекчиевые тела, детально изученные на ряде месторождений медно-молибденовой формации руд (Сорском, Шахтаминском, Обкорондинском, Жирикендском и др.), характеризуются выраженными признаками эксплозивного (взрывного) брекчирования [10, 11]. При этом, матриксом обычно служит масса размерностью 0,1-2 мм, возникающая в результате дезинтеграции тех же обломков при взрывных процессах и представленная в разной степени биотитизированным, либо хлоритизированным кварц-полевошпатовым агрегатом с различными соотношениями составляющих минералов. Однако мнение о формировании рассматриваемых типов брекчий в результате взрывных процессов разделяется не всеми исследователями [7].

Между тем, согласно многим публикациям, в брекчиевых телах, как среди отмеченных, так и ряда других месторождений, связанных с пор-

фировым магматизмом, выявляется также и субстрат, представленный первично-магматическим материалом. Так, в брекчиях месторождений Западной Чукотки [4] отмечается матрица с монцонит-порфировой структурой. На Теремкинском золото-сульфидном месторождении [2] описаны эксплозивные брекчии с фельзитовым цементом, содержащим, наряду с другими, обломки золотосодержащего жильного кварца. В северо-западном Прибалхашье, на Сокуркойском месторождении [9] магматический цемент брекчий значительно преобладает над кластическим материалом и представлен плагиоклазовым порфиром. На участке Сор-Герет Сорского месторождения [10] цемент эксплозивных брекчий неравномернозернистый порфировый. Магматический цемент, близкий породам гранодиорит-порфирового состава, отмечен [8] в эксплозивных брекчиях Обкорондинского молибденового месторождения (В.Забайкалье).

Вопрос о брекчиевых образованиях в пределах Каджаранского рудного поля был поднят впервые в 70-ых годах прошлого столетия в связи со вскрытием на горизонте 2130 метров Центрального участка месторождения дайкообразного тела мощностью до 2 м, с большим количеством ксенолитов и нитевидных ответвлений во вмещающие монцониты, по облику значительно отличающихся от широко проявленных на месторождении даек гранодиорит-порфирового состава. Наличие среди кластического материала гидротермально измененных монцонитов с обломками руд кварц-молибденитовой стадии и факты пересечения их кварц-халькопиритовыми прожилками последующей стадии минерализации дали основание брекчиевое тело отнести к внутриминерализационным образованиям ("внутриминерализационная дайка" [2]). Тогда проведенные минералого-петрографические исследования состава позволили выделить на месторождении новый тип даек. По определению [6], это – олигоклазовый кварцевый диорит, по [2] – кварцевый сиенит-порфир.

К настоящему времени дайкообразное тело Центрального участка месторождения прослежено на глубину порядка 200 м (горизонты 2130–1935 м). На нижних горизонтах мощность выхода увеличивается до 4 м, при протяженности 60 м. Простираение субширотное, в целом согласно простиранию широко проявленных на участке до-рудных дайковых образований. Падение выхода на юг, под углом 80°.

Магматический субстрат описываемого тела, представленный первично-магматическим материалом, как видно, обладал большой инжектирующей способностью, контакты выхода местами нечеткие, с сетью ответвлений (до миллиметровых инъекций) во вмещающие монцониты, обломками которых насыщена периферия выхода. Эндоконтактовые изменения не отмечаются. Среди кластического материала, наряду с монцонитами, измененными в различной степени, встречаются также аплиты и микрограносиениты, отмечаемые в пределах месторождения. Содержание обломков на верхних горизонтах составляет 35-40%; размеры наиболее крупных, угловатой формы литокластов достигают 10 см. С глубиной количество и величина грубокластического материала значительно сокращаются и на горизонте 1935 их обилие отмечается лишь по эндоконтакту выхода, составляя 20-25% объема.

Под микроскопом цементирующая масса описываемых брекчий – средне-мелкозернистая, микрогранитовой структуры с переходами к аллотриоморфнозернистой, участками микропойкилитовой. Она сложена таблитчатыми или изометричными зернами тонкосдвойникового кислого плагиоклаза, ксеноморфными выделениями микропертитового калишпата, кварца и призматическими индивидами биотита. Наблюдаются каемки калишпата вокруг идиоморфных зерен плагиоклаза. Участками разрастаются «глазки» мозаичного кварца. Отмечается мелкая, равномерно проявленная вкрапленность пирита. Из акцессорных минералов встречаются апатит и сфен.

Распределение порфировых вкрапленников, составляющих около 10-15% субстрата брекчий, характеризуется неравномерностью. Представлены они плагиоклазом и биотитом двух генераций, а также редкими выделениями калишпата и роговой обманки, нацело замещенной тонким агрегатом хлорита и карбоната; размеры не превышают 0,7 см. Плагиоклаз первой генерации имеет таблитчатый облик (до 0,5 см в длину), интенсивно пелитизирован и испещрён чешуйками серицита и биотита; плагиоклаз второй генерации (№30-28) имеет тонкопризматический габитус (до 0,3 см), слабо пелитизирован и нередко образует каемки вокруг кристаллов первой генерации. Биотит первой генерации буровато-коричневой окраски и выявляется в виде реликтов в хлорит-кальцитовых псевдоморфозах; последние образуют нередко скопления деформированных, изогнутых и частично дезинтегрированных зерен.

Биотит второй генерации развит более широко и представлен длиннопризматическими кристаллами коричнево-бурого или зеленовато-

бурого цвета, нередко изогнутыми и деформированными. От субфенокристаллов отмечаются переходы к тонкопризматическим, игольчатым выделениям биотита в основной массе. Выделения калишпата имеют изометричный облик и микропертитовое строение и более характерны для верхних горизонтов. Содержание вкрапленников плагиоклаза с глубиной также уменьшается. По соотношению SiO_2 – (54,99-59,40%) и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – (6,80-7,30%) при $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ равному 1,4-2,8, магматический субстрат брекчий относится к субщелочным кварцевым диоритам.

Проведенные О.Г.Маданяном исследования газовой-жидких включений в обломках кварц-молибденитовых жил в теле брекчий показали, что включения, характерные для кварц-молибденитовой стадии, взорваны. Установлены и многочисленные газовой-жидкие включения с твердой фазой (галит, сильвин), характерные для последующих кварц-халькопиритовой, кварц-пиритовой, кварц-полиметаллической стадий минерализации. Кроме отмеченных включений в обломках кварца О.Г.Маданяном установлены включения, не характерные ни для одной из стадий минерализации, гомогенизация которых происходит в интервале температур 650-700°C в жидкую фазу: по данным криометрии, концентрация солей по NaCl – эквиваленту составляет 50-60 % вес.

Ко времени локализации кварц-халькопиритовой стадии минерализации (315-290°C), судя по характеру рудовмещающих трещин, брекчиевое тело было уже сформировано и закристаллизовано.

Можно констатировать, что брекчии в контуре Каджаранского штокверка сформировались почти одновременно с ранними промышленными стадиями минерализации (в интервале между кварц-молибденитовой и кварц-халькопиритовой) и на тех же гипабиссальных глубинах, оцениваемых на месторождении примерно в 2 км. Фиксируемые в рассматриваемом брекчиевом теле особенности, такие как размерность и количество обломков, характер и интенсивность проявления инъекций во вмещающие монцониты, отражают термодинамическую обстановку брекчиеобразования в гипабиссальных условиях. Процесс, по-видимому, был одноактным. Наиболее масштабное брекчирование с взрывообразным удалением газовой фазы и формированием уже преимущественно кластического субстрата, характерно для приповерхностных (субвулканических) условий [10]. В описываемом же выше случае установленные условия глубинности препятствовали существенным перепадам внешнего давления и резкому оттоку газов в зоне брекчирования.

Этими обстоятельствами, по нашему мнению, обусловлены первично-магматический характер цементирующего материала в брекчиевом теле и отсутствие кластического или других типов вторичного цемента. Возможность цементации на глубоких горизонтах взрывных брекчиевых образований магматическим материалом допускается и [10]. Согласно тем же авторам, интенсивность развития процессов взрывного брекчирования в значительной мере обуслов-

лена участием вадозных вод, роль которых в становлении ранних гидротермальных стадий минерализации Каджарана была незначительной [1].

Обсуждение и некоторые выводы

Анализируя имеющиеся данные, можно заметить, что брекчиевые образования рассматриваемого генезиса обычно отличаются цементирующей массой. Один из признаков взрывного (эксплозивного) брекчирования — возникший в субстрате брекчий кластический или другой тип вторичного цемента. Насыщенность кластикой субстрата и его перетертость стимулировались интенсивностью проявления процессов брекчирования. Этим можно объяснить и то, что соотношения первичного (магматического), кластического и гидрохимического цемента в брекчиях часто колеблются в широких пределах.

Надо полагать, что одним из важных условий, определяющих структурно-текстурные особенности рассматриваемых образований, является глубина их формирования. В публикациях обычно не содержится прямых указаний глубины формирования брекчиевых тел. Такие данные, чаще всего, основываются на степени дробленности обломочного материала и характере субстрата. При субстрате брекчий, представленном кластическим или другим типом вторичного цемента, и установлении тесной пространственно-временной связи их с порфировым магматизмом и оруденением, брекчиевые тела выделяются как "эксплозивные образования" [10,11]. Нельзя не согласиться, что наиболее благоприятные условия для эксплозий создаются в приповерхностных (субвулканических) уровнях глубин.

Мы склонны полагать, что брекчиевые образования рассматриваемого генезиса, являясь производными единого процесса, но сформированными в условиях иной глубинности, могут быть представлены промежуточными разностями, с различным соотношением гетерогенного субстрата.

Гетерогенный субстрат, представленный магматическим, кластическим и гидрохимическим типами, отмечен нами в двух других выходах брекчий Каджаранского рудного поля, материалы по которым готовятся к печати. Обнажаются они за пределами рудного штокверка, в приподнятом блоке и на относительно высоких гипсометрических отметках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мелконян Р.Л., Акопян М.С. Сравнительная характеристика рудно-магматических систем с медно-молибденовым оруденением различных геодинамических обстановок (на примере Малого Кавказа). В сб., посвящ. 90-летию С.А.Мовсисяна. Ереван, 2002, 71 с.
2. Карамян К.А., Таян Р.Н., Арутюнян М.А. и др. О взаимоотношениях даск и оруденения на Каджаранском месторождении и природе внутриминерализационной дайки. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, №4 с.46-56.
3. Куликова З.И., Гулина В.А., Зорина Л.Д. Индикаторная роль эксплозивных брекчий в генезисе Теремкинского золоторудного месторождения. — Геология и геофизика, 1996, N 4, с.71-72.
4. Мараева Р.Н., Мигачев И.Ф., Сапожников В.Г. и др. — Геологические обстановки нахождения медно-порфирового оруденения Западной Чукотки. — В кн.: "Оруденение порфирового типа на Дальнем Востоке". Владивосток: ДВО АН СССР, 1988, с.94-105.
5. Павлова И.Г. Медно-порфировые месторождения. Л.: Недра, 1978, 275с.
6. Пашков Ю.И., Ефремова С.В., Аветисян Г.Г. О месте молибденового и медного оруденения в интрузивном процессе (на примере Каджаранского медно-молибденового месторождения). — В кн: "Магматизм и полезные ископаемые". М.: Наука, 1975, с.156-162.
7. Попов В.С. Геология и генезис медно-молибденовых порфировых месторождений. М.: Наука, 1977, 200с.
8. Проскуряков А.А. Особенности проявления эксплозивных брекчий на месторождениях медно-молибденовой формации. Авторефер.дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: Сибирское отделение АН СССР, 1972, 28 с.
9. Пучков Е.В., Алексеева Л.К., Гуляев А.П. Эруптивные брекчии и связь с ними гидротермального метаморфизма и оруденения Северо-Западного Прибалхашья. — Геология рудных месторождений, 1968, N2, с.38-48.
10. Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина А.А., Проскуряков В.А, Скуридин В.А. — Медно-молибденовая рудная формация. Новосибирск: Наука, 1977, 422с.
11. Сотников В.И., Берзина А.П., Шугурова Н.А., Моторина И.В. Физико-химические параметры процессов формирования месторождений медно-молибденовой рудной формации. — В кн.: "Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования". Новосибирск: Наука, 1979, том 1, с.209-220.

**ԷԿՍՊԼՈԶԻՎ ԲՐԵԿՉԱՅԱՑՄԱՆ ԱՐՏԱՀԱՅՏՄԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ
ՀԻՊԱԲԻՍԱԼ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐՈՒՄ**

(Քաջարանի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրի օրինակի վրա)

Ռ. Ն. Տայան, Մ. Ա. Հարությունյան, Ա. Խ. Մնացականյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Քաջարանի պղինձ-մոլիբդենային շտոկվերկի կոնտուրի մեջ բրեկչային մարմինը, որը սերտ տարածական կապի մեջ է պորֆիրային մագմատիզմի և հանքայնացման հետ, ձևավորվել է վաղ արդյունաբերական (Q-Mo և Q-Cp) հանքայնացումների միջև, որը հիմք է տալիս համարելու այն որպես հիպաբիսալ խորությունների առաջացում (մոտ 2 կմ): Ըստ ներդրման հատկությունների՝ ներփակող ապարներում նրբագույն ներարկումների ցանցի, ինչպես նաև կապը հիդրոթերմալ հանքայնացման հետ, հիմք են տալիս դիտարկելու այդ առաջացումները որպես միանգամյա էքսպլոզիվ բրեկչայացման արդյունք: Կլաստիկ կամ այլ տիպի երկրորդական ցեմենտի բացակայությունը, մեր կողմից բացատրվում է որպես հիպաբիսալ սլայմանների արտահայտում, որոնք չեն նպաստում ճնշման մեծ անկումներին, գազերի կտրուկ հեռացմանը և նուրբ մանրացված կլաստիկայով սուբստրատի ձևավորմանը:

Մենք հակված ենք ենթադրելու, որ դիտարկված գեներալիսի բրեկչային առաջացումները, հանդիսանալով նույն պրոցեսի արդյունք, բայց ձևավորվելով այլ խորություններում, կարող են ներկայացված լինել միջանկյալ տարբերակներով, հետերոգեն սուբստրատի տարբեր հարաբերություններով (ինչպես մագմատիկ, այնպես էլ երկրորդական), իսկ հիպաբիսալ խորություններում՝ նաև մագմատիկ նյութով:

**FEATURES OF MANIFESTATION OF EXPLOSIVE BRECCIATION
IN HYPOABYSSAL CONDITIONS (BY THE EXAMPLE OF THE KAJARAN
COPPER-MOLYBDENUM DEPOSIT)**

R. N. Tayan, M. A. Haroutiunyan, A. Kh. Mnatsakanyan

A b s t r a c t

A breccia body ("an intra-mineralization dyke") within the contour of the Kajaran copper-molybdenum stock-work is in close space and time relationship with porphyric magmatism and ore formation. It formed in the interval between early stages of "industrial" mineralization (Q-Mo and Q-Cp) at hypoabyssal depths of about 2 km. A net of finest apophyses into enclosing monzonites, presence of lithoclasts of diverse composition, as well as close correlation with the hydrothermal copper-molybdenum ore formation suggests that it may be considered a manifestation of explosive brecciation. We explain the absence of clastic and other types of secondary cement by the hypoabyssal conditions of forming, without large drops in pressure, and with abrupt outflow of gases and formation of the substratum of finely grinded clastics.

ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОРУДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ МАРЦИГЕТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООТЛОЖЕНИЯ ЗОЛОТА

© 2002 г. М. С. Акопян, Р. Л. Мелконян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: ramelk@sci.am
Поступила в редакцию 24.02 2002г.

В пределах Марцигетского рудного поля выделяются три формационных типа руд. Формирование первых двух из них – гематит-магнетитового (-770°C) и медно-гематитового ($360-310^{\circ}\text{C}$) происходило из гидротермальной системы направленно движущихся растворов, а золото-свинцово-цинкового (-180°C) – из конвективно-циркуляционной гидротермальной системы. Показано, что для отложения самородного золота из рудоносных растворов необходимо восстановление иона золота, т.е. для формирования золоторудной минерализации наиболее благоприятными являются восстановительные условия. Такие условия имеются в конвективно-циркуляционной гидротермальной системе, в то время как в гидротермальной системе направленно движущихся растворов эти условия могут формироваться лишь при соответствующем влиянии геологической среды. В пределах Марцигетского рудного района наиболее благоприятными для золоторудного оруденения являются те участки, на которых имеются угленосные отложения (восстановитель) в сочетании с разрывными структурами и соответствующими магматическими образованиями.

Результаты изотопных ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) исследований, проведенных нами в Марцигетском рудном поле, с учетом ранее полученных данных, послужили основой для разработки механизма формирования золоторудной минерализации в его пределах [3]. Анализ полученных материалов, наряду с особенностями геологического строения рудного поля, позволяет с новых позиций оценить перспективы золоторудного оруденения. Предложенный механизм рудоотложения основывается на результатах, проведенных нами за последние годы изотопных, в основном изотопно-кислородных, исследований конкретных месторождений и рудно-магматических систем (РМС), которые позволили получить новые сведения о петрогенетических особенностях отдельных интрузивных комплексов, механизме формирования рудоносности силикатного расплава, механизме формирования и эволюции гидротермальной системы, причинах и закономерностях отложения рудной минерализации, роли геологической среды в формировании гидротермального оруденения [1, 2, 4 и др.]. Информативность изотопных исследований для решения отмеченного круга вопросов обусловлена изменениями изотопного состава отдельных компонентов, участвующих в этих процессах. Вариации изотопного состава кислорода зависят, в основном, от двух причин – изменения температуры и взаимодействия рудоносных флюидов с кислородсодержащими веществами других источников. Фракционирование изотопов кислорода зависит от температуры, и эта зависимость откалибрована экспериментально. Решаема и вторая проблема, поскольку кислородсодержащие вещества различных источников, в зависимости от генезиса, характеризуются спецификой своих изотопных меток. Таким образом, по вариациям изотопного состава кислорода можно получить сведения о процессах, вызвавших эти вариации, т.е. о процессах становления исследуемого объекта, будь то интрузивный комплекс, гидротермальное месторождение или РМС.

Механизм гидротермального рудоотложения и формирование золоторудного оруденения

Механизм рудообразования, разработанный нами на основании анализа результатов изотопных исследований в ряде положений принципиально отличается от общепринятых, и в этой связи представляется необходимым, хотя бы кратко, вновь остановиться на некоторых из них. Источником рудоносных флюидов являются конкретные магматические комплексы. Выход флюидной фазы из любой части магматического тела возможен только после полной кристаллизации расплава данного участка и формирования контракционных и тектонических трещин. Следовательно, если даже допустить изменение химического состава флюидной фазы в процессе кристаллизации расплава, то при выходе она всегда будет иметь один и тот же конечный химический состав. Иначе говоря, существенное изменение исходного состава рудоносных растворов невозможно. Более того, рудоносные флюиды, генерируемые различными породами единой генетической серии, имеют качественно аналогичные химические составы. Генерация рудоносных флюидов начинается непосредственно после внедрения расплава – по мере его раскристаллизации и прекращается с его окончанием. Флюиды из магматического тела выходят под давлением, в виде отдельных потоков и движутся во вмещающие породы, формируя гидротермальную систему направленно движущихся растворов. По мере удаления от источника, в результате понижения давления, направленное движение замедляется, а затем и приостанавливается и осуществляется переход в гидротермальную систему конвективно-циркуляционного типа. Прерывистость рудоотложения, наблюдаемая на месторож-

дениях, обусловлена не пульсацией растворов, а изменением каналов их передвижения, что, с одной стороны, обусловлено самим механизмом функционирования гидротермальной системы, а с другой — тектоническими подвижками.

В гидротермальной системе направленно движущихся растворов рудоотложение происходит под воздействием определенных рудоконтролирующих факторов. Смена состава парагенетических ассоциаций происходит в результате изменения окислительно-восстановительных условий. Начальная, наиболее высокотемпературная, ассоциация этой гидротермальной системы размещается ближе к источнику и имеет наименьшее распространение на месторождении. Последующие, более низкотемпературные, ассоциации имеют все более широкое развитие и все больше отдаляются от источника рудоносных растворов. Эта закономерность приводит к зональному расположению парагенетических ассоциаций относительно источника, причем зональность формируется по направлению движения растворов.

В конвективно циркуляционной гидротермальной системе влияние рудоконтролирующих факторов на процесс рудоотложения не наблюдается. На разных ветвях и на разных уровнях этой системы одновременно существуют различные физико-химические условия, предопределяющие возможность одновременной кристаллизации различных минералов. Однако, согласно закону действия масс, составы парагенетических ассоциаций характеризуются рудными минералами преобладающих металлов. В результате рудоотложения изменяются концентрации металлов в рудообразующих растворах и соответственно — составы парагенетических ассоциаций.

Температура рудоотложения контролируется температурой среды, а температура последней — температурой кристаллизующегося магматического тела. По мере отдаления от источника происходят понижение температуры и давления растворов, а также изменения в их химическом составе. Очевидно, что между изменениями вышеуказанных факторов существует корреляция, и поэтому, независимо от того изменениями какого из этих факторов обуславливается рудоотложение, должна наблюдаться корреляция между минеральным составом руд и температурой. Поэтому, отложение различных парагенетических ассоциаций в определенных температурных интервалах или понижение температуры от ранних ассоциаций к поздним не являются доказательством того, что рудоотложение обусловлено именно понижением температуры. Строгой зависимости между изменениями температуры, давления и химического состава растворов нет, поскольку изменение давления зависит также от степени трещиноватости пород, а химические изменения — от литологического состава среды и типа поверхностных вод, принимавших участие в процессах рудоотложения. Однако, строгой зависимости не наблюдается и между температурой и составом парагенетических ассоциаций: температурные диапазоны отложения последующих ассоциаций обычно перекрываются. Непосредственная связь рудоконтролирующего фактора с

температурой четко проявлена в пределах Марцигетского рудного поля и будет рассмотрена ниже. Зависимость состава слагаемых минералов от температуры наблюдалась на Техутском медно-молибденовом месторождении. Здесь отложение сульфидных минералов было обусловлено abiогенным восстановлением серы сульфата морской воды. Эта реакция протекает при температурах 300°C и выше, поэтому при этих температурах отлагались сульфиды, а при более низких температурах — сульфаты (гипс, ангидрит).

Приведенные параметры характеризуют особенности конкретных месторождений, но существуют и стандартные ситуации проявления рудоконтролирующих факторов. Понижение давления направленно движущихся растворов способствует смешению с магматогенными растворами поверхностных вод. Смешение может и не привести к изменению минерализации растворов, но имеет важное рудоконтролирующее значение, поскольку с метеорной водой в гидротермальную систему поступает атмосферный кислород, что ведет к изменению окислительно-восстановительных условий и соответственно — минерального состава руд. Дальнейшее понижение давления приводит к прекращению направленного движения, и растворы, накопившиеся в конечном пункте, дают начало гидротермальной системе конвективно циркуляционного типа. Изменение типа гидротермальной системы обуславливает изменение состава отлагающихся парагенетических ассоциаций, поскольку в гидротермальных системах разного типа этот состав контролируется различными факторами. В результате рудоотложения в конвективно циркуляционной гидротермальной системе со временем изменяется химический состав растворов, однако со временем понижается и температура, и в итоге различные парагенетические ассоциации отлагаются при различных температурах.

Все парагенетические ассоциации направленно движущихся растворов и первая ассоциация конвективно циркуляционной гидротермальной системы отлагаются одновременно на разных расстояниях от источника. По мере раскристаллизации расплава область генерации растворов от приконтактной зоны перемещается в направлении к центру магматического тела и соответственно все участки отложения различных парагенетических ассоциаций перемещаются ближе к источнику, и в результате происходит наложение низкотемпературных ассоциаций на высокотемпературные. Следовательно, стадийность рудообразования это не определенный период в истории становления месторождения, а определенное физико-химическое состояние растворов, которое устанавливается в результате взаимодействия растворов со средой и которое на разных участках месторождения устанавливается в разное время. Поэтому низкотемпературные ассоциации на одном участке месторождения могут отлагаться гораздо раньше, чем высокотемпературные на другом. Реализация и полнота проявления вышеописанного механизма зависят от конкретных геологических условий становления месторождений.

В общем, возможны два варианта рудоотложения. В первом — это перенос рудного вещества растворами в виде тех химических соединений, которые фиксируются на месторождениях, а само рудоотложение происходит в результате уменьшения их растворимости, обусловленном понижением температуры. Во втором варианте рудообразующие элементы транспортируются в виде легкорастворимых соединений, а в результате химического воздействия среды формируются нерастворимые соединения, которые выпадают в виде рудных минералов. Как отмечал еще А. Г. Бетехтин [5], именно второй механизм является наиболее обоснованным и реальным. Каких-либо убедительных доказательств того, что в гидротермальном процессе рудообразующие элементы транспортировались растворами в форме тех химических соединений, которые наблюдаются на месторождениях, не имеется. Выше мы показали также, что корреляция между составами парагенетических ассоциаций и температурой не является доказательством того, что рудоотложение обусловлено понижением температуры. Иначе говоря, нет доказательств того, что рудоотложение обусловлено пересыщением растворов. Однако, если даже допустить возможность такого механизма рудоотложения, им нельзя объяснить формирование золоторудной минерализации, поскольку это противоречит логике самого механизма. Учитывая существующие представления о переносе золота растворами в виде сульфидных, тиосульфатных, хлоридных и др. соединений [8], при функционировании вышеотмеченного механизма рудоотложения следовало бы ожидать отложение не самородного золота, а одного из перечисленных химических соединений.

Золото кристаллизуется при 1063°C и очевидно, что при кристаллизации силикатного расплава оно окажется в твердой фазе. Во флюидную фазу золото может входить только в виде легкорастворимых химических соединений. Золото, как и другие металлы, в химических соединениях проявляет положительную валентность, и для отложения самородного золота необходимо восстановление его иона. Ион золота является сильным окислителем, и его участие в окислительно-восстановительных реакциях приведет к отложению самородного золота. В окислительных условиях, т.е. в условиях, когда кроме иона золота имеются и другие окислители, и в значительных количествах, роль иона золота как окислителя существенно уменьшается, соответственно уменьшается и возможность отложения самородного золота. В этой связи низкое содержание золота в рудах может быть обусловлено как низким содержанием золота в растворах, так и низким содержанием восстановителя. При исследовании золоторудных месторождений необходимо также учитывать существенные различия между высокотемпературными и низкотемпературными непродуктивными ассоциациями. Низкие концентрации золота в высокотемпературных непродуктивных ассоциациях, отлагавшихся из гидротермальной системы направленно движущихся растворов, обусловлены низким содержанием восстановителя, т.е. золото в растворах

имеется, однако отсутствуют благоприятные условия для его отложения. Эти ассоциации, при изменении геологической ситуации, особенно литологического состава рудовмещающих пород, могут стать продуктивными. В то же время низкие концентрации золота непродуктивных низкотемпературных ассоциаций, отлагающихся из конвективно циркуляционной гидротермальной системы, обусловлены уже низким содержанием золота в растворах, и изменение геологической ситуации в этом случае роли не играет.

Характерной особенностью золоторудных месторождений являются высокие концентрации во флюидных включениях CO_2 , роль которого до сих пор не установлена [8,9 и др.]. С позиций вышеприведенных объяснений это обстоятельство находит свое обоснование: являясь окислителем CO_2 , препятствует отложению золота и способствует его транспортировке растворами. Современные экспериментальные исследования [15] показывают, что возможность миграции золота в гидротермальных растворах резко возрастает при увеличении доли кремнезема и парциального давления кислорода. Анализ результатов исследований окислительно-восстановительных условий продуктивных и непродуктивных стадий минерализации золоторудных месторождений свидетельствует, что отношение CO_2/CH_4 во включениях продуктивных стадий колеблется от 16 до 200, в то время как в непродуктивных стадиях оно доходит до 330 [7]. При этом наблюдается обратная корреляция между отношением CO_2/CH_4 и концентрацией золота. Считается, что определяющим фактором в данном случае является содержание метана в газовой фазе. Корреляция между содержанием метана и золота отмечается и другими исследователями [11,12,14 и др.]. Изучением только флюидных включений этот вопрос не может быть решен однозначно, поскольку остается нерешенной проблема причинно-следственных отношений. Однако, эти данные, совместно с результатами изотопных исследований, позволяют получить однозначное решение вопроса. Таким образом, можно считать достаточно обоснованным представление, что для отложения золоторудной минерализации необходимы восстановительные условия. В конвективно циркуляционной гидротермальной системе такие условия имеются, и если растворы содержат золото, то его отложение неизбежно. В гидротермальной системе направленно движущихся растворов для отложения самородного золота требуется воздействие рудоконтролирующего фактора, являющегося восстановителем.

Сопоставление результатов исследований различных золоторудных месторождений, проведенных Н. В. Петровской [8], показало, что температуры начала процесса рудообразования на разных месторождениях отличаются друг от друга и не зависят от глубинности их формирования, но в то же время главные продуктивные ассоциации золотых руд на всех глубинах возникли в удивительно сходных температурных условиях — $150-220^{\circ}\text{C}$. Эта особенность золоторудных месторождений до сих пор не имеет удовлетво-

рительного объяснения. Однако причина станет очевидной, если провести температурную границу между двумя типами гидротермальных систем, это -250°C . При температурах выше этой границы рудоотложение происходит из гидротермальной системы направленно движущихся растворов, и отложение самородного золота обусловлено рудоконтролирующим фактором, который в разных геологических условиях проявляется при разных температурах. При температурах ниже 250°C рудоотложение происходит из конвективно циркуляционной гидротермальной системы. В этом случае воздействие рудоконтролирующего фактора не требуется, условия для отложения самородного золота обеспечиваются гидротермальной системой, и поэтому на всех месторождениях эти условия аналогичны.

О перспективах золоторудного оруденения Марцигетского рудного поля

Переходя к обсуждению перспектив золоторудного оруденения Марцигетского рудного поля, необходимо отметить некоторые его особенности. Прежде всего это наличие в его пределах нескольких золотоносных формационных типов руд, составляющих единый генетический ряд, связанный с верхнеэоцен-олигоценным интрузивно-субвулканическим магматизмом: контактово-метасоматический гематит-магнетитовый (высокотемпературный), медно-гематитовый (среднетемпературный) и золото-свинцово-цинковый (средне-низкотемпературный) (Карапетян, Пароникян, 1983). Отмеченные типы руд, представители которых были отобраны на уч. Дзагидзор (высоко- и среднетемпературный) и уч. Будагидзор (низкотемпературный), характеризуются нижеприведенными значениями температур и $\delta^{18}\text{O}$ воды рудообразующих флюидов (относительно стандарта SMOW): высокотемпературный — $T=770^{\circ}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}=10.5\text{‰}$, среднетемпературный — $T=360^{\circ}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}=5.1\text{‰}$ и $T=310^{\circ}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}=4.6\text{‰}$, низкотемпературный — $T=180^{\circ}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}=6.8\text{‰}$ [3]. Как нами ранее было показано, высокое значение $\delta^{18}\text{O}$ воды рудообразующих растворов и отложение гематит-магнетитовой минерализации были обусловлены взаимодействием рудоносных флюидов ($\delta^{18}\text{O}=5.5\div 6.0\text{‰}$) с CO_2 — продуктом термического разложения морских известняков под воздействием внедрившегося расплава роговообманковых габбро [3]. В данном случае можно говорить о температурном контроле рудоотложения или точнее о проявлении рудоконтролирующего фактора в связи с температурой. Термическое разложение CaCO_3 происходит при температурах выше 550°C , а влияние CO_2 на процесс рудоотложения наблюдается как по $\delta^{18}\text{O}$ воды рудообразующих флюидов, так и по минеральному составу руд. Очевидно, что окислительные условия, в которых происходило отложение гематит-магнетитовой минерализации, явились неблагоприятными для отложения самородного золота. Этим и объясняются низкие содержания золота в них, несмотря на то, что концентрация золота была наиболее высокой именно в растворах этой, начальной стадии минера-

лизации. Кроме того, эта ассоциация, как наиболее высокотемпературная, имеет и наименьшее развитие в рудном поле. На среднетемпературной стадии минерализации ($360\div 310^{\circ}\text{C}$) термическое разложение известняков уже невозможно, и поскольку рудоотложение происходило из гидротермальной системы направленно движущихся растворов, то последние могли взаимодействовать только с рудовмещающими вулканитами. Поэтому $\delta^{18}\text{O}$ воды рудообразующих растворов характеризуются обычными для магматогенных растворов значениями ($4.6\div 5.1\text{‰}$) при соответствующих температурах. Смена гематит-магнетитовой ассоциации на медную обусловлена прекращением воздействия CO_2 на растворы, что означало понижение окислительного потенциала и сопровождалось повышением содержаний золота в рудах. Этот тип руд при геологоразведочных работах рассматривался как возможный объект добычи золота.

Смена медной минерализации на полиметаллическую обусловлена изменением типа гидротермальной системы. Низкотемпературная золото-свинцово-цинковая минерализация формировалась в гидротермальной системе конвективно циркуляционного типа. И хотя концентрация золота в растворах этой стадии минерализации по сравнению с предыдущими была более низкой, именно в них фиксируются наиболее высокие концентрации золота, поскольку в этой гидротермальной системе имелись благоприятные условия для его отложения. Уменьшение содержаний золота в растворах обусловлено отложением золота на предыдущих стадиях и разбавлением магматогенных растворов поверхностными водами приблизительно в соотношении 1:1. Смешение с магматогенными растворами поверхностных вод обычно приводит к облегчению изотопного состава кислорода воды рудообразующих растворов. К облегчению последнего приводит и понижение температуры, что также имело место. Однако, как видно из вышеприведенных данных, вместо облегчения наблюдается утяжеление значения $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов, обусловленное взаимодействием растворов с известняками. В отличие от направленно движущихся растворов, растворы конвективно циркуляционной системы взаимодействуют не только с рудовмещающими породами, но и с разнообразными породами стратиграфического разреза. Взаимодействие растворов с известняками наблюдается и по изотопному составу углерода исследованных кальцитов [3]. Изотопный эффект взаимодействия растворов с известняками по кислороду настолько значителен, что невозможно определить источник поверхностных вод. Однако, исходя из трансгрессивного залегания нижнего эоцена на юрских образованиях и особенностей изотопных данных, наиболее вероятным является участие в процессах рудообразования морской воды. Таким образом, на Марцигетском рудном поле проявляются те же общие закономерности, которые были изложены выше. Это — возможность отложения самородного золота в конвективно циркуляционной гидротермальной системе и необходимость воздействия восстановителя на на-

правленно движущиеся растворы. Можно считать, что в рудообразующих растворах всегда присутствуют как окислители, так и восстановители, однако в окислительных условиях отложение самородного золота ограничивается высокими содержаниями окислителя. В этом аспекте наличие золота в гематит-магнетитовых и медно-гематитовых рудах скорее всего следует рассматривать не как рудоотложение, а как рассеивание золота по пути следования растворов. Это негативный процесс, поскольку промышленные концентрации не формируются, а содержание золота в растворах понижается. В итоге это приводит к понижению содержания золота в свинцово-цинковых рудах. Очевидно, что наиболее благоприятными для формирования золоторудной минерализации являются условия, когда в роли восстановителя выступает геологическая среда. В пределах Марцигетского рудного поля такой геологической средой является угленосная толща в осадочных образованиях нижнего эоцена, представленная песчаниками с прослоями угля и углистыми сланцами. Важная роль углистого вещества в отложении самородного золота отмечается на многих месторождениях, однако, в отличие от наших представлений, оно рассматривается в качестве сорбента. Важная роль углистого вещества в формировании золоторудной минерализации отмечалась и Н. В. Петровской [8], которая считала целесообразным опробование углей на содержание золота, особенно в пределах золоторудных провинций. В этой связи отметим, что согласно устному сообщению П. Г. Алояна, проведенное им опробование вышеупомянутой угленосной толщи нижнего эоцена, как и ряда других проявлений угля на территории РА, позволило установить в них высокие содержания золота. В связи с последним обстоятельством — высокими содержаниями золота в угленосной толще и за пределами Марцигетского рудного поля может создаться впечатление, что золото генетически связано с угленосной толщей. Как известно, органический углерод в процессе осадконакопления концентрирует значительные количества золота, которое в диагенетических, катагенетических и метаморфических процессах перераспределяется и может формировать промышленные концентрации. Сказанное относится к черным сланцам, но и они не всегда являются золотоносными. Исследование современных осадков показывает, что черные сланцы могут быть золотоносными в тех случаях, когда в осадочный бассейн материал поступает из золотоносных областей [6]. Что же касается углей, то кларковые содержания золота в них по величине приблизительно соответствует таковому в терригенных и карбонатных породах [10], и нет оснований угленосную толщу считать источником золота. Кроме того, по геологическим и изотопным данным кислорода, золоторудная минерализация района связана с магматизмом, а изотопные составы углерода кальцитов позволяют уверенно исключить взаимодействие рудообразующих растворов исследованных участков с угленосной толщей и, следовательно, заимствование золота из него. Таким образом, золото

Марцигетского рудного поля имеет магматический источник, а обнаруженные высокие содержания золота в угленосной толще можно объяснить барьерной функцией углистого вещества*. В этой связи отметим также, что согласно экспериментальным работам на бурых углях Au^{3+} легко восстанавливается до Au^0 [13].

С точки зрения поисковых работ, наиболее благоприятной предпосылкой обнаружения золоторудной минерализации является сочетание трех факторов — наличие соответствующих магматических образований, угленосной толщи и соответствующих структур — прежде всего зон разломов. Роль первых двух очевидна, это источник растворов и рудоконтролирующий фактор. Роль разломных зон многообразна. С ними обычно ассоциируют магматические тела и они легко проницаемы для растворов. Здесь резко возрастает поверхность взаимодействия растворов с породами, а скорость химических реакций между растворами и твердой фазой находится в прямой зависимости от этого фактора. Как нами ранее уже подчеркивалось [2], весьма важной является также роль разломов в создании условий для концентрированного рудоотложения, поскольку сочетание зоны разлома с кристаллизующимся магматическим телом приводит к его одностороннему интенсивному охлаждению и преимущественно одностороннему — в сторону разлома, выходу флюидной фазы. Сочетание вышеуказанных факторов создает необходимые условия для формирования золоторудных месторождений типа известных месторождений, ассоциирующих с черносланцевыми толщами.

Важным аспектом оценки перспектив Марцигетского рудного поля является определение возможных масштабов золоторудной минерализации. Очевидно, что при прочих равных условиях они зависят от масштабов источника рудоносных растворов. Разобщенность участков рудопроявлений и их линейное размещение по простиранию Марцигетского разлома объясняются таким же расположением источника или источников рудоносных растворов. Наличие на разных участках рудного поля высокотемпературных, т.е. отлагавшихся из гидротермальной системы направленно движущихся растворов минеральных ассоциаций аналогичных составов (например, гематит-магнетитовой минерализации на Дзагидзорском участке и в юго-восточной части рудного поля или же медно-гематитовой минерализации на Дзагидзорском участке и на участке Мгарт), однозначно свидетельствует об автономности источников рудоносных растворов. Это обстоятельство может иметь два объяснения — либо источниками растворов являются самостоятельные магматические тела, либо это отдельные выступы

* А. Г. Бетехтиным отмечалось выпадение самородного золота в результате восстановления ионов золота до атомарного состояния при взаимодействии гидротермальных растворов с углеводородами битуминозных пропластков на месторождении Балларт (Южная Австралия) [5, с. 146].

крупного магматического тела. За исключением Дзагидзорского участка, где обнажается небольшой интрузив, на остальных участках рудного поля рудная минерализация ассоциируется с дайками и субвулканическими телами, которые трудно рассматривать в качестве основного источника рудоносных растворов. С другой стороны, в связи с широким развитием в районе вулканических, субвулканических и даечных образований нельзя исключить возможное наличие крупных интрузивных тел, не имеющих выхода на дневную поверхность, которые и явились источниками рудоносных растворов. В настоящее время нет соответствующих геологических данных для однозначного решения этого вопроса. Однако в любом случае не исключается наличие в рудном поле участков золоторудного оруденения не имеющих выхода на дневную поверхность, поскольку глубина формирования рудной минерализации в определенной степени зависит от глубины становления магматического комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян М.С., Мелконян Р.Л. Соотношение между стадийностью рудообразования и парагенетическими ассоциациями минералов медно-молибденовых месторождений (по результатам изотопно-кислородных исследований месторождений Армении). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1997, N3, с.3-11.
2. Акопян М.С., Мелконян Р.Л. Роль геологической среды в формировании эндогенных гидротермальных месторождений (по результатам изотопных исследований некоторых месторождений Армении) Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, N3, с.27-38.
3. Акопян М.С., Мелконян Р.Л., Галоян К.Л. Механизм формирования золоторудной минерализации Марцигетского рудного поля. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2001, N2, с.12-17.
4. Асланян А.Т., Акопян М.С., Мелконян Р.Л., Пароникян В.О. Кохб-Шнохская палеоостроводужная рудно-магматическая система и модель ее формирования. Геохимия, 1990, N1, с.91-105.
5. Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: изд. АН СССР, 1953, с.122-272.
6. Ермолаев Н.П., Созинов Н.А., Котина Р.П., Папкова Е.А., Горячкин Н.И. Механизм концентрирования благородных металлов в терригенно-углеродистых отложениях. М.: Научный мир, 1999, 124с.
7. Константинов М.М., Варгунина Н.П., Косовец Т.Н., Стружков С.Ф., Сынгаевский Е.Д., Шишкова Л.Н. Золото-серебряные месторождения. Сер. Модели месторождений благородных и цветных металлов. М.: ЦНИГРИ, 2000, 239с.
8. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973, 344с.
9. Томиленко А.А., Гибшер Н.А. Особенности состава флюида в рудных и безрудных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения Енисейского края (по данным изучения флюидных включений). Геохимия, 2001, N2, с.167-177.
10. Юдович Я.Э., Кэтрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ "Наука", 1994, 303с.
11. Bucholz P., Spaeth G., Friedrich G. Gold-antimony mineralization in Zimbabwe // Fluid inclusion research / Ed Roedder E., Virginia, 1991, v. 24, p. 28.
12. Channer D.M.D., Spooner E.T.C. Fluid inclusion in ductilely deformed quartz: Hollinger-McIntyre Au deposit, Timmins, N. Ontario // Fluid inclusion research / Ed Roedder E., Virginia, 1991, v. 24, p. 34.
13. Gatelliez J.P., Disnar J.R. Role and importance of organic matter in the concentration of gold // JGCP Project 254 Newsletters, 1989 / N1, p. 21.
14. Naden J., Shepherd T.J. Role of methane and carbon dioxide in gold deposition // Letters to Nature / 1989, v. 342, p. 793-795.
15. Wang Shenguan and Fan Wenling. Gold Solubility in the $\text{SiO}_2\text{-HCl-H}_2\text{O}$ system at 200°C : a preliminary assessment of the implications of silification with regard to gold mineralization // Kuangwu Xueolao-Acta mineral / 1994, v. 14, N1, p. 46-55.

**ՄԱՐՑԻԳԵՏԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ԴԱՇՏԻ ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ
ՀԵՌՄԱՆԿԱՐՆԵՐԸ ԵՎ ՈՍԿՈՒ ՀԻԴՐՈԹԵՐՄԱԼ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ
ՈՐՈՇ ՀԱՐՑԵՐ**

Մ. Ս. Հակոբյան, Ռ. Լ. Մելքոնյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Մարցիգետի հանքային դաշտում առանձնացվում են հանքանյութերի երեք ֆորմացիոն տիպեր: Առաջին երկուսը՝ հեմատիտ-մագնետիտայինը (770°C) և պղինձ-հեմատիտայինը ($310\text{--}360^{\circ}\text{C}$) ձևավորվել են ուղղորդված շարժվող լուծույթների հիդրոթերմալ համակարգում, իսկ ոսկի-կապար-ցինկայինը՝ կոնվեկտիվ շրջապտույտային հիդրոթերմալ համակարգում: Ցույց է տրված, որ հանքաքեր լուծույթներից բնածին ոսկու նստեցման համար անհրաժեշտ է ոսկու իոնի վերականգնումը այլ կերպ ասած ոսկու հանքայնացման համար բարենպաստ են վերականգնողական պայմանները: Այդպիսի պայմաններ գոյություն ունեն կոնվեկտիվ-շրջապտույտային հիդրոթերմալ համակարգում, մինչդեռ ուղղորդված շարժվող լուծույթների համակարգում այդպիսի պայմաններ կարող են ստեղծվել միայն միջավայրի համապատասխան ազդեցության դեպքում:

Օքսիդա-վերականգնման ռեակցիաներում ոսկու իոնը հանդես է գալիս որպես օքսիդիչ, սակայն այլ օքսիդիչների գերակայության դեպքում, օրինակ CO_2 , ոսկու իոնի դերը որպես այդպիսին խիստ նվազում է, խիստ նվազում է նաև բնածին ոսկու նստեցման հավանականությունը: Դրանով են պայմանավորված ոսկու ցածր պարունակությունները հեմատիտ-մագնետիտային և պղինձ-հեմատիտային հանքանյութերում: Մարցիգետի հանքային դաշտում ոսկու հանքայնացման համար առավել նպաստավոր են այն տեղամասերը, որտեղ հնարավոր է ստորին էոցենի ածխային շերտերի (վերականգնիչ) մասնակցությունը հանքառաջացման գործընթացներին, համապատասխան խզվածքների և մագմատիկ առաջացումների առկայության պայմաններում:

**PROSPECTS OF GOLDEN ORE MINERALIZATION IN THE MARTSIGHET
ORE FIELD AND SOME ASPECTS OF HYDROTHERMAL
DEPOSITION OF GOLDEN ORE**

M. S. Hakobyan, R. L. Melkonyan

Abstract

Three formation-related types of ores are identified within the Martsighet ore field. Ores of the first two types – hematite-magnetite ($\sim 770^{\circ}\text{C}$) and copper-hematite ($360\text{--}310^{\circ}\text{C}$) started to form in a hydrothermal system of solutions in ordered motion, while the third type of gold-lead-zinc formation started from a convecting and circulatory hydrothermal system. The work demonstrates that reduction of gold ions is necessary for deposition of native gold from ore-bearing solutions, i.e., reduction conditions are most favorable for golden ore mineralization. Present in convecting-circulatory hydrothermal systems, such conditions will form in a hydrothermal system of orderly moving solutions only under a specific impact of the geologic medium. Although ions of gold act as oxidants in redox reactions, presence of considerable amounts of other oxidants (e.g., CO_2) in addition to gold reduce the role of gold ions as oxidants, which leads to a corresponding decrease of the native gold deposition potential. This factor determines low contents of gold in the hematite-magnetite and copper-hematite types of ores. Sites most favorable for golden ore mineralization within the Martsighet ore region are those, where presence of coal-bearing deposits (reducing agent) combine with rupture structures and corresponding magmatic formations.

О БИОАКТИВНОСТИ СЕРПЕНТИНИТОВ МАНТИЙНЫХ ДИАПИРОВ

© 2002 г. М. А. Сатян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения,
E-mail: gamelk@sci.am
Поступила в редакцию 7 07 2002 г.

В связи с выявленной биоактивностью минералов группы серпентина рассмотрены вопросы воздействия серпентинизированных мантийных диапиров на биосферу в историко-геологическом аспекте, а также вопросы геоэкологии зон развития серпентинитов современной поверхности Земной коры.

История развития жизни на Земле и возникновения биосферы, как известно, может быть подразделена на раннюю, до фанерозоя и собственно фанерозойскую – время “взрыва жизни” и проявления ее во всем многообразии. Причины расцвета жизни на рубеже около 0,6-0,5 млрд. лет назад остаются далеко не выясненными. Приводится ряд важнейших факторов, как нарастание и вариации количества кислорода в атмосфере, появление протяженных шельфов вдоль континентов и др. [11]. Вымирание целых родов организмов на ряде рубежей развития Земли вызвано оледенениями, вулканизмом, воздействием и космических факторов – падением природных космических тел, инверсией магнитного поля Земли.

Особняком в этих многочисленных вопросах стоит воздействие мантийных диапиров. Подъем их к поверхности доказывается выходами серпентинизированных ультрабазитов, присутствием серпентинитокластического вещества в составе осадков разных геологических эпох.

Проблема приобретает особый смысл в связи с выявлением за последние годы биоактивности минералов группы серпентина. Под биоактивностью природных минералов – образований, которые имеют кристаллическое строение, следует в первом приближении понимать все многообразные формы их воздействия на организмы на разных уровнях их строения. Известны физические поля воздействия – радиоактивные и магнитные. Ныне очевидно, что минералы могут воздействовать и через некие физические тонкие поля, природа которых лишь на стадии начального изучения. Но сам факт воздействия выявляется при аппликации минералов на клетки животных и растений, плесени.

Причина того, что на контакте с клеткой организмов серпентин проявляет биоактивность, далеко не ясна. Но уже выявляется разная биоактивность, например, антигорита и хризотила, а также отсутствие биоактивности у магнезиального вулканического стекла. Выводы из опытов воздействия на клетки таковы: ответственна за биоактивность решетка Mg-минерала, не биоактивны аморфные варианты сходных составов, минерал “работает” при контактовом сочленении с клеткой, и на удалении его воздействие ослабевает, масса и текстура массы минерального вещества коррелируются с интенсивностью воздействия.

В основе физического, полевого воздействия магнезиальных минералов лежит некоторый сложный механизм, о котором можно лишь догадываться. Думается, что наиболее плодотворная на данной стадии исследования гипотеза состоит в том, что происходит наведение биоактивности на магнезиальный минерал внешним, околоземным излучением, которое, проходя через решетку Mg-минерала, приобретает свойство биоактивности. Является ли это излучение только лишь электромагнитным или также каким-то иным покажут последующие инструментальные исследования, но очевидна тенденция: угасание биоактивности, определяемой биолокацией, при погружении Mg-минерала на глубину 50–200 м от поверхности Земли (измерения Ю. Агабаляна, Л. Араратяна). С учетом разной проницаемости пород “крыши” эта общая тенденция может быть вызвана наведением внешнего излучения, близкого к спектру ультракоротковолнового излучения.

Минералы группы серпентина и слагаемые ими породы – серпентиниты, не полностью тождественны веществу мантии, но наиболее близки ему; это как бы вторая, а может не только вторая производная от кристаллического вещества мантии, прошедшего гидратацию и соответствующий фазовый переход оливина и других магнезиальных минералов ультраосновных пород в слоистые силикаты группы серпентина.

Магнезиальные минералы доминировали на поверхности Земли в ранней истории ее развития, ко времени зарождения жизни (3-8 млрд лет), до этапа формирования крупных континентальных кор (процесс этот начался ранее, ко времени возникновения “серогнейсовой” коры [11]). Резкий скачок в развитии жизни совпадает со временем байкальской складчатости, ростом континентов. Сокращаются пространства коры океанического типа, гораздо более унаследовавшей первичный высокомагнезиальный состав коры Земли. По ископаемым осадкам и остаткам организмов очевидна смена магнезиальной “линии” развития среды биосферы на кальциевую: сокращаются, если не полностью исчезают, химические осадки – доломиты, возникают скелеты животных – кальцитовые или арагонитовые [11,12]. Если “взрыв” жизни совпадает с этими важнейшими преобразованиями среды ее развития, то надо полагать, что с доминированием кальциевой

“линии” возникло разнообразие массы биосферы, и, следовательно, предшествующий длительный этап магнетиальной “линии” сдерживал и корректировал ее развитие. Если это так, то высокомагнетиальные минералы, возвращенные на контакт с клетками современных организмов, корректируют их развитие и способны воздействовать на патологию.

Начальные эксперименты показывают небезосновательность таких рассуждений. Так, инъекция суспензии серпентинита в область саркомы у мышей и крыс за восьмидневный срок способствует сокращению размеров опухоли на 50% [3]. Аппликации порошка некоторых минералов группы серпентина на злокачественные гинекологические опухоли дают начало лизису раковых клеток [2], подавляют воспалительные гинекологические явления. Интересны результаты депрессивного воздействия малых долей (до 1%) серпентинита в почве на рост растений, то же отмечено при непосредственном воздействии на изолированные культуры растений [7]. Депрессивное воздействие серпентинита на растения давно было замечено в природной среде: выражается оно в сокращении видового состава растений на этом уникальном субстрате, практически лишенном натрия, калия и фосфора, лимитированном по кальцию. На серпентинитовом субстрате преобладают эндемические виды растений; серпентиниты — это природная “фабрика” эндемической растительности [13]. Физическое, полевое воздействие на клетки в лабораторных и некоторых клинических опытах подтверждена дистанционным методом воздействия. Однако в природных условиях за счет способности растений разлагать минералы субстрата имеет место и выраженное химическое воздействие вещества субстрата на растения [10]. Возвращаясь к определению биоактивности природных минералов, обозначаются, по крайней мере, два типа биоактивности: *первичная* (радиоактивная, магнитная и др.) и *наведенная* внешним излучением на природные кристаллические вещества.

Мантийный диапиризм возникает, по мнению большинства исследователей, с разогревом верхней мантии, наряду с разрывами всей колонны земной коры, падением давления и плавлением мантийного вещества. Подъему мантийных диапиров в коре способствует серпентинизация. Фазовый переход сопровождается увеличением объема серпентинизированной массы до 30%, иногда и более, в зависимости от первичного состава ультрабазита. Давление при этом имеет второстепенное значение сравнительно с падением температуры до 550-520° С — порога серпентинизации. В зависимости от геотермического градиента глубины начала серпентинизации поднимающихся к поверхности земной коры мантийных диапиров составляют от первых нескольких км — до 10-15 км, возможно, и более.

Рифты коры, где сконцентрированы наибольшие массы серпентинизированных ультрабазитов — вещества диапиров мантии, формируются вдоль континентальных окраин, в пределах кон-

тинентов, а также в океанах — в срединных океанических хребтах и в трансформных разломах. Выдвижение их на континент в окраинных и материковых рифтах происходит при их сжатии — мантийное вещество выполнения надвигается на борта рифта. На фоне непрерывного энергетического истощения недр Земли, наращивания континентов процессы мантийного диапиризма в фанерозое в целом ослабевают и концентрируются в областях срединно-океанических рифтов, глубоководных и менее насыщенных проявлениями жизни. Однако толща воды в 2-3 км экранирует излучения, которыми наводится биоактивность. В срединно-хребтовых обстановках перемещение мантийного вещества к континентам связывается с мантийной конвекцией и с последующей субдукцией — погружением большей части океанической литосферы под континентальную и надвиганием небольшой отслоившейся части — на континенты (обдукция). Следует отметить, что в этой схеме наиболее слабым звеном в цепи доказательств остается отсутствие проявлений обдукции на современном и позднекайнозойском (?) этапах развития Земли. Перемещение океанической коры на континентальную может быть и следствием больших сдвиговых перемещений вдоль континентальных окраин. Отметим, что выдвижение серпентинитовых масс в зону мелководья, а затем и на континент происходит спустя 10-30 млн лет после подъема мантийного диапира, и что серпентинизированные вещества наиболее мощно воздействуют на биологические среды на переходах к континенту. Вместе с тем, следуя плейтоктоническим реконструкциям истории Земли, очевидно, что при сближении литосферных плит и их стыковке (таких примеров можно привести немало; один из них — сближение и стыковка Евразийской и Гондванской литосферных плит и замыкание океанической области Тетис к концу мезозоя), имеет место важная в экологии перегруппировка геолого-географического положения окраинно-материковых складчатых поясов, как и серпентинитовых массивов офиолитовых зон, во внутриконтинентальные. Поскольку эти пояса оказываются в геологической истории уже внутри континентов, геолого-географическая обстановка воздействия серпентинизированного вещества мантии на жизнь меняется (тектоника, сейсмическая среда, рельеф, климат и другие факторы).

Воздействие серпентинизированных ультрабазитов на биосферу в офиолитовых зонах внутри континентов усиливается на этапах складчатости и горообразования. Серпентиниты, обладая высокой пластичностью, периодически выдвигаются к поверхности Земли, на контакт с биосферой. При этом размеры серпентинитовых массивов по простирацию офиолитовых зон резко варьируют, так же как и плотность размещения офиолитовых зон в поперечном traverse складчатых поясов. В местах их тектонического сближения воздействие серпентинитов на жизнь при прочих равных условиях проявляется сильнее, чем там, где офиолитовые зоны

разобщены крупными срединными массивами, в промежуточных между ними пространствах.

Примером тектонического сближения офиолитовых зон может быть зона Эрзинджанского (Эрзнканского) синтаксиса, которая продолжается на восток через с.-з. Армению к бассейну оз. Севан, где в поперечном пересечении бассейна озера сближены две офиолитовые сутуры: Севано-Акеринская, породы которой слагают восточное обрамление озера, и Ширако-Зангезурская, проходящая вдоль оси акватории [8].

В постеофиолитовой истории мелкие серпентинизированные массивы были перекрыты глубоководными и мелководными карбонатными и терригенными флишоидными, а также молассовыми толщами. Крупные массивы, испытавшие длительное воздымание, периодически размывались, а продукты размыва сосредотачивались в составе пород "чехла", включая молодые молассы. В обстановке сближенного расположения офиолитовых зон, содержащих крупные массы серпентинитов, формируются разновозрастные магнетитовые осадки и минерализованные воды. На территории Эрзинджан – Севанского синтаксиса они встречаются довольно часто. Серпентин при наземных давлениях и интервале температур практически не растворим – это выявляется в опытах со слабыми кислотами и щелочами. Однако с повышением T до уровня, близкого к фазовому переходу в оливин, на глубине коры возможны условия выноса из него магния и обогащение им подземных вод, их минерализация. По-видимому, при формировании подземных минерализованных вод в массивах серпентинитов вода, обладая некоторыми свойствами кристалла [6], способна нести эту информацию и воздействовать на клетки организмов. Небезынтересно, что вековые воды озера Севан сформировались именно под воздействием насыщенности серпентинитами восточного обрамления и поддонного разреза [5]. Высокие, до 60 мг/л содержания магнезия в водах озера, видимо, обуславливают важнейшие процессы появления эндемических форм организмов, в том числе и видового состава рыб [9]. Весьма сокращенное число видов растений обнаруживается на выходах серпентинитов в бассейне р. Веди, относящихся к Вединской офиолитовой зоне [10]. Наличие серпентинитов, по-видимому, снижает уровень раковых заболеваний среди населения: такова статистика, приведенная еще в 60-х годах [1].

Все эти данные свидетельствуют о важной роли в развитии жизни прошедшего гидратацию кристаллического вещества мантии. Надо пола-

гать, что дальнейшее изучение механизма его воздействия на разнообразие организмов позволит применить в регионах развития серпентинитов и за его пределами специальные экологические корректирующие мероприятия, а также расширит применение в минералотерапии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Базилян К.Л. Эпидемиология рака в Армении и вопросы профилактики. Ереван: "Айастан", 1979, 230 с.
2. Бахшиян Э.Р., Сатян М.А., Хангельдян А.Г., Мкртчян А.Л. Опыт применения минералов при лечении запущенных форм рака шейки матки. В сб.: Леван Чарквиани. Изд. Об-ва онкологов-гинекологов Грузии. Тбилиси, 1998, с.67-71.
3. Бахшиян Э.Р., Сатян М.А., Мурадян Р.Е., Арсенян Ф.Г., Гарибджанян Б.Т. Острая токсичность и противоопухолевая активность минеральных препаратов "Нор ути-1С" и "Нор ути-2S". Проблемы теоретической и клинической медицины. №4, Ереван: 1999, с.33-36.
4. Бегларян Г.А., Базилян Г.К., Торгомян Р., Фролов В., Арутюнян А. Метод лечения фоновых заболеваний рака шейки матки с использованием препарата "Нор ути-1С". Тез. докл. I Конгресса онкологов Закавказских государств. Тбилиси. 1998, с. 59.
5. Геология Севана. Ереван. Изд. НАН Армении, 1994, 281 с.
6. Колясников Ю.А. Структура воды глазами геолога. Препринт. Магадан. 1997, 78 с.
7. Попов Ю.Г., Агаджанян Дж.А., Сатян М.А. Влияние серпентинита на изолированные культуры растений. Тез. докл. междунар. научно-практич. конф. "Минеральная среда и жизнь". Новосибирск, 1999, с.198.
8. Сатян М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд. АН АрмССР., 1984.
9. Сатян М.А. К геоэкологии серпентинитов. ДНАН Армении, т.97, №4, 1997, с.59-61.
10. Сатян М.А., Манакян В.А., Мальгошева И.Н. О видах растительности и к их биогеохимии на серпентинитах бассейна р. Веди (Вединская офиолитовая зона Закавказья). Изв. НАН РА. Науки о Земле, №1, 1999, с.15-19.
11. Ханн В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века) М.: Наука. 1993, 159 с.
12. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. т. II. Изд. АН СССР, 1960, 274 с.
13. Brooks R.R., Dunn C.E., Edmonson J., Tarquisti K., Asansi A., Reeves R.D. Phytosociological and biochemical observation on the serpentinites vegetation of the Betic Riffian ultramafic of Spain and Morocco. "Ofioliti", N2, 1995, с.67-80.

ՄԱՆԹԻԱՅԻ ԴԻԱԴԻՐՆԵՐԻ ՍԵՐՊԵՆՏԻՆԻՏՆԵՐԻ ԿԵՆՍԱԱԿՏԻՎՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Մ. Ա. Սաթյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Սերպենտինիտների խմբի միներալների կենսաակտիվության բացահայտման առնչությամբ վերանայվում են ֆաներոգոյում սերպենտինիզացված մանթիայի դիապիրների դաշտային ազդեցության հնարավոր պատճառները կենսաօբյեկտների վրա: Նաև դիտվում են դրանց ազդեցությունը կեղևի ռիֆտոգենեզի և հետագա ճգման և լեռնագոյացման (օռոգենեզ) փուլերում:

ON BIOACTIVITY OF SERPENTINITES OF THE MANTLE DIAPIRS

M. A. Satian

A b s t r a c t

In connection with revealing bioactivity of minerals of the serpentine group the most probable field (physical) influences of the serpentized mantle diapirs on the biosphere in rifting stage and orogenic processes are discussed.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՊՂՆՁԱՄՈՒԻՐԴԵՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐՆ ՈՒ ԴՐԱՆՑ ՇԱՀԱԳՈՐԾՄԱՆ ՀԻՄՆԱԽՆԴԻՐՆԵՐԸ

© 2002 թ. Հ. Ս. Ավագյան

Институт экономики им. М. Котаняна НАН РА
375001, Ереван, ул. Абовяна 15, Республика Армения,
Поступила в редакцию 16 04 2002 г.

Հոգվածում քննարկվում են Հայաստանի պղնձամուխրդենային հանքավայրերի շահագործման արդի վիճակի և արդյունավետության հիմնահարցերը: Շահագործվող Քաջարանի և Ագարակի հանքավայրերի հանքաքարերից ստացվող խտանյութերը, մետալուրգիական գործարաններ չունենալու պատճառով, վաճառվում են մի մասը արտասահմանյան երկրներին (68%), մյուսը՝ ներսում (32%) և ամեն դեպքում լեռնահանքային ձեռնարկություններն ունենում են զգալի կորուստներ:

Պղնձի խտանյութերը նպաստավոր գներով վաճառելու նպատակով ձեռնարկությունները պարտադրված էին պղնձի պարունակությունը խտանյութերում 17-18 տոկոսից բարձրացնելու մինչև 25-28 տոկոսի, որի հետևանքով աննախադեպ չափերով աճել են հիմնական և հարակից տարրերի կորուստները: Կորուստները նվազեցնելու օգտակար տարրերի կորզման գործակիցները բարձրացնելու ուղիները, հեղինակի կարծիքով, երկուսն են՝ առաջինը՝ հանքահարստացման գործընթացներում նորագույն տեխնոլոգիաների ներդրումն է, իսկ երկրորդը՝ ժամանակակից տեխնոլոգիաներով ու տեխնիկայով հագեցած մետալուրգիական գործարանների կառուցումը:

Պղինձն ու մուխրդենը պղնձամուխրդենային կազմավորման համալիր հանքաքարերի գլխավոր բաղադրիչներն են: Հայաստանում մուխրդենի հետախուզված պաշարները և կանխատեսումային ռեսուրսներն ամբողջությամբ, պղնձի պաշարների և ռեսուրսների գերակշռող մասը (մոտ 90%), ցրված և հազվագյուտ տարրերի (ռենիումի, սելենի, թելուրի, բիսմութի, գերմանիումի) զգալի մասը, ուղեկից ազնիվ մետաղների (ոսկու և արծաթի) պաշարների և ռեսուրսների որոշակի մասը՝ ոսկու մոտ 18,5%, արծաթի՝ 23,6% կապված են պղնձամուխրդենային համալիր հանքաքարերի հետ:

Այժմյան դրությամբ Հայաստանում հայտնի են հետախուզված և հաստատված պաշարներով վեց հանքավայրեր՝ Քաջարանի, Ագարակի, Դաստակերտի, Այգեձորի, Հանքավանի և Թեղուտի, որոնցից մեկը՝ Դաստակերտի հանքավայրը, անցյալում (1952-1976թթ.) մասամբ շահագործվել է, երկուսը՝ Քաջարանի և Ագարակի հանքավայրերը, շահագործվում են, իսկ մյուսները դեռևս չեն շահագործվում:

Հայտնի են նաև բազմաթիվ (մոտ 30) հանքաերևակումներ, որոնցից առավել հեռանկարայինները՝ հիմնական օգտակար տարրերի պարունակության և պաշարների առումով, երեքն են՝ Սոֆուլու-Մուրխուզի (նոր անունը՝ Սոֆուլու-Ցղունի), Կազան լճի և Հանքասարի, որոնց կանխատեսումային ռեսուրսները համատեղ կազմում են՝ հանքաքարերինը ավելի քան 690 մլն տ, պղնձինը՝ 2,22 մլն տ, մուխրդենինը՝ 255 հազ. տ, ոսկունը՝ 33800 կգ¹:

Պղնձամուխրդենային հանքաքարերի պաշարներով և դրանց արդյունահանման քանակներով աշխարհում խոշորներից և նախկին ԽՍՀՄ-ում խոշորագույնն էր Քաջարանի հանքավայրը, որը այժմյան քանակներով շահագործելու

դեպքում հետախուզված պաշարներով ու կանխատեսումային ռեսուրսներով ապահովված կարող է լինել 300-400 տարի:

Այժմ շահագործվող Քաջարանի և Ագարակի բացահանքերից արդյունահանված պղնձամուխրդենային համալիր հանքաքարերը հանքահարստացման ֆլոտացիոն եղանակով մշակվում են հանքահարստացուցիչ ֆաբրիկաներում և ստացվում են պղնձի և մուխրդենի անջատ խտանյութեր: Պղնձի և մուխրդենի պարունակությունները նույնանուն խտանյութերում, ԽՍՀՄ-ի օրոք, կազմում էին համապատասխանաբար 15-18 և 48-50 տոկոս: Հանքաքարերից մուխրդենի կորզումը կազմում էր 72-84%, որը զգալիորեն ցածր էր ԱՄՆ-ի համանման ձեռնարկությունների ցուցանիշներից:

Մետալուրգիական գործարաններ չունենալու պատճառով Հայաստանում ստացված մուխրդենի խտանյութերը հետագա մետալուրգիական վերամշակման համար ուղարկվում էին հանրապետությունից դուրս, հազարավոր կիլոմետրեր հեռու: Հյուսիսային Օսեթիայի Վլադիկավկազ քաղաք և Ռուսաստանի Չեյաբինսկ քաղաք՝ մետաղական մուխրդենի ստացման և զանազան համաձուլվածքների ու հատուկ տեսակի պողպատների արտադրության համար: Այս դեպքում Հայաստանին չէր վճարվում մուխրդենի հետ հարակից տարածված այնպիսի տարրերի արժեքը, որպիսիք են ռենիումը, սելենը, թելուրը և բիսմութը, որի հետևանքով Հայաստանի լեռնահանքային ձեռնարկությունները կրում էին զգալի ֆինանսական վնասներ:

ԽՍՀՄ-ի տարիներին, երբ Ալավերդի քաղաքում գործում էր Հայաստանում միակ լեռնամետալուրգիական կոմբինատը, բոլոր լեռնահանքային ձեռնարկությունները պղնձի տարբեր պարունակություններով (15-18%) խտանյութերը ուղարկում էին նշված կոմբինատ, որտեղ կորզված ու զտված պղինձը լիուլի բավարարում էր մեր հանրապետության կաբելի, էլեկտրատեխնիկական, սարքաշինական և այլ ձեռնարկությունների պահանջարկը և նույնիսկ արտահանվում էր այլ

¹ Հանքավայրերի մասին տվյալները վերցված են Հայաստանի երկրաբանական ֆոնդի երկրաբանահետախուզական արշավախմբերի հաշվետվություններից:

երկրներ: Այս դեպքում կորուստները համեմատաբար քիչ էին լինում. կորզվում էր խտանյութերի այրման ժամանակ առաջացած ծծմբի երկօքսիդը (SO₂), որն էլ ծառայում էր ծծմբաթթվի արտադրության համար որպես հիմնական ելստույժ, պղնձի հետ գուգակցվող ազնիվ մետաղների (ոսկու և արծաթի) մեծ մասը: Չէին կորզվում սելենը, թելուրը, բիսմութը և գերմանիումը:

Մեր հաշվարկները (1990թ. օրինակով) ցույց են տալիս, որ ԽՍՀՄ-ի տարիներին՝ Հայաստանում ժամանակակից լեռնամետալուրգիական ձեռնարկություններ չունենալու պատճառով, Քաջարանի լեռնահանքային կոմբինատի կյանք ֆինանսական վնասները պղնձի և մոլիբդենի խտանյութերից համատեղ, ռենիումի, սելենի, թելուրի և բիսմութի կորստի պատճառով, կազմել են 1 մլն 139 հազ. դոլար^{**} (խտանյութերի մեջ նշված տարրերը գնահատվել են դրանց իրական արժեքի 40 տոկոսով):

Պղնձամոլիբդենային կոմբինատները ֆինանսական բավականին մեծ վնասներ են ունեցել նաև հիմնական տարրերի՝ պղնձի և մոլիբդենի (միջազգային ոչ մի չափանիշի չհաապատասխանող) կորստի պատճառով: Եթե ԱՄՆ-ի համանման ձեռնարկություններում պղնձի և մոլիբդենի կորզումը հանքաքարերից կազմում էր 92-94%, Հայաստանի ձեռնարկություններում դրանց կորզումը հանքաքարերից խտանյութերի մեջ (առանց հաշվի առնելու մետալուրգիական գործընթացներում տեղի ունեցող կորուստները), լավագույն դեպքում, կազմում էր պղնձի համար 70,15-74,5%, մոլիբդենի համար՝ 77,2-84,1%: Դրա պատճառները եղել են՝ մի կողմից անկաուար ու ոչ լավագույն հանքահարստացման տեխնոլոգիաները, մյուս կողմից՝ կոմբինատների ղեկավարության և բանվոր-ծառայողների անփույթ ու անտարբեր վերաբերմունքը ժողովրդական հարստության նկատմամբ:

ԽՍՀՄ-ի փլուզումից հետո, երբ ՀՀ լեռնահանքային ձեռնարկությունների արտադրանքները վերանշակման համար այլևս չէին ուղարկվելու ԽՍՀՄ այլ հանրապետություններ, մեր ձեռնարկությունները ստիպված եղան իրենք տնօրինել իրենց խտանյութերը: Չունենալով մետալուրգիական գործարաններ, լեռնահանքային ձեռնարկությունները պարտադրված էին իրենց արտադրանքները վաճառել արտասահմանյան երկրներին: Բայց քանի որ ՀՀ ձեռնարկությունների կողմից ավանդաբար թողարկվող պղնձի խտանյութերը պահանջարկ չէին գտնում պղնձի ցածր (17-18%) պարունակության պատճառով, այդ ձեռնարկությունները պարտադրված էին բարձրացնելու պղնձի պարունակությունը, հասցնելով այն 27-28 տոկոսի, որի հետևանքով, հանքահարստացման գործընթացներում, աննախադեպ չափերով աճեցին պղնձի և մոլիբդենի, ինչպես

նաև դրանց հետ կապված՝ հարակից տարածված տարրերի կորուստները: Համեմատենք ԽՍՀՄ-ի փլուզմանը նախորդող տարվա՝ 1990թ. տվյալները 2000թ. հետ:

Քաջարանի հանքավայրից 1990թ. արդյունահանվել է 7,91 մլն տ հանքաքար, որի հարստացումից ստացվել են.

– պղնձի խտանյութ՝ 69046 տ, որի մեջ պղնձի պարունակությունը կազմել է 17,62%, իսկ կորզումը՝ 73,25%,

– մոլիբդենի խտանյութ՝ 6965,5 տ, որի մեջ մոլիբդենի պարունակությունը կազմել է 51,32%, իսկ կորզումը՝ 83,4%:

2000թ. Քաջարանի հանքավայրից արդյունահանվել է 7,06 մլն տ հանքաքար, որի հարստացումից ստացվել են.

– պղնձի խտանյութ՝ 34750 տ, որի մեջ պղնձի պարունակությունը կազմել է 27,99%, իսկ կորզումը՝ 68,7%,

– մոլիբդենի խտանյութ՝ 5833 տ, որի մեջ մոլիբդենի պարունակությունը կազմել է 51,06%, իսկ կորզումը՝ 68,0%:

Քաջարանի կոմբինատի կողմից տրված տեղեկությունների համաձայն պղնձի և մոլիբդենի հետ հարակից տարածված տարրերի՝ արծաթի, ռենիումի, սելենի, թելուրի և բիսմութի կորուստները կազմել են 70.5 տոկոսից (սելենինը) մինչև 84,5% (թելուրինը), իսկ ոսկունը՝ 34,4%: Կարծում ենք, որ նշված՝ աննախադեպ մեծ չափերի, կորուստները իրական չեն, դրանք ուղղակի անալիտիկ սխալների հետևանք են, որոնք տեղի են ունեցել կոմբինատի քիմիական լաբորատորիայի աշխատողների անփույթ ու անտարբեր վերաբերմունքի հետևանքով (աչքաթող են արվել ռենիումը, արծաթը, սելենը, թելուրը և բիսմութը, քանի որ խտանյութերի վաճառքի ժամանակ դրանց արժեքները չեն փոխհատուցվում): Բայց ահա ոսկու անալիզները շատ մոտ են իրականությանը ոսկու կորզումը համաչափելի է պղնձի կորզման հետ (ոսկու արժեքը փոխհատուցվում է):

Այսպիսով, 2000 թվականին 1990թ. համեմատ պղնձի խտանյութի մեջ պղնձի մետաղի պարունակության 10,37%, բարձրացման հետ կապված. երկու հիմնական տարրերի՝ պղնձի և մոլիբդենի կորուստների աճը կազմել է.

– պղնձինը՝ 4,55% կամ 642,5 տ պղնձի մետաղ,

– մոլիբդենինը՝ 15,4% կամ 674 տ մոլիբդենի մետաղ:

1990թ. համեմատ 2000թ. կորստի մատնված միայն հիմնական տարրերի՝ պղնձի և մոլիբդենի արժեքը, 2000թ. գործող միջազգային գներով, կազմել է 7 մլն 223 հազ. ԱՄՆ դոլար:

Ագարակի հանքավայրից (տարեկան հաշվետվության 5^{րդ} համաձայն) 1990թ. արդյունահանվել է 2393,3 հազ. տ հանքաքար, որի հարստացումից ստացվել են.

– պղնձի խտանյութ՝ 43193 տ, որի մեջ պղնձի պարունակությունը կազմել է 15,0%, իսկ կորզումը՝ 78,24%,

– մոլիբդենի խտանյութ՝ 695 տ, որի մեջ մոլիբդենի պարունակությունը կազմել է 51%, իսկ կորզումը՝ 70,77%:

2000թ. Ագարակի հանքավայրից արդյունահանվել է 1146,7 հազ. տ հանքաքար, որի

^{**} Հոդվածում բերված տարրեր աստիճանի գտված մետաղների գները վերցված են տարբեր աղբյուրներից. ինտենետ կապով Լանդոնի բորսայի տվյալներից, "Реферативный журнал – геология" ամսագրերից, Ռուսաստանի մետաղների վաճառքի "ГНЦ" ֆիրմայի գնացուցակից.

հարստացումից ստացվել են.

– պղնձի խտանյութ՝ 10810 տ, որի մեջ պղնձի պարունակությունը կազմել է 25%, իսկ կորզումը՝ 66,2%,

– մոլիբդենի խտանյութ՝ 308 տ, որի մեջ մոլիբդենի պարունակությունը կազմել է 51,0%, իսկ կորզումը՝ 59,6%:

Այստեղից պարզորոշ երևում է, որ 2000թ. 1990թ. համեմատությամբ պղնձի խտանյութում պղնձի պարունակության 10 տոկոսով բարձրացմանը գույրնթաց աննախադեպ չափերով աճել են հիմնական (դրանց հետ կապված նաև հարակից) տարրերի կորուստները՝ պղնձի կորստի աճը կազմել է 12,04%, իսկ մոլիբդենինը՝ 11,17% (չնայած նրան, որ մոլիբդենի պարունակության աճ համանուն խտանյութում բոլորովին տեղի չի ունեցել):

2000թ. 1990թ. համեմատ Ագարակի կոմբինատի հարաբերական կորուստները՝ հանքահարստացման գործընթացների հետ կապված, կազմել են՝ պղնձինը 491,5 տ, մոլիբդենինը՝ 29,5 տ, որոնց արժեքը կազմել է 1 մլն 53 հազ. ԱՄՆ դոլար:

Ագարակի պղինձ-մոլիբդենային կոմբինատի փակ բաժնետիրական ընկերության կողմից ներկայացված տեղեկանքի համաձայն 1998-2000թթ. արդյունահանվել և մշակվել է 1889,5 հազ. տ հանքաքար, որի հարստացման գործընթացներում չեն կորզվել և թափոնակույտեր են թափվել պղինձ 3006,7 տ, որը կազմել է կորզման ենթակա պղնձի 39,36%, մոլիբդեն՝ 72,7 տ (15,2%), ոսկի՝ 26,2 կգ (55,0%), արծաթ՝ 1,27 տ (55,95%), ռենիում՝ 287 կգ (60,1%), սելեն՝ 3,78 տ (59,2%), թելուր՝ 753 կգ (66,6%), քիսմուտ՝ 2,08 տ (54,4%): Այդ կորուստների արժեքը կազմում է ավելի քան 6,4 մլն դոլար:

Դիշտ է, խտանյութերի այժմյան վաճառքի ժամանակ հիմնական տարրերի հետ հարակից տարածված՝ ցրված և հազվագյուտ, տարրերի արժեքները չեն վճարվում, բացառությամբ ոսկուց, բայց ամեն դեպքում նշված չափերի կորուստներն անթույլատրելի են և դրանց կանխման միակ ելքը խտանյութերի վերամշակման մետալուրգիական գործարանի շուտափույթ կառուցման մեջ է, որտեղ կկորզվեն բոլոր օգտակար տարրերը և հանքահարստացուցիչ ձեռնարկությունները, ստանալով կորզվող բոլոր տարրերի արժեքների իրենց մասնաբաժինը և մեծացնելով եկամուտները, շահագրգռված կլինեն առավելագույնս նվազեցնելու օգտակար տարրերի կորուստները:

Քաջարանի հանքաքարերի արդյունահանման ժամանակ «պարտադիր» կորուստների չափը պահպանելով նախագծով սահմանված նորմատիվների շրջանակներում (3,5-4%), հանքահարստացման գործընթացներում տարրերի կորզման գործակիցները՝ նորագույն տեխնիկա ու տեխնոլոգիաներ ներդնելու միջոցով, բարձրացնելով մինչև զարգացած երկրներում գործող ժամանակակից ձեռնարկությունների մակարդակի՝ 92-94 տոկոսի (պղնձի և պղնձի հետ հարակից տարածված տարրերի համար 92,0%, մոլիբդենի և դրա հետ հարակից տարածված տարրերի, հատկապես ռենիումի, համար 94%), իսկ մետալուրգիական վերամշակման գործընթացներում մինչև 99 տոկոսի, տարեկան 9 մլն տ արդյունահանված հանքաքարերից հնարավոր կլինի կոր-

զել՝ պղինձ 18180 տ, մոլիբդեն՝ 3120 տ, ռենիում՝ 1,51 տ, ոսկի՝ 230 կգ, արծաթ՝ 12,8 տ, սելեն՝ 13,27տ, թելուր՝ 11,06 տ, քիսմուտ՝ 16,38 տ, ծծումբ՝ 64450 տ (որից կարելի է արտադրել 197400 տ ծծմբաթթու), որոնց արժեքը միջազգային շուկայում գործող գներով կարող է կազմել 68,53 մլն դոլար, իսկ լեռնամետալուրգիական ձեռնարկությունների տարեկան շահույթը՝ մոտ 27,52 մլն դոլար:

Որ պղնձի և մոլիբդենի հետ հարակից տարածված բոլոր տարրերի կորզումները հնարավոր են, հաստատում է միջազգային, նույնիսկ ոչ բարձր մակարդակի զարգացած երկրների, փորձը: Այսպես օրինակ Բալխաշի (ՌԴ) լեռնամետալուրգիական կոմբինատում՝ կապար-ցինկային հանքաքարերից, դեռևս նախորդ դարի 70-ական թվականներին [2] կորզվում էր ողջ 12 անուն օգտակար տարրերը, Չիմբենտի կապարի գործարանում՝ 15 անուն օգտակար տարրերից կորզվում էր 14-ը, Լեհաստանի [3] կապար-ցինկի, պղնձի, նիկելի, մկնդեղի և երկաթի հանքաքարերից՝ հիմնական օգտակար տարրերից բացի կորզվում են՝ գալիում, գերմանիում, կադմիում, կոբալտ, մոլիբդեն, ռենիում, սելեն, թելուր, ոսկի, արծաթ, քալիում, տիտան, վանադիում, ծծումբ և պլատինոիդներ:

Պ.Ալոյանի [1] տվյալներով, բացի վերը նշված տնտեսական արդյունավետության հաշվարկին մասնակցող տարրերից, Քաջարանի հանքավայրի հանքաքարերում հայտնաբերվել են հանքավայրի պաշարների հաշվեկշռում տեղ չգտած այնպիսի արժեքավոր օգտակար տարրեր, որպիսիք են՝ վանադիումը, տիտանը, երկաթը, սկանդիումը, պլատինոիդների խմբի ռուտենիում, ռոդիում, պալադիում, օսմիում, իրիդիում և պլատին տարրերը, ինչպես նաև ռադիոգեն օսմիումը: Վանադիումը Քաջարանի հանքավայրում սերտորեն կապված է երկաթի մագնետիտ հանքանյութի հետ, որոնք երկուսն էլ հանքահարստացման գործընթացներում անցնում են հարստապուշերի մեջ: Վանադիումի ընդհանուր պաշարները՝ Պ.Ալոյանի [1] կողմից կատարված հեղինակային հաշվարկով, կազմում են 630,0 հազ. տ, որից 352,0 հազ. տ հաշվեկշռային պաշարներում, որոնց կորզելի քանակը կազմում է 21,0 հազ. տ, ընդհանուր կորզելի արժողությամբ 386,4 մլն դոլար:

Տարեկան 9 մլն տ հանքաքարերի արդյունահանման և մշակման ժամանակ հարստապուշերի հետ թափոնակույտեր է թափվում մոտ 30 հազ. տ երկաթ (երկաթի քանակը Քաջարանի արդյունաբերական հանքաքարերում կազմում է 6 մլն տ):

«Հայգունմետգիտնախագիծ» ինստիտուտի տեխնոլոգների կողմից մշակվել և կիսագործարանային պայմաններում փորձարկվել է Քաջարանի պղինձ-մոլիբդենային հանքաքարերի հարստապուշերի վերամշակման արդյունավետ տեխնոլոգիա, որն ապահովում է վանադիում պարունակող մագնետիտային բարձրորակ խտանյութի ստացում 64,0% երկաթի պարունակությամբ և 75,0% կորզումով: Մշակված տեխնոլոգիական սխեման նպաստում է հանքային հումքի համալիր օգտագործմանը և միջավայրի մաքրությանը:

Պ.Ալոյանի [1] տվյալներով Քաջարանի հանքավայրի հանքաքարերում պարունակվող

սկանդիումի պաշարները կազմում են 10,5 հազ. տ, որոնցից կորզման ենթակա քանակությունը կազմում է 30,0 տ, իսկ դրա ընդհանուր արժեքը 2,7 մլրդ դոլար (Պ Ալոյանի տվյալներով մեկ կգ սկանդիումը արժե 90 հազ. ԱՄՆ դոլար): Տարեկան 9 մլն տ հանքաքար արդյունահանելու և մշակելու դեպքում հարստապուշերից կորզվող վանադիումի արժեքը միջազգային շուկայում կարող է կազմել 1,75 մլն դոլար, իսկ սկանդիումինը՝ 13,5 մլն դոլար, հետևապես Քաջարանի հանքավայրի հաշվեկշռային պաշարներից դուրս գտնվող տարրերի վանադիումի և սկանդիումի կորզումով լեռնամետալուրգիական ձեռնարկության շահույթը կարող է մեծանալ $9,52$ մլն դոլարով և կազմել $27,52 + 9,52 = 37,04$ մլն դոլար:

Եզրակացություններ

Հոդվածում բերված տնտեսական հաշվարկներից հետևում է, որ Հայաստանի պղնձամոլիբդենային կազմավորման հանքավայրերի շահագործումը պարտադիր կերպով պետք է եզրափակվի մետալուրգիական վերամշակման գործընթացներով, որպեսզի հնարավորություն ընձեռվի առավելագույնս կորզել, մաքրել ու գտել հանքաքարերում առկա բոլոր օգտակար տարրերը, որը, միևնույն ժամանակ, կարող է նպաստել շրջակա միջավայրի մաքրությանը: Նշենք, որ պղնձամոլիբդենային հանքաքարերում առկա մի քանի տարրեր (սելենը, քելուրը) և դրանց միացությունները ունեն թունահարույց հատկություններ, և դիանց չկորզելու ու թափոնակույտեր թափելու դեպքում վտանգվում է շրջակա միջավայրի մաքրությունը և կենդանական աշխարհի, այդ թվում նաև մարդկանց կյանքը: Չտված ու գերզտված

տարրերը միջազգային շուկայում գնահատվում են 10-ից մինչև 1000-2000 անգամ ավելի քան, քան դրանց սովորական տեսակները: Այսպես օրինակ, սովորական սելենի 1 տոննան արժե 8157 դոլար, 99,7 տոկոսով մաքրվածը՝ 26840 դոլար: Սովորական բիսմութի 1 տոննան արժե 6790 դոլար, 99,7 տոկոսով մաքրվածը՝ 35100 դոլար, 99,999 տոկոսով գտվածը՝ 690000 դոլար, իսկ 99,9999 տոկոսով գերզտվածը՝ 870000 դոլար (սովորական բիսմութից քանկ է 128 անգամ): Սովորական կապարի 1 տոննան արժե 467 դոլար, 99,999 տոկոսով գտվածը՝ 320000 դոլար, իսկ 99,9999 տոկոսով գերզտվածը՝ 870000 դոլար (սովորական կապարից քանկ է 1860 անգամ): Այստեղից բխող հետևությունը միակն է՝ պղինձ-մոլիբդենային կազմավորման հանքավայրերի շահագործումն էլ ավելի արդյունավետ դարձնելու նպատակով առաջարկում ենք մետալուրգիական գործարաններում կորզված տարրերի մի մասը (ըստ պահանջարկի) միջազգային շուկա դուրս բերել գտված ու գերզտված վիճակով (գտման աստիճանը, տարրերի և արտադրանքի քանակը կարելի է որոշել ըստ շուկայի պահանջարկի): Այս դեպքում լեռնահանքային ու մետալուրգիական ձեռնարկությունների արդյունավետությունը, բնականաբար, կարող է կրկնակի ու եռակի անգամ ավելի մեծ լինել:

ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

1. Алоян П.Г. Геология горно-рудных регионов Армении (повышение эффективности освоения рудных месторождений). Ереван: ГЕОИД, 2001. 243 с.
2. Малин Ю.М. НТР и экологизация производства. Минск: "Наука и техника", 1979, 135 с.
3. Реферативный журнал- геология, сводный том №10. Москва: Разд. "Рудные месторождения", 1999, 20 с.

МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АРМЕНИИ И ПРОБЛЕМЫ ИХ РАЗРАБОТКИ

Г. С. Авакян

Резюме

В Армении в настоящее время имеются шесть детально разведанных месторождений медно-молибденовой формации с балансовыми запасами, утвержденными в Государственной комиссии по запасам. Из отмеченных шести месторождений в настоящее время эксплуатируются два — Каджаранское и Агаракское. Обогательными фабриками выпускаются медный и молибденовый концентраты, которые, из-за неимения металлургических заводов, продаются внутри республики (32%) и за рубежом (68%). При этом оцениваются основные компоненты: в молибденовом концентрате только лишь молибден, а в медном — медь и часть золота. Не оценивается и не оплачивается стоимость таких сопутствующих компонентов, как рений, серебро, селен, теллур, висмут и др., в результате чего медно-молибденовые комбинаты ежегодно недополучают миллионы долларов.

Для того, чтобы медный концентрат выгодно продавать за рубежом, комбинаты старались повысить содержание меди в концентрате (с 17-18 до 25-28%). При этом, значительно повысились потери как основных, так и сопутствующих компонентов.

Так, например, на Каджаранском комбинате в 2000г. в сравнении с 1990г. стоимость только лишь потерянных основных компонентов – меди и молибдена, составляла 7 миллионов 223 тыс.долларов США, а на Агаракском комбинате – один миллион 53 тыс. долларов.

Основными путями повышения эффективности горнорудных предприятий, по мнению автора статьи, являются: строительство металлургических заводов, оснащенных современными технологиями и техникой, повышение коэффициента извлечения всех полезных компонентов, максимальное снижение потерь как в стадии добычи руды и ее обогащения, так и в металлургическом переделе, а также очистка некоторой части элементов металлургического передела.

COPPER AND MOLYBDENUM DEPOSITS IN ARMENIA AND PROBLEMS OF THEIR OPERATION

H. S. Avagyan

A b s t r a c t

The article discusses current condition and problems of efficient operation of the copper and molybdenum deposits in Armenia. In the absence of metallurgy plants, concentrates produced from ores extracted at operating Kajaran and Agarak deposits are sold partly to foreign countries (68%), and partly inside Armenia (32%). In any case, mining companies bear considerable losses.

To sale copper concentrates at reasonable rates, these companies had to increase the content of copper in concentrates from 17-18% to 25-28%, resulting in an unprecedented high loss of essential and accompanying elements. According to our opinion, there are two ways to reduce these losses and increase ratios of useful component extraction. The first way is to introduce advanced technologies into ore-dressing processes, and the second is to build metallurgical plants operating with up-to-date technologies and equipment.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЗАИМОСВЯЗИ ПАРАМЕТРОВ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ОЗЕРА СЕВАН

© 2002 г. П.В.Тозалакян*, В.П. Тозалакян**

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

** Государственный инженерный университет Армении,
375009 Ереван, Теряна, 105, Республика Армения,
Поступила в редакцию 25 09 2002 г

В представленной работе сделана попытка создать модель, описывающую процессы, протекающие в озере Севан. Расчеты проводились методами регрессионного анализа. Для расчетов использовалась программа RegStat. Входными параметрами являлись: среднегодовая, максимальные и минимальные температуры воды, амплитуда колебаний температуры воды, уровень воды, частота и энергия землетрясений, происходящих в бассейне озера Севан. В качестве выходного параметра взята первичная продукция планктона. Достоверность модели, составленной на основе данных 1976-1992 гг., равна 85,21%.

Тем же методом построена модель, где выходным параметром является прозрачность воды, а входными параметрами - уровень воды и содержание различных ионов в воде в период 1959-1976 гг. Достоверность полученной модели составляет 82,41%. Рассчитанная на основе этой модели прозрачность воды за июнь 2001 г отличалась от измеренной на 3%.

Бассейн озера Севан является сложной природной системой, в которой антропогенные воздействия (искусственный спуск озера, деятельность человека в бассейне озера) сочетаются с природными (активная тектоника, геохимические аномалии дна озера, эмиссия метана и др.) [3-5]. В 70-е годы прошлого столетия озеро перешло из олиготрофного в эвтрофическое состояние [6]. Причиной этого могли служить сельскохозяйственная активность человека в бассейне озера, выделение газов и изменение химического состава воды, изменение амплитуды колебаний температуры в результате уменьшения объема озера вследствие спуска его воды [5]. При изучении окружающей среды Севанского бассейна мы фактически сталкиваемся с задачей выявления и описания взаимодействия различных факторов многокомпонентной системы, когда механизм во многом неясен. Существующая математическая теория позволяет описать такое взаимодействие, не имея полного представления о нем. В результате можно получить математическую модель процессов, протекающих в системе [1,7].

В представленной работе сделана попытка применения такой математической модели для описания процессов, протекающих в озере Севан.

Расчет был проведен с использованием методов регрессионного анализа.

Допустим, η - выходной параметр, $x_1, x_2, \dots, x_k$ - независимые переменные (факторы), которые изменяются во времени. Тогда функция отклика будет иметь следующий вид:

$$\eta = \varphi(x_1, x_2, \dots, x_k)$$

В случае, если аналитическое выражение функции отклика не известно, приходится ограничиваться ее представлением в виде полинома:

$$\eta = \beta_0 + \sum_{i=1}^k \beta_i x_i + \sum_{i < j} \beta_{ij} x_i x_j + \sum_{i=1}^k \beta_{ii} x_i^2 + \dots$$

Здесь $\beta_0, \beta_i, \beta_{ij}, \beta_{ii}, \dots$ - коэффициенты регрессии.

j - количество экспериментов, k - число факторов. Результаты расчета позволяют определить выборочные коэффициенты регрессии $b_0, b_i, b_{ij}, b_{ii}, \dots$. Последние являются оценками теоретических коэффициентов.

$$\hat{y} = b_0 + \sum_{i=1}^k b_i x_i + \sum_{i < j} b_{ij} x_i x_j + \sum_{i=1}^k b_{ii} x_i^2 + \dots$$

Механизм вычисления коэффициентов регрессии описан в [7]. При проведении расчетов использовалась программа RegStat.

При составлении модели в качестве выходного параметра была принята первичная продукция планктона в воде озера, как показатель его эвтрофикации. Очевидно, что температура воды является одним из основных факторов, влияющих на размножение планктона, причем важны как средние температуры, так и максимальные, и минимальные. Поэтому в качестве входных параметров рассматриваются среднегодовые, минимальные и максимальные температуры, а также разность между максимальными и минимальными температурами за год. В связи с тем, что главным антропогенным фактором, нарушившим в XX веке гидрологический и экологический баланс озера, является изменение уровня воды в нем, то в качестве входного параметра взята также величина уровня зеркала воды озера. Этот показатель, конечно же, должен воздействовать на содержание планктона опосредованно, через изменения температуры и физико-химических характеристик озера. При этом изменение температуры воды связано не только с изменением ее уровня, но и метеорологическими условиями. В наших предыдущих исследованиях показано, что землетрясения в бассейне озера могли оказать влияние на содержание планктона в озере [5]. Поэтому в качестве входных параметров приняты также количество землетрясений и их энергия. Данные взяты на период 1976-1992 гг. В табл. 1 приведены данные, использованные для построения регрессионной модели.

Таблица 1

Годы	$T_{\text{макс}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{мин}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{ср}}, ^\circ\text{C}$	$T, ^\circ\text{C}/10$	Частота землетрясений, событий/год	Уровень воды зеркала, м*	Энергия землетрясений, $\lg E$	Первичная продукция планктона, $\text{гC}/\text{м}^2\text{сут.}$
1976	19,6	0	8,11	1,96	8	8,21	12,1	1,71
1977	18,2	1,1	8,57	1,71	5	8,26	9,3	1,8
1978	17,8	0,4	8,53	1,74	15	8,05	10,06	1,38
1979	18,2	1,7	9,24	1,65	48	8,07	10,49	0,74
1980	19	0,1	8,49	1,89	61	7,8	12,06	0,95
1982	17,6	0,9	9,62	1,67	43	7,65	9,35	0,72
1983	19,4	0,2	8,6	1,92	39	7,26	10,94	0,5
1984	18,1	0,7	8,98	1,74	74	7,34	9,87	0,71
1985	18	0	8,59	1,8	46	7,23	10,58	0,47
1986	19	1,3	9,15	1,77	40	7,11	9,48	0,77
1987	19,2	1,3	8,71	1,79	50	7	10,86	0,63
1988	18,4	0,6	8,56	1,78	17	7,1	10,13	0,71
1992	17,6	1	9,91	1,66	20	7,97	11,58	1,08

* - точка отсчета – 1890 м над уровнем моря

Для облегчения расчетов взаимодействие входных параметров нами не учитывалось.

Аналитическая модель системы в этом случае будет иметь следующий вид:

$$y = b_0 + \sum_{i=1}^7 b_i x_i \quad j = 0, \overline{12}$$

Были получены следующие значения коэффициентов регрессии: $b_0 = -3,8191$, $b_1 = 0,5210$, $b_2 = -0,4055$, $b_3 = -0,1505$, $b_4 = -4,1379$, $b_5 = -0,0068$, $b_6 = 0,6733$, $b_7 = -0,0745$.

Стандартная ошибка отклонения $S = 0,2596$. Коэффициент корреляции $R = 0,8521$ (достоверность модели – 85,21%).

Учитывая средние значения параметров в рассмотренный период времени, можно рассчитать усредненное значение выходного параметра: $T_{\text{макс}} = 18,4692 ^\circ\text{C}$, $T_{\text{мин}} = 0,7154 ^\circ\text{C}$, $T_{\text{ср}} = 8,8508 ^\circ\text{C}$, $\Delta T = 1,7754 ^\circ\text{C}$.

Частота землетрясений = 35,8462 событий/год.

Уровень воды = 7,6192 м по сравнению с отметкой 1890 м над уровнем моря.

Энергия землетрясений $\lg E = 10,5231$. Выходной параметр $Y_{\text{ср}} = 0,9362$.

Анализ полученных результатов позволяет предположить, что изменение первичной продукции планктона в озере в нынешнем его состоянии находится в прямой зависимости от уровня озера. Зависимость от температуры более сложная. Важно, что первичная продукция планктона подавляется при увеличении амплитуды годовых колебаний температуры. Увеличение частоты землетрясений и их энергии также подавляет первичную продукцию планктона (рис.1).

Напомним, что результаты получены на ограниченный период времени, когда изменения уровня воды в озере были относительно невелики, а само озеро уже находилось в эвтрофированном состоянии.

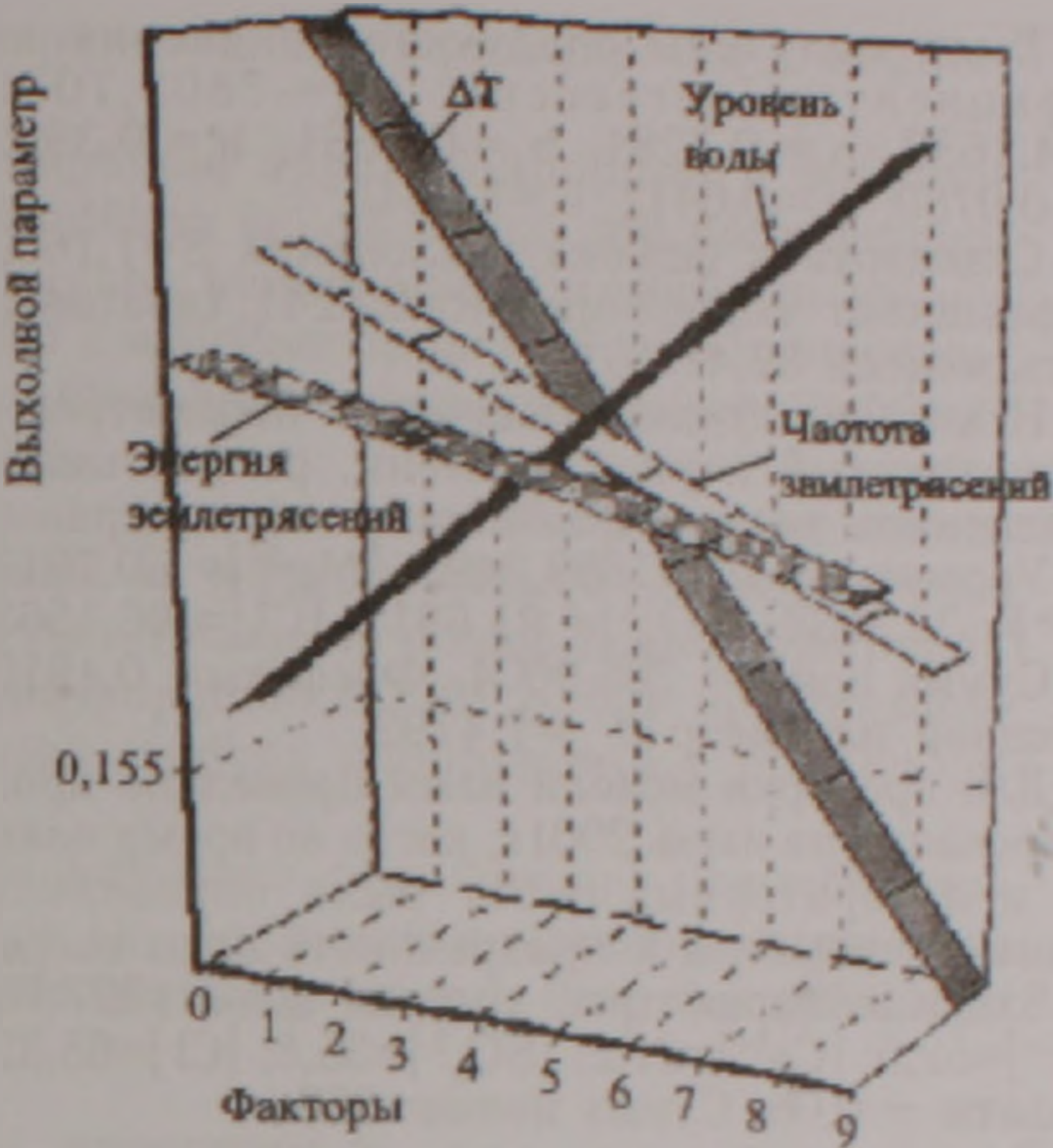


Рис.1. Линейная связь между значимыми факторами и выходным параметром

Дополнительной характеристикой состояния озера может являться прозрачность воды.

В связи с тем, что в литературе [2] обнаружены данные по содержанию ионов и прозрачности воды на глубине 5 м на период с 1959 по 1974 гг., нами была построена регрессионная модель, где выходным параметром является прозрачность воды, а входными – уровень воды, содержание ионов кальция, магния, фосфата, сульфата, хлорида, общая минерализация. Использовались значения за июнь каждого года.

В табл.2 приведены данные, использованные для построения регрессионной модели.

Таблица 2

Годы	Уровень воды зеркала, м*	$[\text{Mg}^{2+}] \text{ мг/л}$	$[\text{Ca}^{2+}] \text{ мг/л}$	$[\text{SO}_4] \text{ мг/л}$	$[\text{Cl}] \text{ мг/л}$	Сумма ионов, мг/л	Фосфаты, мг/л	Прозрачность, м
1959	13,45	67,65	33,7	29,25	56,8	891,5	0,156	8,4
1962	10,73	76,3	20,1	15,8	68,75	632	0,013	10,6
1963	9,73	71,75	14,05	14,6	79,3	722,5	0,108	8,4
1964	9,53	77,55	5,6	15,3	60,95	687,4	0,0905	7,6
1965	9,13	56,1	38,55	18,7	66,9	678,5	0,3025	8,8
1968	8,65	54,8	38,025	21,35	64,525	711,525	0,2895	9,75
1969	8,7	54,8	34,8	20,45	78,15	715,7	0,1305	6
1970	8,77	53,45	32,9	22,7	64,15	701,05	0,266	11,4
1971	8,36	53,5	37,2	25,6	62,9	698,5	0,235	5,2
1972	8,02	53,2	37,2	26	62,4	698,5	0,233	5,2
1973	8,03	54,5	36,2	27,8	62,2	650,3	0,25	5,4
1974	7,89	55,9	36,4	22,75	66,85	696,05	0,218	3

* - точка отсчета – 1890 м над уровнем моря

Были получены следующие значения коэффициентов регрессии: $b_0 = -7803,1031$, $b_1 = 4,1632$, $b_2 = -0,7284$, $b_3 = -0,3661$, $b_4 = -0,3952$, $b_5 = -0,0750$, $b_6 = -0,0412$, $b_7 = 8,4645$.

Стандартная ошибка отклонения $S = 1,7633$; коэффициент корреляции $R = 0,8241$ (достоверность модели 82,41 %).

Исходя из средних значений параметров в рассмотренный период времени, рассчитываем усредненное значение выходного параметра:

Уровень воды = 1899,2492; $[Mg^{2+}] = 60,7917$; $[Ca^{2+}] = 30,3938$; $[SO_4^{2-}] = 21,6917$; $[Cl] = 66,1563$.

Сумма ионов = 706,9604. Фосфаты = 0,1910. Выходной параметр $Y = 7,4792$.

Для проверки модели нами проведено прогнозирование на июнь 2001г, когда во время полевых и лабораторных работ были определены входные параметры и прозрачность воды озера.

Входные параметры: уровень воды 1897,76; $[Mg^{2+}] = 52,5$; $[Ca^{2+}] = 21,2$; $[SO_4^{2-}] = 35,8$; $[Cl] = 65,32$. Фосфаты = 0,06. Сумма ионов = 650.

Прозрачность расчетная: 6,408236032 м. Прозрачность измеренная: 6,225 м.

Таким образом, отклонение расчетного значения прозрачности от измеренного не превышает 3%.

По показателям минерализации, прозрачности вода в озере Севан в настоящее время по сравнению с допусковым периодом изменилась: произошло некоторое снижение общей минерализации воды, несколько снизилась концентрация ионов Mg и Ca , но произошло значительное увеличение концентрации сульфатов. После начала спуска уровня озера Севан уровень pH упал с значения 9-9,5 до 8,5 ед, причем в основном снижение произошло в момент спуска воды между 1948 и 1960 годами. Как показывают наши полевые исследования, в настоящее время уровень pH имеет тенденцию к повышению и достигает значений, близких к 1930 годам – 9,0-9,2 ед.

Измеренные значения прозрачности воды, а также повышение pH в 2002 году по сравнению с 1974 годом указывают на то, что поддержание относительно постоянного уровня зеркала воды стабилизирует экосистему озера и приводит по крайней мере к частичному восстановле-

нию первоначальных показателей. Можно предположить что резкие изменения уровня воды могут провоцировать значительные нарушения экологического баланса озера. В частности, исходя из прямой зависимости уровня воды и первичной продукции планктона, в озере можно ожидать повышение последнего при повышении уровня воды на 6 м, и потребуется достаточно длительный срок для восстановления экологического баланса озера в соответствии с новым уровнем воды в озере.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта RSS 2149/1753/2000.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агоян Р. и Тозалакян В. Регрессионный анализ полиномиальной модели. Моделирование, оптимизация, менеджмент. Сборник научных трудов Ереванского государственного университета Армении, 2002, вып.4, с.12-18.
2. Гидрологический ежегодник. Бассейны рек Кавказа, т.3, 1959-1974гг., вып.3,5, Главное Управление Гидрометеорологической службы при СМ СССР, Баку.
3. Мусаелян С.М. Экология и экономика озера Севан и его бассейна. Изд. Ереванского университета, 1993, 160 с.
4. Karakhanian A., Djrbashian R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S., and Avagian A., Holocene-Historical Volcanism and Active Faults as Natural Risk Factors for Armenia and Adjacent Countries, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2002, 113, (1-2), 319-344.
5. Karakhanian A., Tozalakyan P., Grillot J.-C., Philip H., Melkonyan D., Paronyan R., Arakelyan S. Tectonic impact on the Lake Sevan environment (Armenia). Environmental Geology, 2001, 40 (3), 279-288.
6. Kirakosyan H. Lake Sevan Ecological problems. In Lake Sevan: problems and strategies of action. Proceedings of the International Conference. "Arzerum"-Ani, Yerevan, Armenia, 1996, pp.12-14.
7. Steven C. Chapra, Raymond P. Canale. Numerical Methods for Engineers. NY, McGraw-Hill, 1998, 529 pages

ՍԵՎԱՆԱ ԼՈՒ ՀՐՋԱԿԱ ՄԻՋԱՎԱՅՐԻ ՊԱՐԱՄԵՏՐԵՐԻ ՓՈԽԿԱՊԱԿՑՎԱԾՈՒԹՅԱՆ ՄԱԹԵՄԱՏԻԿԱԿԱՆ ՄՈԴԵԼԸ

Պ. Վ. Թոգալարյան, Վ. Պ. Թոգալարյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Սևանա լճի շրջակա միջավայրի հետազոտման ժամանակ բախվում ենք բազմակոմպոնենտային համակարգի տարբեր գործոնների փոխազդեցության բազահայտման և նկարագրման խնդրի հետ, ընդ որում այդ փոխազդեցության մեխանիզմը հաճախ պարզ չէ: Գոյություն ունեցող մաթեմատիկական տեսությունը թույլ է տալիս նկարագրել այդպիսի փոխազդեցությունները, որի արդյունքում ստացվում է համակարգում ընթացող գործընթացների մաթեմատիկական մոդելը:

Ներկայացված աշխատանքում փորձ է արված ստեղծել Սևանա լճում ընթացող գործընթացները նկարագրող այդպիսի մոդել: Հաշվարկները կատարված են ռեգրեսիոն

անալիզի մեթոդներով: Հաշվարկները կատարելու համար օգտագործվել է RegStat համակարգչային ծրագիրը:

Մուտքային պարամետրներն են. ջրի տարեկան միջին, մաքսիմալ և մինիմալ ջերմաստիճանները, ջերմաստիճանի տատանումների ամպլիտուդը, ջրի մակարդակը, Սևանի ավազանում տեղի ունեցած երկրաշարժերի հաճախականությունն ու դրանց էներգիան: Որպես ելքային պարամետր վերցված է պլանկտոնի առաջնային արտադրությունը: 1976-1992 թթ. ժամանակաշրջանի տվյալների հիման վրա կառուցված միջինացված մոդելի հավաստիությունը կազմում է 85,21%

Նույն եղանակով կառուցված է մի մոդել, որտեղ ելքային պարամետր է հանդիսանում ջրի պարզությունը, իսկ մուտքային պարամետրերն են ջրի մակարդակն ու տարբեր իոնների պարունակությունները ջրի մեջ 1959-1976 թթ.: Ստացված մոդելի հավաստիությունը կազմում է 82,41%: Այս մոդելի հիման վրա հաշվարկված է 2001 թ. ջրի պարզության արժեքը հունիս ամսվա համար: Հաշվարկային արժեքը տարբերվում է չափվածից 3 %-ով:

Ռեգրեսիայի գործակիցների ու ջրի ֆիզիկաքիմիական ցուցանիշների վերլուծության հիման վրա եզրակացություն է արվում, որ լճի էկոլոգիական հավասարակշռության խախտում հատկապես կարելի է սպասել ջրի մակարդակի կտրուկ փոփոխությունների դեպքում:

DEVELOPMENT OF MATHEMATICAL MODEL FOR RELATIONSHIP OF ENVIRONMENTAL PARAMETERS OF LAKE SEVAN

P. Tozalakyan, V. Tozalakyan

A b s t r a c t

A mathematical model is applied to describe the on-going processes in Lake Sevan. The calculation is carried out by the methods of regression analysis.

The model, where input parameters are average, maximum and minimum annual temperatures, water level elevation, earthquake frequency and energy, and the output parameter is plankton primary production, has explained 85.21 percent of the original uncertainty.

The other model with the input parameters of contents of several ions and water level and the output parameter of water transparency explains 82.41 percent of the original uncertainty. Forecasting of water transparency by this method for 2001 shows a 3% difference compared with the data of measurements.

The obtained data allow us to suggest that the environmental equilibrium can be disturbed when drastic change of lake water elevation occurs.

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД СЕВANO-ШИРАКСКОГО СИНКЛИНОРИЯ И МАССИВА ГОРЫ АРАГАЦ

© 2002 г. А.К. Караханян, Дж. О. Минасян, А.А. Варданян

Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА
377515 Гюмри, Вазгена Саргсяна, 5, Республика Армения
E-mail: iges@shirak.am,
Поступила в редакцию 18.11.1998 г.

В статье приведены результаты лабораторных исследований магнитных (I_n , χ) и петромагнитных (I_n , I_s , H_{cr} , T) параметров разнотипных пород Севано-Ширакского синклинория и массива горы Арагац, что дало возможность изученные породы подразделить на определенные группы по составу ферромагнитной фракции и величине I_n , χ . Эти результаты в дальнейшем могут служить основой петромагнитных и палеомагнитных карт.

Для разработки концепции условий возникновения и распространения многих месторождений, помимо геологических и геохимических данных, определенное значение приобретают петромагнитные (петрофизические) исследования пород данной территории. Поэтому при геолого-геофизических исследованиях первостепенное значение приобретают вопросы расчленения, картирования и корреляции осадочных, эффузивных и интрузивных образований, определение возраста и генезиса этих пород.

В настоящее время петромагнитные данные находят применение в стратиграфии, геодинамических реконструкциях, палеогеохимических построениях, палеоклиматологии и др. [2,5,6].

С этой точки зрения составление детальных петромагнитных разрезов отдельных формаций, петромагнитное и палеомагнитное картирование отдельных районов, в последующем и для всей

территории Армении, имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение.

Объектами исследований послужили геологические формации Севано-Ширакского синклинория, где наиболее проявлен вулканизм палеогена и массива горы Арагац, который сложен неоген-четвертичными вулканическими породами. С этими районами связаны многие месторождения полезных ископаемых, медных и полиметаллических руд и многие строительные материалы.

В статье приводятся результаты исследований магнитных, петромагнитных и палеомагнитных характеристик более 100 разрезов вышеуказанных районов, которые пересекают почти все возрастные подразделения (от юры до плейстоцена) и все типы пород, распространенных в этих районах.

Геологической основой исследований авторов послужили работы А.Т.Асланяна, В.М. Ама-

Таблица 1

Тип пород, возраст	Количество образцов	Намагниченность ($I_n \cdot 10^4$ сгс)					
		Магнитная восприимчивость ($\chi \cdot 10^{-4}$ сгс)					
		$\bar{\chi}$	S	V	M_0	c	c/σ_c
Песчаник, порфирит, андезитовые лавы (P_1^1)	11	3,3-14,2 12,6-19,4	0,4-0,5 3,7-8,5	0,12-0,34 0,04-0,36	3,4-7,6 10,3-18,5	5-13 5-38	0,6-1,2 0,2-1,8
Туфоген, порфирит (P_2^1)	68	1,2-10,2 1,9-13,0	0,16-1,07 1,0-6,8	0,09-0,21 0,05-0,52	1,28-10,2 2,1-12,7	5-21 8-45	0,4-1,3 0,7-2,6
Песчаник, эффузивы (P_2^2)	22	1,9-7,7 8,7-9,6	0,55-1,46 3,5-6,7	0,19-0,29 0,4-0,73	2,1-8,0 8,1-10,1	2-21 5-22	0,1-1,2 0,3-1,2
Песчаник ($P_3^1-P_3^2$)	16	0,76 1,5	0,14 1,8	0,18 1,2	0,58 0,3	5 24	0,5 2,3
Андезито-базальт (N_1^3)	22	23,5-50,5 6,4-24,0	3,4-4,9 1,8-2,3	0,05-0,14 0,09-0,35	34,5-47,6 4,6-25,5	2-24 2-10	0,1-1,5 0,1-0,6
Андезито-базальт (N_2^3)	19	24,9-53 5,3-5,6	3,2-4,2 0,7-0,19	0,08-0,13 0,11-0,14	25,2-52,4 4,7-6,8	5-8 2,0-2,7	0,4-0,6 0,1-3
Андезит, андезито-дацит, андезито-базальт (Q_2)	76	12,2-25,4 5,8-19,2	1-11,9 1,3-7,0	0,01-0,16 0,11-0,5	10,7-2,54 5,2-29,3	4-24 4-35	0,3-1,5 0,3-1,8

(На первой строке значения I_n , на второй – значения χ)

ряна и О. А. Саркисяна [1,3,7].

В табл.1 приведены результаты статистического анализа параметров: среднее арифметическое – $\bar{x}$, среднеквадратическое отклонение – s , коэффициент вариации – v , мода – M_0 , эксцесс распределения – e .

Были вычислены:

Значения статистических параметров свидетельствуют о широком пределе вариаций магнитных параметров. Уровень намагниченности однотипных пород различен, что может быть обусловлено различным температурным режимом их образования, различной концентрацией и составом ферромагнитных минералов, а также вариациями ферромагнитного состава.

Известно, что температура природных геологических процессов – один из существенных факторов, от которых зависит ферромагнитный состав горной породы. Нижний предел температуры образования породы – это та температура, при которой намагничиваются ферромагнитные минералы. Эта температура (точка Кюри T_c) и является основной характеристикой, отражающей состав ферромагнитной фракции.

Точка Кюри T_c для эффузивных пород была определена по кривым $I_n(t)$ и $I_s(t)$ (рис.1).

Результаты термомагнитного анализа дополнены кривыми коэрцитивных спектров $I_n(H)$, а

также рентгенофазовым анализом и микроскопическими исследованиями шлифов и аншлифов для разнотипных пород (анализы проведены в ИГН НАН РА). На рис.1 изображены характерные кривые $I_n(t)$, $I_s(t)$, $I_n(H)$, и КС по $I_n(H)$ для разновозрастных и разнотипных пород. В результате этих исследований определены точки Кюри T_c , которые приведены в табл. 2.

В результате анализа данных лабораторных исследований изученные породы подразделены на три магнитных типа:

I тип – Кривые повторного и первичного нагревов как для $I_n(t)$, так и для $I_s(t)$ близки. Слияние кривых с осью абсцисс в интервале 525-580°C, а также форма кривых $I_s(t)$ показывают, что основным носителем намагниченности является магнетит. Это подтверждается также коэрцитивными спектрами $I_n(H)$. На этих кривых $\max i(H)$ расположен в интервале 250-500 э. Минералогический анализ и результаты исследований шлифов и аншлифов позволили выделить зернистые, магматические магнетиты и титаномагнетиты с размерами зерен ~ 0,01-0,5 мм. Выделены также субмикроскопические вторичные по отношению к первой группе ферромагнетиков титаномагнетиты с размерами зерен до 0,2 мм. Магнитная фракция составляет ~ 85-90% от общей массы.

Таблица 2

Возраст	Количество образцов	Порода	Состав ферромагнитной фракции	Точка Кюри (T_c^0)	Полярность
Q_2	16	Дациты, туфы	Магнетит, гематит	550-575 600-640	N
Q_{1+2}	8	Андезито-дациты	Магнетит, титаномагнетит	550-575 -275	NR
N_2^3	7 5	Долеритовые базальты, андезито-дациты	Магнетит, магнетит-титаномагнетит	550-575 550-575 220-250	NR
P_3	5 3 4	Андезиты, липариты	Магнетит, магнетит-титаномагнетит	525-580 550-575 -250	NR
P_2^3	4 4 3	Андезит, порфирит	Магнетит-маггемит магнетит-титаномагнетит	525-550 200-250 525-575 550-575	NR
P_2^2	5 6 5	Порфириты, туфогенные породы	Магнетит-титаномагнетит магнетит-маггемит	550-575 200-250 -200	N
P_2^1	2	Андезиты	Магнетит, титаномагнетит	550-575	N
K_2	3	Порфириты	Титаномагнетит магнетит маггемит	525-550 550-560 250-300	NR
J_3	2	Порфириты	Магнетит маггемит	550-570 300-350	NR
J_2	4	Песчаник, порфирит	Магнетит титаномагнетит маггемит	550-575 525-550 200-300	NR

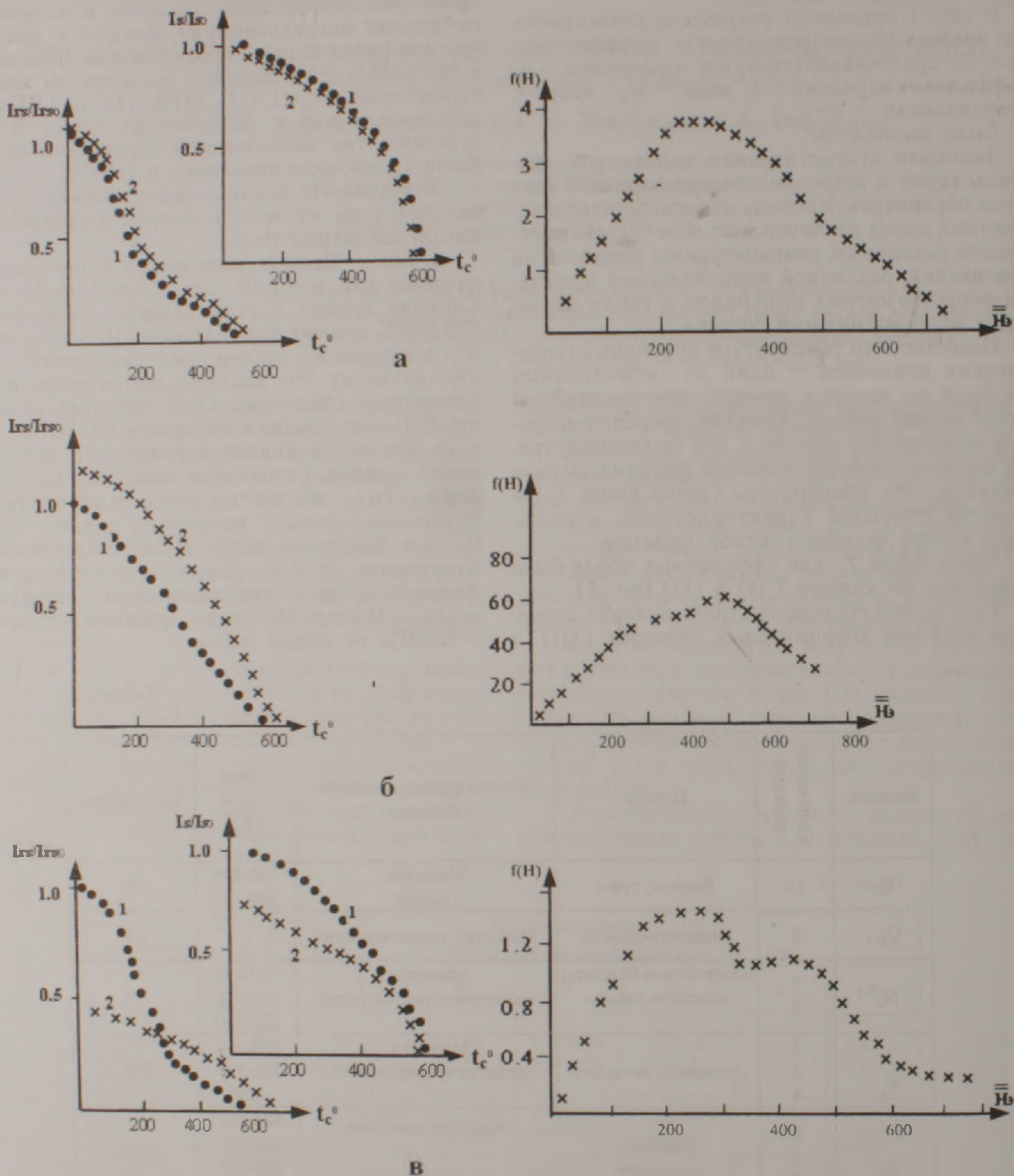


Рис. 1 Кривые термомагнитного анализа и коэрцитивных спектров изученных пород а – I группа, б – II группа, в – III группа 1 – первичный нагрев, 2 – вторичный нагрев

II тип – Анализ кривых $I_r(t)$ позволяет считать, что носителем I_r являются магнетит и маггемит. На кривых первого нагрева отмечается перегиб в области температур 250-300°C, который на повторной кривой не сохраняется. По всей вероятности, присутствует титаномаггемит, легко разрушающийся при нагреве до 300°C. Коэрцитивный спектр по $I_r(H)$ имеет $\max I_r(H)$ в полях 200-300 э. Изучение аншлифов позволило выделить рудные минералы, представленные зернами титаномагнетита размерами ~ 0,01-0,05 мм, в количестве до 10% от общей массы.

III тип – На первичных кривых $I_r(t)$ наблюдается перегиб в области температур 200-250°C, который исчезает при повторном нагреве. По всей вероятности, маггемит окисляется до гематита. Точка Кюри фиксируется в пределах 550-575°C. Наличие маггемита в этих породах отмечается и на кривых $I_r(t)$. Максимум $I_r(H)$ расположен в полях порядка 100-200 э. По минералогическим исследованиям выделены мелкозернистый титаномаггемит и магнетит с размерами зерен ~ 0,01-0,1 мм.

Анализ результатов лабораторных исследо-

ваний показал, что первый магнитный тип характерен для эффузивов и туфов четвертичного периода. Эффузивы палеогена и неогена имеют ферромагнитный состав второго магнитного типа. Третий магнитный тип характерен для вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород юры и мела, а также некоторых вулканогенных пород палеогена.

Таким разнообразным химическим и фазовым составом ферромагнитной фракции, а также различным температурным режимом образования пород обусловлены вариации величин магнитных параметров изученных пород.

В таблицах 3 и 4 приведены средние значения магнитных параметров пород Севано-Ширакского синклинория и массива горы Арагац.

Таблица 3

Возраст	Район исследований	Породы	Количество образцов	Полярность	$J_n \cdot 10^6 \text{ сгс}$	$\chi \cdot 10^6 \text{ сгс}$	Q	D°	J°
J ₁	Иджеванский район	Порфирит	4	N	660	1930	1,1	329	42
J ₂	Иджеванский. Шамшадинский. Ноемберянский	Порфирит, туфопесчаник, туффит, дацит	77 17	NR NR	340 18270	690 900	1,3 51,0	25	53
J ₃	Иджеванский, Шамшадинский, Ноемберянский	Порфирит, туфопесчаник, туффит, дацит	66 4	NR	870 13270	1040 1880	1,7 17,7	14	26
J ₃ -K ₁	с.с. Наур, Кохб	Гранодиорит, плагногранит	19	N	520	1930	0,6	20	43
J ₃ -K ₂	с. Керпилу	Габбро-диабаз, габбро-диорит	9	N	850	2170	1,0	4	22
K ₂	Иджеванский, Шамшадинский	Порфирит, туфобрекчия, туфопесчаник	64 52	N	1590 13250	2010 2870	2,0 11,5	23	54
K ₂ d-P	с.с. Овунь, Лусахбюр	Известняк, мергели	27	NR	20	50	0,5	347	49
P ₂ ¹	с.с. Спитак, Лусахбюр, Волчьи ворота, Спитакский перевал	Известняк, туфопесчаник, порфирит, аргиллит	60 43	N	70 1240	260 1260	0,7 2,5	337	49
P ₂ ²	с.с. Сариар, Овунь, Чигдамал	Туфогенные породы, порфирит	145 230	N	670 2360	910 1150	1,8 5,1	344	53
P ₂ ²⁻³	с.с. Арманис, Шахназар	Песчаник, гравелит, конгломерат, туф, порфирит	20 17	NR	220 670	450 390	1,3 4,3	17	53
P ₂ ³	с.с. Чигдамал, Бзовдал, Шоржа, Меградзор	Туфопесчаник, андезит, грахиандезит, порфирит	13 74	NR	840 1800	1450 790	1,4 5,6	38	58
P ₂ ³ -P ₃	с. Гергер	Липарит	10	N	480	1780	0,7	30	40
P ₃	Гора Медвежья	Андезитовые лавы	16	R	1960	2040	2,4	201	-59
N ₁ -N ₂	с.с. Артагюх, Лусахбюр, оз. Арпалич	Андезит, туфобрекчия, конгло- мерат, глина	8 8	NR	2550 120	2100 230	3,0 1,4	360 348	46 50
N ₂ ¹⁻²	с.с. Лусахбюр, Кошаванк, Дзорагюх, Саракал, Макардзор	Андезито-базальт, андезито-дацит, глина	39 4	NR	2200 410	1050 1570	5,0 0,7	342	58

Можно выделить следующие три группы пород Севано-Ширакского синклинория:

1) известняки, мергели, глины, песчаники, аргиллиты, величины J_n и χ которых варьируют соответственно в пределах от 20 до $500 \cdot 10^6 \text{ сгс}$ и от 50 до $1780 \cdot 10^6 \text{ сгс}$;

2) для порфиритов, гранодиоритов, плагногранитов пределы изменения J_n и χ составляют от 500 до $1000 \cdot 10^6 \text{ сгс}$ и от 900 до $2170 \cdot 10^6 \text{ сгс}$;

3) для туфопесчаников, андезитов, андезито-дацитов, туфобрекчий и некоторых порфиритов предел изменения величин J_n составляет от 1000

до $2500 \cdot 10^6$ сгс, а для χ – от 790 до $2040 \cdot 10^6$ сгс. В этой группе встречаются единичные породы с высокими значениями I_n , достигающими $20000 \cdot 10^6$ сгс.

Таблица 4

Возраст	Район исследований	Породы	Количество образцов	Полярность	$I_n \cdot 10^3$ сгс	$\chi \cdot 10^3$ сгс	Q	D°	j°
N_2^3	с.с. Б.Мангаш, Байсыз, Лернарот, Амгур, Дали-чай	Долеритовые, андезитовые базальты	205 40	NR	302 2960	96 125	7,9 59,0	350	50
Q_1	с. Байсыз, ущ.р. Амгур, Гора Черный Зиарат	Долеритовые базальты, андезито-дациты	48 15	NR	235 6220	82 207	7,1 75,0	340	42
Q_2	с.с. Норашен, Манташ, Дастакерт	Долеритовые базальты, андезито-дациты	196 42	N	332 2180	101 116	8,3 47,0	357	55
Q_3	с.с. Манташ, Норашен, Сараландж	Андезитовые дациты, дациты, андезито-базальты	34 8	N	340 4900	210 220	4,1 50,0	46	49
Q	с.с. Мастара, Калс, Апаран, Артик, Талин, Кармракар, Бюракан	Туфы розовые, черные, пламенные, желтые	175 12	NR	172 2280	56 89	7,8 71,0	349	53

В породах массива горы Арагац по намагниченности выделяются две основные группы:

1) величины I_n и χ варьируют в пределах от 1720 до $3400 \cdot 10^6$ сгс и от 560 до $2100 \cdot 10^6$ сгс;

2) пределы изменения величин I_n и χ соответственно следующие: от 21800 до $62200 \cdot 10^6$ сгс и от 890 до $2200 \cdot 10^6$ сгс.

Обе группы представлены долеритовыми базальтами, андезито-дацитами, андезито-базальтами и разнотипными туфами.

Таким образом, в результате лабораторных исследований и статистического анализа магнитных параметров обнаружено большое разнообра-

зие магнитных характеристик и фазового состава ферромагнитной фракции изученных пород. По магнитности эти породы можно подразделить на следующие типы:

1) слабомагнитные – известняки, песчаники, глины, конгломераты, гравелиты;

2) сравнительно сильномагнитные – гранодиориты, габбро-диориты, плагиограниты, липариты, туфобрекчии, туфопесчаники;

3) сильномагнитные – долеритовые базальты, андезитовые и дацитовые лавы, туфы, порфириты.

Полученные результаты могут служить основой петромагнитных и палеомагнитных карт Севано-Ширакского синклинория и массива горы Арагац.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амарян В.М. Стратиграфическая схема неогеновых и четвертичных вулканических образований района горы Арагац. ДАН АрмССР, 1963, том 36, N5, с.293-297.

2. Алоян П.Г., Ишханян А.Р. Петрофизическая неоднородность магматических образований Вирайотского (Сомхетского) сегмента Малого Кавказа и возможные геодинамические последствия. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, N 1-2, с.25-30.

3. Геология СССР, том XLIII, Армянская ССР, М.: Недра, 1970, 213 с.

4. Караханян А.К., Минасян Дж.О., Варданян А.А. О

некоторых особенностях ферромагнитного состава вулканогенных пород Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1994, N3, с.66-69.

5. Молостовский Э.А. Петромагнетизм осадочных пород и возможности его геологической интерпретации. В кн.: Палеомагнетизм и магнетизм горных пород, М., 1997, с.61-62.

6. Печерский Д.М., Шолпо Л.Е. Магнетизм горных пород и решение геологических задач. В кн.: «Современное состояние исследований в области геомагнетизма», М.: Изд. АН СССР, 1984, с.192-205.

7. Саркисян О.А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Ереван, 1996, 170 с.

8. Шарапов И.П. Применение математической статистики в геологии. М.: Недра, 1965.

ՍԵՎԱՆ – ՇԻՐԱԿ ԳՈԳԱԾԱԼՔԱՎՈՐՄԱՆ ԵՎ ԱՐԱԳԱԾԻ ԼԵՌՆԱԶԱՆԳՎԱԾԻ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՊԵՏՐՈՄԱԳՆԵԻՍԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳՐԵՐԸ

Ա. Կ. Կարախանյան, Ջ. Հ. Մինասյան, Ա. Ա. Վարդանյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայաստանի տարածքի երկրաբանական – երկրաֆիզիկական ուսումնասիրությունների մեջ որոշակի կարևորություն ունեն ապարների պետրոմագնիսական, հնեամագնիսական ուսումնասիրությունները:

Հոդվածում բերվում են Սևան – Շիրակ գոգածալքավորման և Արագածի լեռնազանգվածի նստվածքային, հրաբխածին – նստվածքային, հրաբխածին ապարների պետրոմագնիսական և հնեամագնիսական պարամետրերի լաբորատոր ուսումնասիրությունների արդյունքները:

Ուսումնասիրված ապարները ստորաբաժանվել են երեք մագնիսական տիպերի ըստ ֆերրոմագնիսական ֆրակցիայի կազմի և երեք խմբերի ըստ ընդհանուր մագնիսականության (I_n) մագնիսական զգայունակության (χ) արժեքների:

Ստացված արդյունքները հիմք են հանդիսանալու (երկրաբանական – երկրաֆիզիկական տվյալների հետ համակցված) պետրոմագնիսական և հնեամագնիսական քարտեզների կազմման համար:

PETROMAGNETIC CHARACTERISTICS OF ROCKS COMPOSING THE SEVAN-SHIRAK SYNCLINORIUM AND THE ARAGATS MOUNTAIN MASSIF

A. K. Karakhanian, J. O. Minasian, H. A. Vardanian

Abstract

Petromagnetic and paleomagnetic studies of rocks are important for geologic and geophysical investigation of the territory of Armenia. The article presents the results of a complex laboratory study of petromagnetic and paleomagnetic parameters of sedimentary, volcanic and sedimentary, and effusive rocks in the Sevan-Shirak synclinorium and in the Aragats mountain massif.

The studied rocks are subdivided into 3 magnetic types by the ferromagnetic fraction composition, and into 3 types by total magnetization (I_n) and magnetic sensitivity (χ) values.

The obtained results (added with geologic and geophysical information) will serve a basis for preparation of paleomagnetic and petromagnetic maps.

К ВОПРОСУ ИЗУЧЕНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ ПРОЯВЛЕНИЯ СИСТЕМЫ ПАРАМЕТРОВ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ И КАЖУЩЕЙСЯ ПОЛЯРИЗУЕМОСТИ

© 2002 г. А. К. Матевосян

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

Поступила в редакцию 16.05.2001 г.

Рассматривается система интерпретируемых параметров при векторных измерениях различными системами возбуждения электрического поля методами сопротивлений и вызванной поляризации. Предлагается способ определения аномальных параметров кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости и на примере геоэлектрической модели проводится их сопоставление с другими параметрами.

В настоящее время при интерпретации результатов измерений методами сопротивлений и вызванной поляризации используются различные параметры кажущегося сопротивления (КС) и кажущейся поляризуемости (КП), полученные путем разнообразных трансформаций (преобразований) значений наблюдаемых электрических полей. Ранее нами рассматривалась взаимосвязь параметров кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости при проведении векторной съемки [2,3], и была предложена методика интерпретации, основанная на получении остаточных КС и КП [1]. В данной статье рассмотрим способ определения аномальных КС и КП и с целью выявления особенностей их проявления проведем сопоставление карт различных параметров на примере геоэлектрической модели.

При двухэлектродной системе возбуждения (одном направлении возбуждаемого электрического поля) в процессе интерпретации результатов векторных измерений определяются параметры [6]:

$$a = B/A, \quad a_k = B \cos \alpha / A, \quad a_y = B \sin \alpha / A,$$

здесь A и B – модули векторов возбуждаемого (приложенного) A и возбужденного (наблюдаемого) B электрических полей, α – угол между векторами A и B , по которым, по мере необходимости, строятся соответствующие зависимости, графики, карты.

При интерпретации результатов измерений, полученных при двух различных направлениях возбуждаемого электрического поля (с использованием многоэлектродных систем возбуждения, позволяющих вращать направление возбуждаемого электрического поля в требуемом пункте наблюдений), определяются компоненты $(a_{xx}, a_{xy}, a_{yx}, a_{yy})$ двумерного тензора второго ранга a из выражения [1,7]:

$$\begin{bmatrix} B_x \\ B_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_{xx} & a_{xy} \\ a_{yx} & a_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A_x \\ A_y \end{bmatrix}, \quad (1)$$

где A_x и A_y , B_x и B_y – x - и y -составляющие векторов возбуждаемого A и возбужденного B электрических полей, соответственно. По приведенным формулам вычисляются главные (экстремальные): максимальное – a_{max} и минимальное – a_{min} значения тензора a :

$$a_{ex} = \left| \sqrt{(a_{xx} - a_{yy})^2 + (a_{xy} + a_{yx})^2} \pm \sqrt{(a_{xx} + a_{yy})^2 + (a_{xy} - a_{yx})^2} \right| / 2 \quad (2)$$

и их направления

$$\phi_{ex} = \{ \arctg[(a_{xy} + a_{yx}) / (a_{xx} - a_{yy})] + \arctg[(a_{xy} - a_{yx}) / (a_{xx} + a_{yy})] + \pi k \} / 2 \quad (3)$$

где $k=0$ или 1 . В качестве интерпретируемых параметров наряду с a_{max} , a_{min} , ϕ_{ex} используются также $a_{mod} = \sqrt{a_{max} \cdot a_{min}}$, $a_{rel} = a_{max} / a_{min}$ – инварианты тензора a .

Величина параметра a определяется отношением модулей векторов A и B , и для требуемого направления возбуждаемого поля представляется следующим образом:

$$a = B / A = \sqrt{(a_{xx} \cos \delta + a_{xy} \sin \delta)^2 + (a_{yx} \cos \delta + a_{yy} \sin \delta)^2}, \quad (4)$$

где δ – угол между вектором A и осью x .

В зависимости от выбранных при расчетах векторов A и B определяется тот или иной параметр кажущегося сопротивления или кажущейся поляризуемости. Так,

- при определении *полного (наблюдаемого)* КС ($\rho_s = E_o / j$):

A – вектор плотности тока j ,

B – вектор напряженности первичного электрического поля E_o ;

- при определении *полной (наблюдаемой)* КП ($\eta_s = E_{вп} / E_o$):

A – вектор напряженности первичного электрического поля E_o ,

B – вектор напряженности вторичного электрического поля $E_{вп}$;

- при определении *остаточного* КС ($\rho_R = E_o / E_{af}$):

A – усредненный (нормированный) вектор напряженности первичного поля E_{of} ,

B – вектор напряженности первичного поля E_o ;

- при определении *остаточной* КП ($\eta_R = E_{вп} / E_{впf}$):

A – усредненный (нормированный) вектор

напряженности вторичного поля $E_{впF}$.
 B – вектор напряженности вторичного поля $E_{вп}$.
 • при определении *фонового* КС ($\rho_{SF} = E_{оF}/j$):
 A – вектор плотности тока j .
 B – усредненный (нормированный) вектор напряженности первичного поля $E_{оF}$.
 • при определении *фоновой* КП ($\eta_{SF} = E_{впF}/E_o$):
 A – вектор напряженности первичного электрического поля E_o .
 B – усредненный (нормированный) вектор напряженности вторичного поля $E_{впF}$.
 • при определении *аномального* КС ($\rho_A = E_{оA}/E_{оN}$):
 A – вектор напряженности нормального первичного поля $E_{оN}$.
 B – вектор напряженности аномального первичного поля $E_{оA}$.
 • при определении *аномальной* КП ($\eta_A = E_{впA}/E_{впN}$):
 A – вектор напряженности нормального вторичного поля $E_{впN}$.
 B – вектор напряженности аномального вторичного поля $E_{впA}$.

Полное электрическое поле – это электрическое поле, обусловленное геоэлектрической средой (моделью) в присутствии объекта исследования.

Фоновое (усредненное, нормированное) электрическое поле – наблюдаемое электрическое поле после усреднения “скользящим” окном.

Нормальное электрическое поле – электрическое поле, обусловленное геоэлектрической средой (моделью) в отсутствии объекта исследования.

Аномальное электрическое поле – разность наблюдаемого и нормального электрических полей ($E_{оA} = E_o - E_{оN}$, $E_{впA} = E_{вп} - E_{впN}$).

Заметим, что параметры остаточного и аномального КС – безразмерны. Схематическое изображение рассматриваемых векторов в пункте наблюдений представлено на рис.1.

Для анализа характера проявления различных параметров КС и КП проведено математическое моделирование распределения первичного и вторичного электрических полей многоэлек-

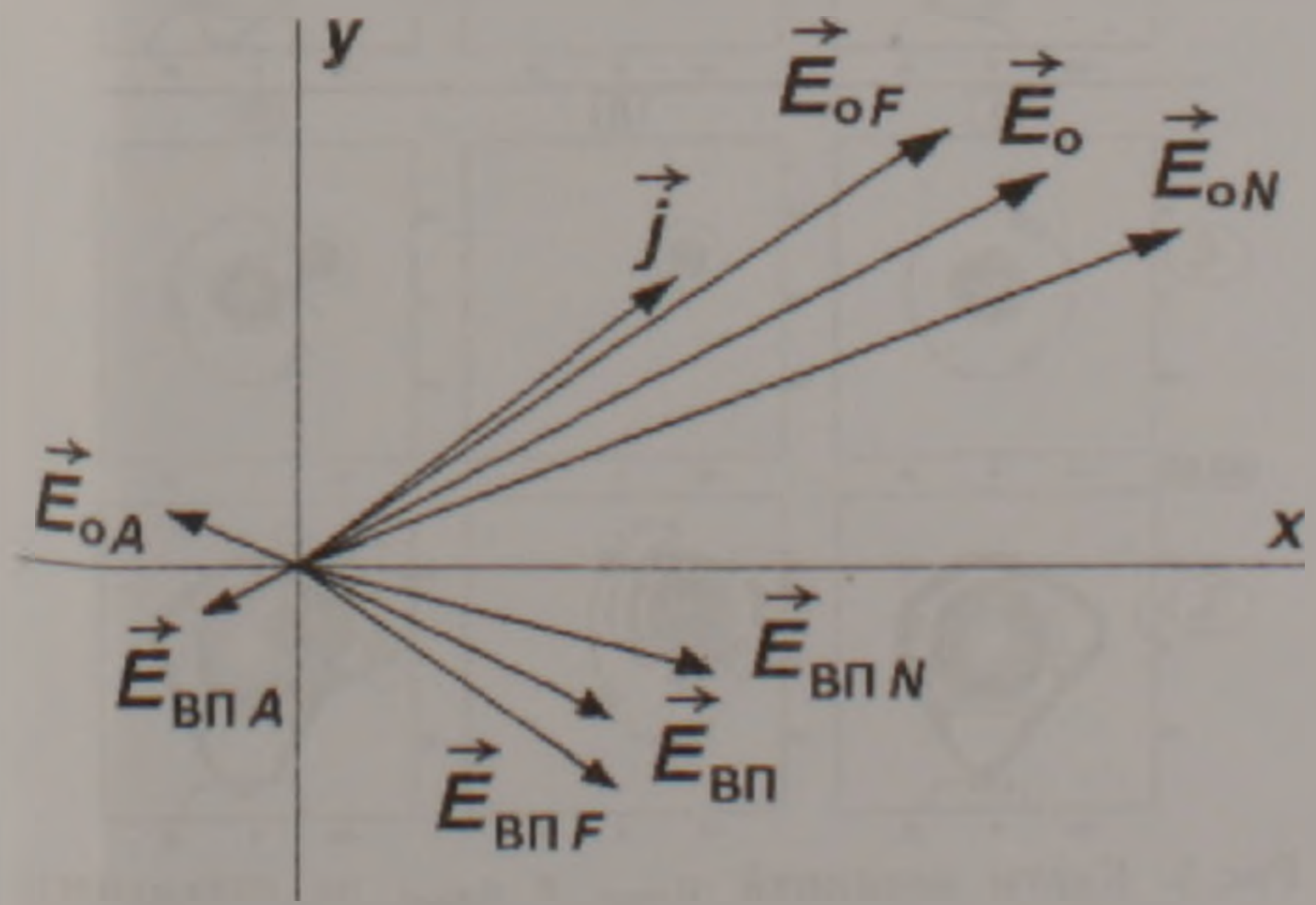


Рис 1 Диаграмма векторов электрических полей в пункте наблюдений

тродной установки $ABCD$ на поверхности геоэлектрической среды, представленной однородной изотропной средой (со значениями удельного электрического сопротивления $\rho_o = 1000$ Ом·м и поляризуемости $\eta_o = 0.01$) и содержащей два хорошо поляризующихся сферических тела (низкоомная сфера 1: $\rho_1 = 200$ Ом·м и $\eta_1 = 0.20$ с координатами центра $x_1 = 2$ м, $y_1 = 2$ м, $z_1 = 12$ м и радиусом $r_1 = 10$ м; высокоомная сфера 2: $\rho_2 = 3000$ Ом·м и $\eta_2 = 0.50$ с центром $x_2 = -15$ м, $y_2 = 10$ м, $z_2 = 6$ м и радиусом $r_2 = 5$ м). Координаты питающих электродов: $A(-60, -50)$, $B(-30, 70)$, $C(70, -30)$, $D(50, 60)$ (в метрах); размеры планшета съемки $-42 \text{ м} \leq (x, y) \leq 42 \text{ м}$, при шаге по x и y , равном 1.5 м.

На рис.2 изображены карты аномальных областей проводимости и поляризуемости для пяти случаев (I-V) при исследовании трех геоэлектрических моделей (модель 1 – однородная среда, содержащая сферическое тело 1; модель 2 – однородная среда, со сферическим телом 2; модель 3 – однородная среда, одновременно содержащая сферические тела 1 и 2;) двумя (ABC и $AD-BC$)

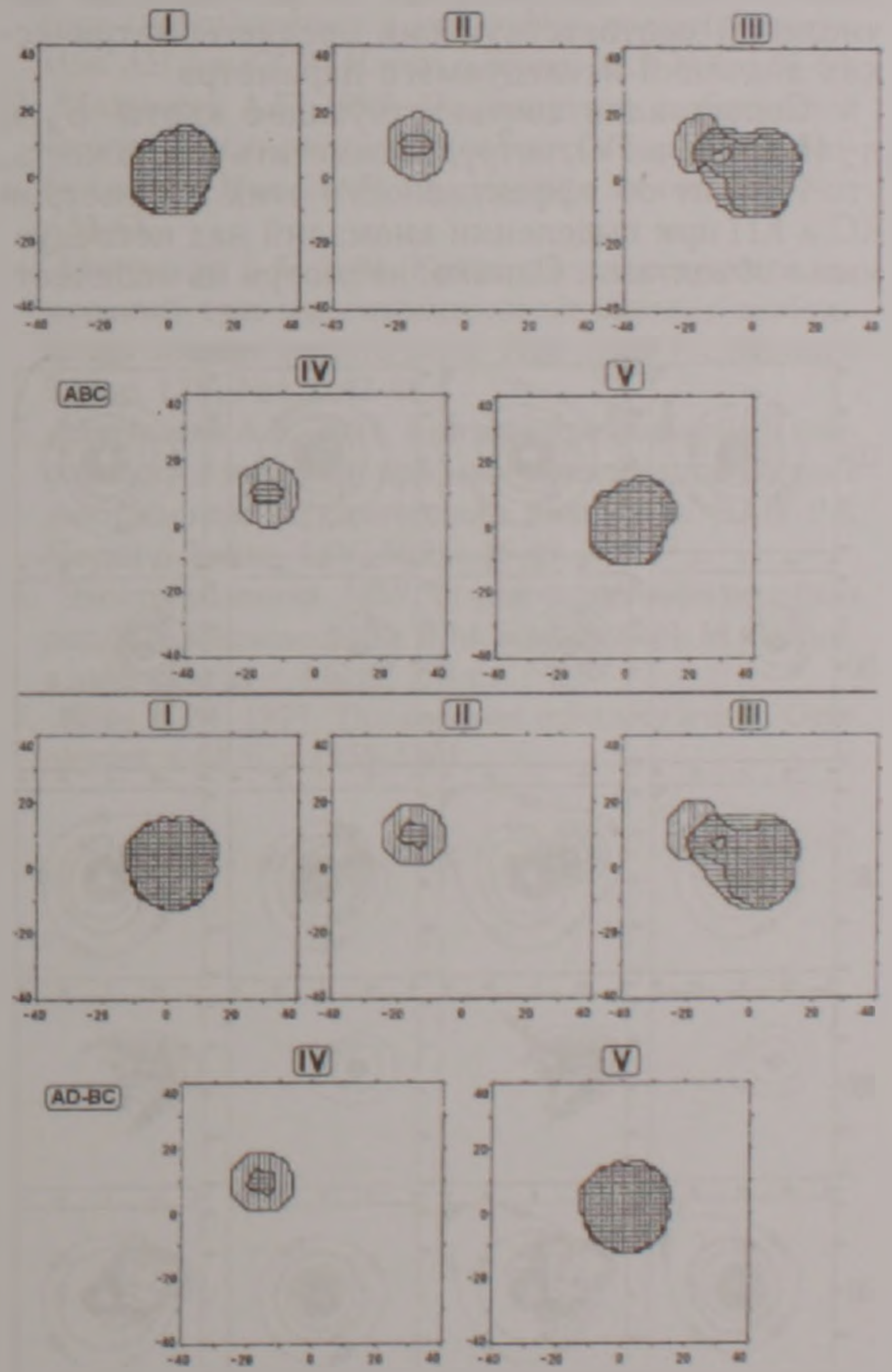


Рис 2 Карты аномальных областей проводимости (горизонтальная штриховка) и поляризуемости (вертикальная штриховка) на поверхности геоэлектрических моделей 1(II), 2(III) и 3(III, IV, V) при двух (ABC , $AD-BC$) многоэлектродных системах возбуждения электрического поля при следующем нормальном поле
 I, II, III – однородная среда; IV – модель 1, V – модель 2

системами возбуждения, построенные с учетом критериев достоверности [4] и разрешающей способности [5] измерений в присутствии природной дисперсии электрических свойств вмещающей среды: $\rho_0 = 1000 \pm 50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ и $\eta_0 = 0.01 \pm 0.005$. В первых трех случаях за нормальное поле принималась однородная изотропная среда со значениями удельного электрического сопротивления и поляризуемости, равными вмещающей среде исследуемой геоэлектрической модели, а в четвертом и пятом – нормальным полем считались геоэлектрические модели 1 и 2, соответственно. Сопоставление приведенных карт аномальных областей еще раз подтверждает целесообразность использования ранее предложенных критериев измерений для выделения (выявления) исследуемого (интересующего) объекта. Поскольку представленные карты носят качественный характер, то с целью количественной оценки рассматриваемых (аномальных) областей, на рис 3 изображены карты аномального кажущегося сопротивления и аномальной кажущейся поляризуемости для вышеприведенных пяти случаев, построенные по результатам вычислений соответствующих среднегеометрических значений исследуемого параметра.

Сопоставляя соответствующие карты ρ_A и η_A (I и V, II и IV), нетрудно заметить их схожесть, что говорит об эффективности этих параметров КС и КП при выделении аномалий над исследуемыми объектами. Однако, несмотря на количест-

венную характеристику этих аномалий, данные параметры не позволяют судить о характере ано-

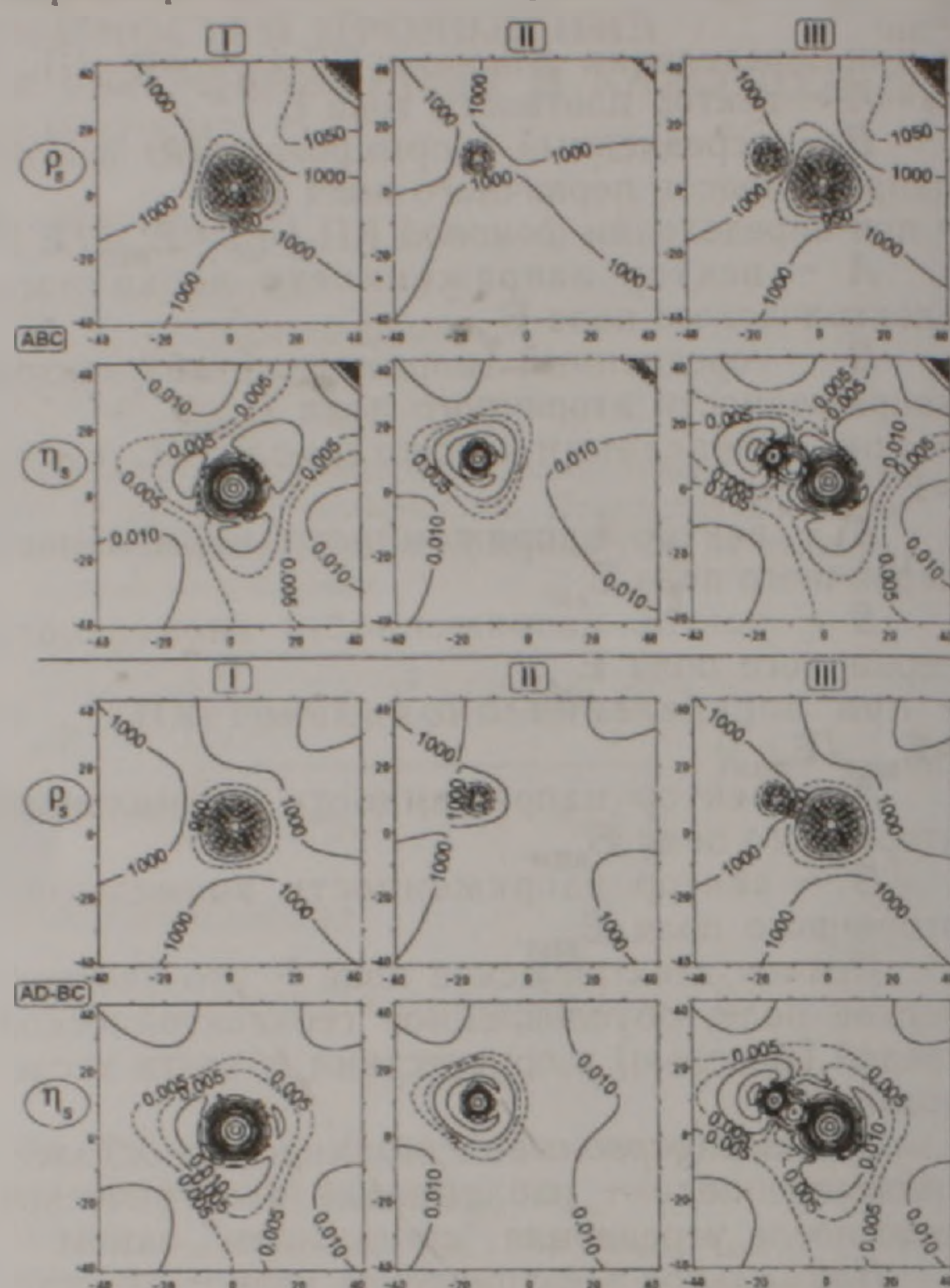


Рис 4 Карты изолиний ρ_{smed} и η_{smed} на поверхности геоэлектрических моделей 1 (I), 2 (II) и 3 (III) при двух (ABC, AD-BC) многоэлектродных системах возбуждения электрического поля

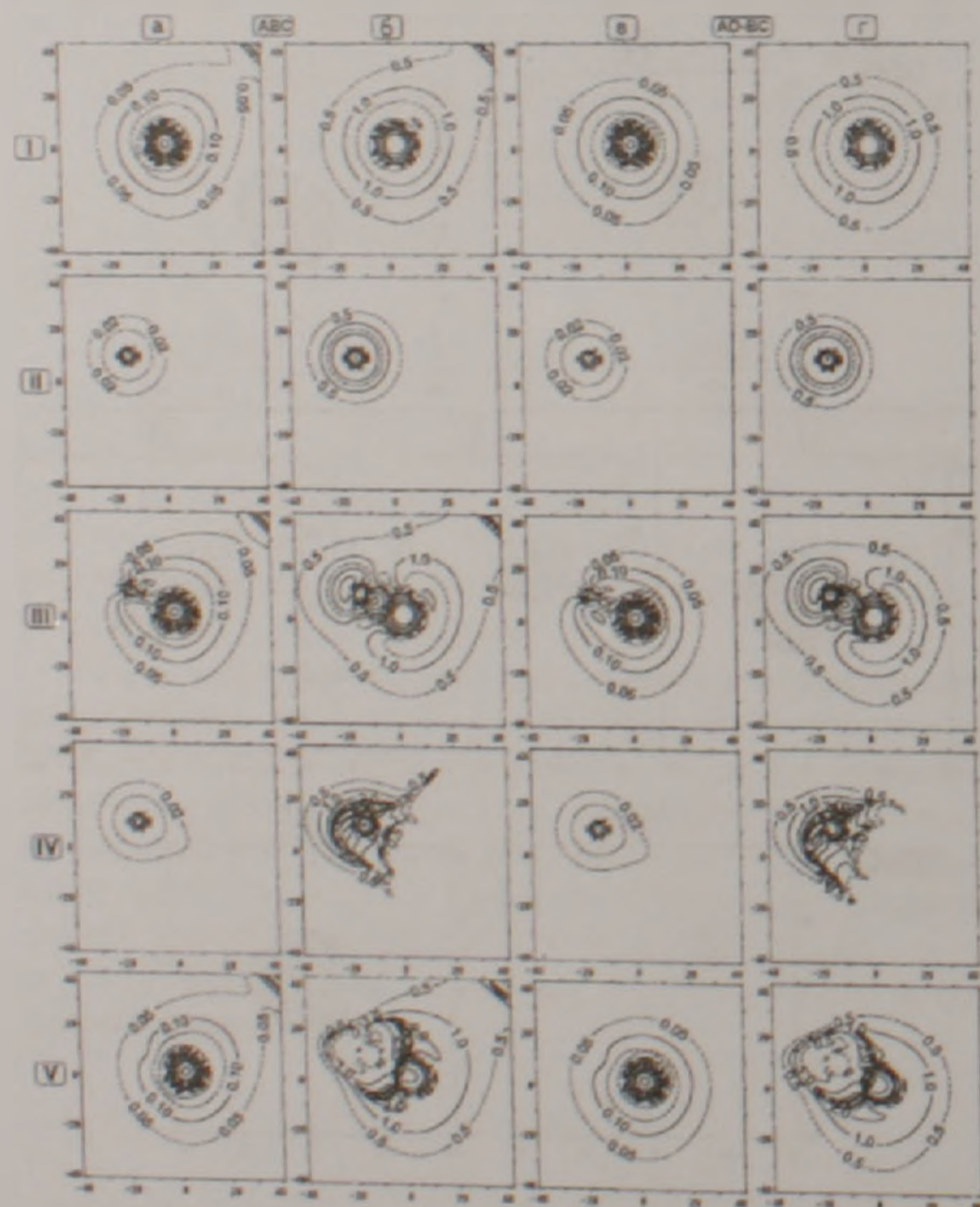


Рис 3 Карты изолиний ρ_{Amed} (а, в) и η_{Amed} (б, г) на поверхности геоэлектрических моделей 1 (I), 2 (II) и 3 (III, IV, V) для двух (ABC – а, б; AD-BC – в, г) многоэлектродных систем возбуждения электрического поля при следующем нормальном поле:

I, II, III – однородная среда; IV – модель 1; V – модель 2.

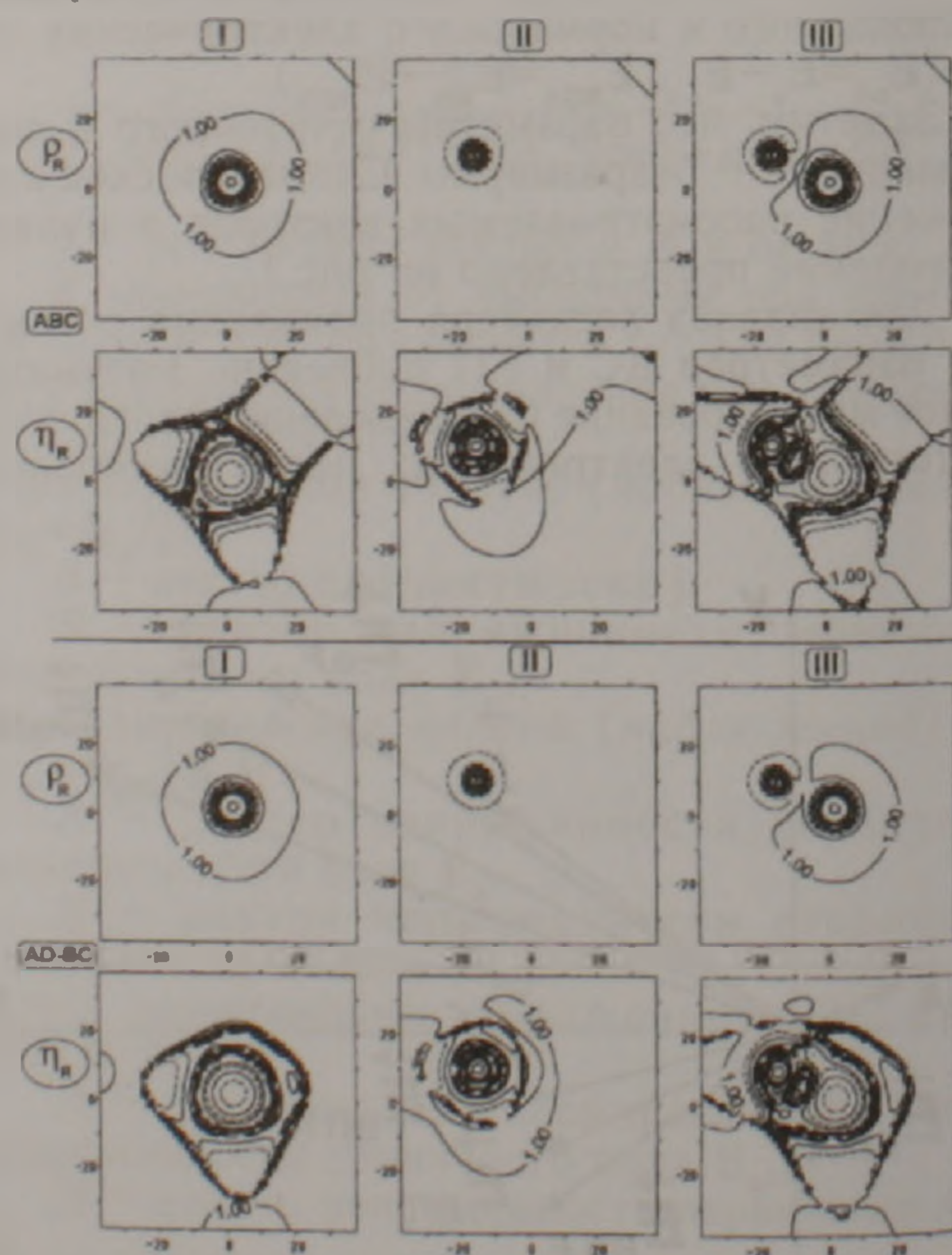


Рис 5 Карты изолиний ρ_{Rmed} и η_{Rmed} на поверхности геоэлектрических моделей 1 (I), 2 (II) и 3 (III) при двух (ABC, AD-BC) многоэлектродных системах возбуждения электрического поля.

маниеобразующего объекта (в данном случае об удельном электрическом сопротивлении) – низкоомная или высокоомная сфера. Для этого требуется совместное истолкование результатов (сравнение с другими параметрами КС и КП: в частности с ρ_s и η_s (рис. 4), на которых на фоне значений удельного электрического сопротивления вмещающей среды выделяются отрицательная аномалия от сферы 1 и положительная – от сферы 2 и положительные аномалии поляризуе-

мости над обеими сферами). На картах остаточных КС и КП (рис. 5) это проявляется соответствующими значениями исследуемого параметра – меньше или больше единицы. Сопоставление ρ_s и η_s с ρ_{sf} и η_{sf} (рис. 6) позволяет судить насколько (до какой степени) удалось выделить локальную аномалию путем усреднения скользящим окном.

Таким образом, резюмируя вышепредставленное, можно сказать, что комплексная интерпретация приведенных параметров, полученных при различных системах возбуждаемого электрического поля, позволяет с достаточной надежностью интерпретировать результаты площадных электроразведочных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Матевосян А.К. 1988. Способ интерпретации результатов измерений методами сопротивлений и вызванной поляризации. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, №3, с.46-55.
2. Матевосян А.К. 1988. О системе параметров кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, №4, с.58-64.
3. Матевосян А.К. 1999. Исследование особенностей электрических полей многоэлектродных систем возбуждения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, LII, №1, с.53-63.
4. Матевосян А.К. 2001. Критерий достоверности измерений при многоэлектродной системе возбуждения электрического поля. Изв. НАН РА, Науки о Земле, LIV, №1, с.42-46.
5. Матевосян А.К. 2001. Критерий разрешающей способности измерений при многоэлектродной системе возбуждения электрического поля. Изв. НАН РА, Науки о Земле, LIV, №2, с.46-49.
6. Электроразведка. 1989. Справочник геофизика (под ред. В.К.Хмелевского и В.М.Бондаренко). М.: Недра, в двух книгах – 438 с., 378 с.
7. Bibby Н.М. 1977. The apparent resistivity tensor. Geophysics, v.42, 6, p.1258-1261.

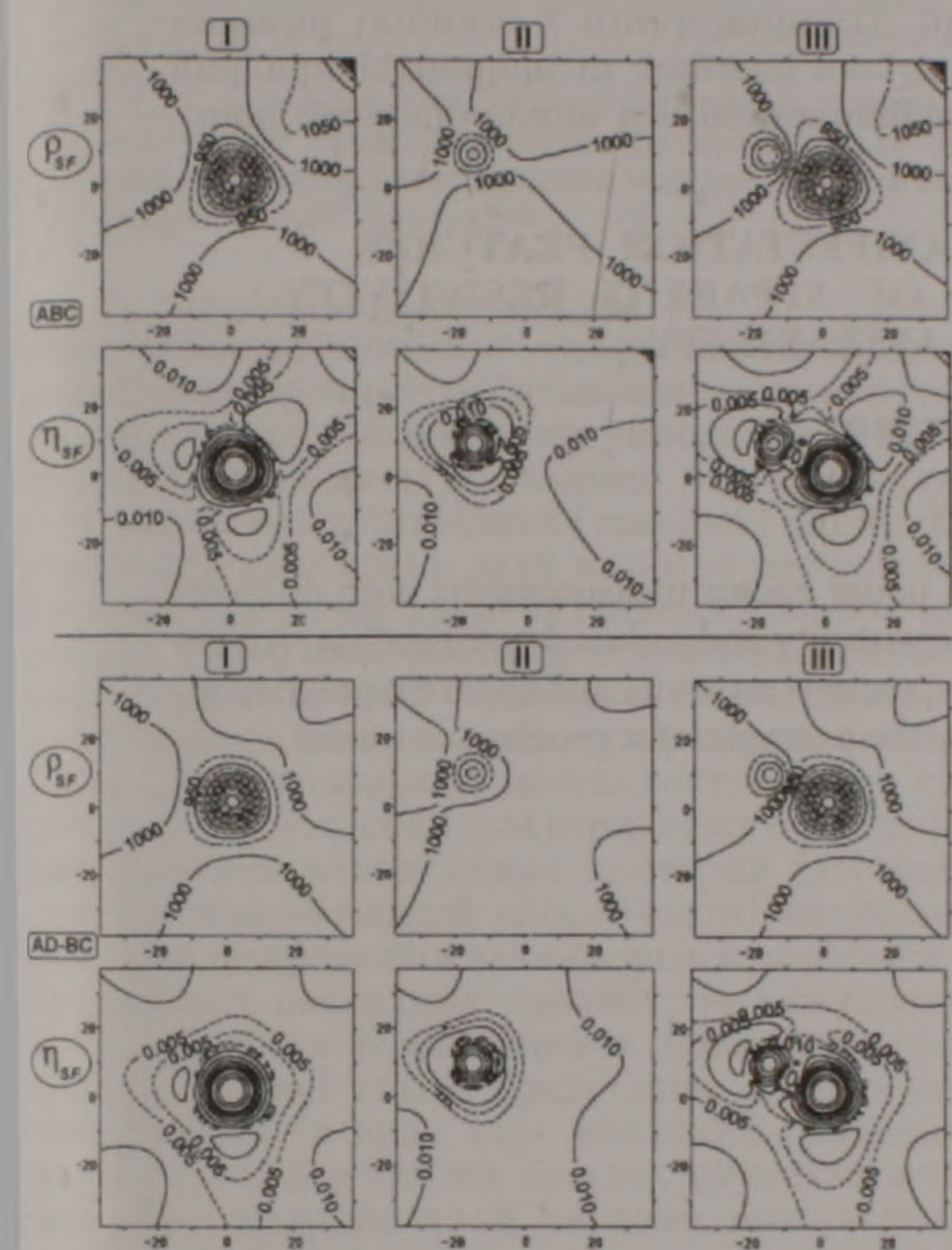


Рис 6. Карты изолиний ρ_{sf}^{mod} и η_{sf}^{mod} на поверхности геоэлектрических моделей 1(I), 2(II) и 3(III) при двух (ABC, AD-BC) многоэлектродных системах возбуждения электрического поля.

**ԹՎԱՅՈՂ ԴԻՄԱԴՐՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ԹՎԱՅՈՂ ԲԵՎԵՌԱՑՄԱՆ ՊԱՐԱՄԵՏՐԵՐԻ
ՀԱՄԱԿԱՐԳԻ ԱՐՏԱՀԱՅՏՄԱՆ ԱՌԱՆՉՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ
ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅԱՆ ՀԱՐՑԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ**

Ա. Կ. Մաթևոսյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Դիտարկվում է պարամետրերի համակարգը դիմադրության և հարուցված բևեռացման մեթոդներով վեկտորական չափումների ժամանակ էլեկտրական դաշտի տարբեր գրգռող համակարգերով աշխատելիս: Առաջարկվում է անոմալ թվացող դիմադրության և բևեռացման պարամետրերի որոշման եղանակ ու երկրաէլեկտրական մոդելի օրինակի վրա ներկայացվում է նրանց համեմատումն այլ պարամետրերի հետ:

**ON THE ISSUE OF STUDYING MANIFESTATION FEATURES
FOR THE SYSTEM OF PARAMETERS OF APPARENT RESISTIVITY
AND APPARENT POLARIZABILITY**

A. K. Matevosyan

Abstract

A system of interpreted parameters is considered under vector measurements with different systems of electric field excitation by the methods of resistivity and induced polarization. An approach is suggested to define anomalous parameters of apparent resistivity and apparent polarizability. These parameters are compared with the others by the example of a geoelectric model.

**ОСОБЕННОСТИ КВАДРИПОЛЬНОЙ УСТАНОВКИ ИЗМЕРЕНИЙ
ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ МЕТОДАМИ СОПРОТИВЛЕНИЙ И ВЫЗВАННОЙ
ПОЛЯРИЗАЦИИ**

© 2002 г. А.К.Матевосян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения.
E-mail: ramelk@sci.am
Поступила в редакцию 16.05.2001 г.

С использованием ранее предложенных критериев достоверности и разрешающей способности измерений и с учетом условия принятия решения о наличии аномалий проводимости и поляризуемости на примерах разнотипных геоэлектрических моделей оценена эффективность площадных электроразведочных исследований квадрипольной установкой.

В зарубежной литературе [6,7,8] традиционно большое внимание уделяется площадным электроразведочным работам методом сопротивлений с использованием квадрипольной установки, состоящей из двух взаимно перпендикулярных автономных питающих (токовых) линий (би-полей или диполей) и двух взаимно перпендикулярных приемных (измерительных) линий (диполей). Ранее нами рассматривались особенности электроразведочных исследований методами сопротивлений и вызванной поляризации различными (произвольными) многоэлектродными системами возбуждения электрического поля [3], предлагались необходимые критерии (достоверности и разрешающей способности) измерений [4,5], анализировались взаимосвязь и особенности проявления различных параметров кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости [1,2]. В данной статье представим аналогичные зависимости (в виде карт изолиний различных параметров) для тех же геоэлектрических моделей при квадрипольной системе возбуждения электрического поля и попытаемся путем их сравнения сделать соответствующие выводы об их эффективности (оптимальности) в том или ином случае.

Для анализа характера возбуждаемого электрического поля квадрипольной установки Q и сопоставления ее с многоэлектродной установкой $ABCD$, рассмотренной в [3-5], на рис. 1 приведены карты изолиний минимальной величины вектора плотности тока (j_{min}) трехэлектродных (ABC , ABD , ACD , BCD) и четырехэлектродных ($AD-BC$, Q) систем возбуждений, характеризующихся не более одной системой возбуждения вращающегося электрического поля в произвольном пункте наблюдений. Расчеты проведены при координатах $A(-60,-50)$, $B(-30,70)$, $C(70,-30)$, $D(50,60)$ и центра квадрипольной установки $Q - (-60,50)$ (в метрах) с разносом соответствующих (вдоль осей x и y) питающих линий, равным 40 м для планшета съемки: $-126 м \leq (x,y) \leq 126 м$, при шаге по x и y , равном 4.5 м. На рис. 1 те области планшета, где величина j_{min} меньше некоторого (в данном случае заданного $0.000005 А/м^2$) порогового значения – затемнены.

С целью изучения проявления первичного электрического поля (необходимого при исследованиях методом вызванной поляризации), возбуждаемого квадрипольной установкой Q , в зависимости от характера распределения удельного электрического сопротивления, приведены карты

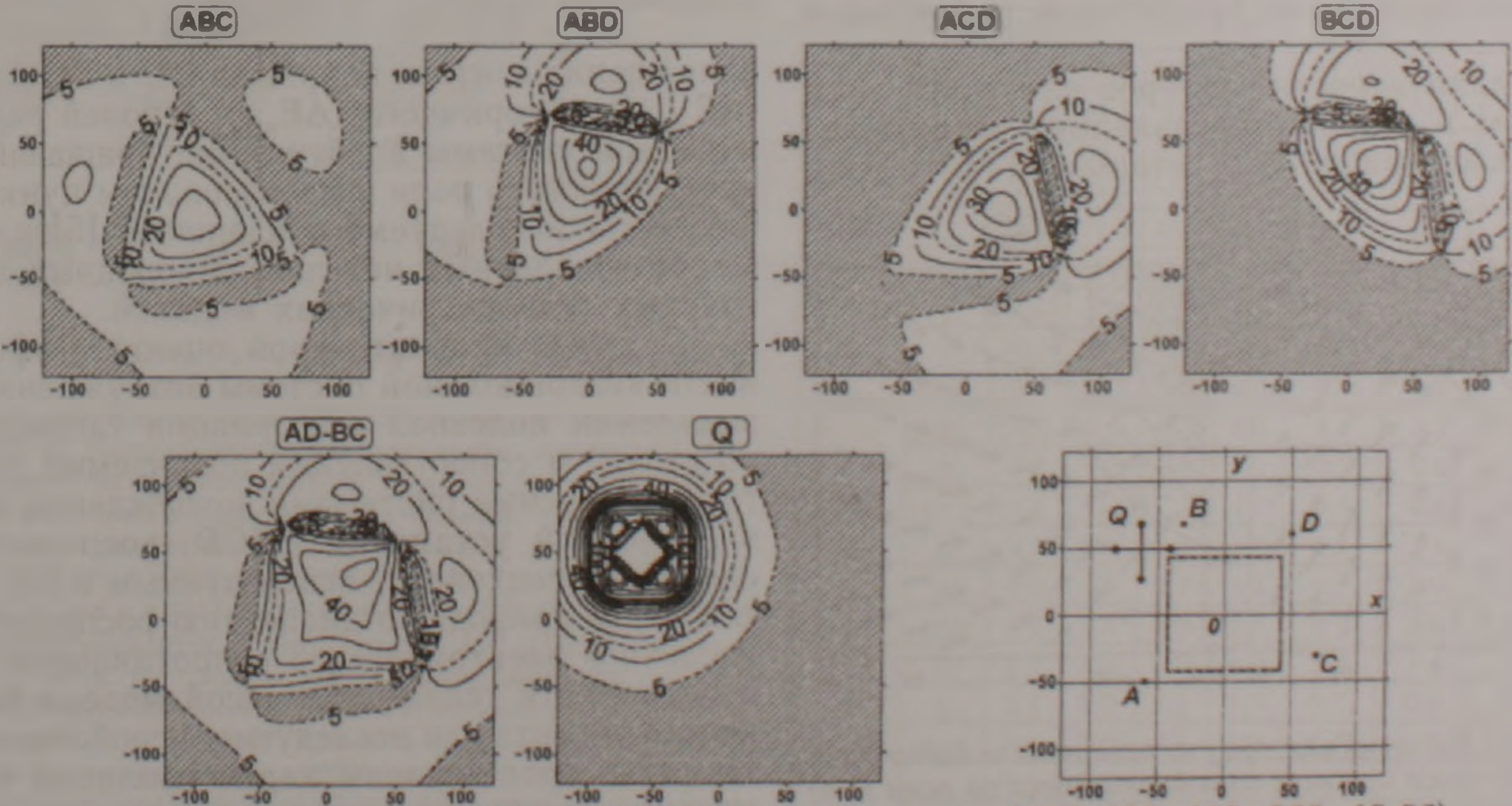


Рис.1. Карты изолиний j_{min} ($\cdot 10^6$) на дневной поверхности при пяти (ABC , ABD , ACD , BCD , $AD-BC$) многоэлектродных и квадрипольной (Q) системах возбуждения электрического поля.

проследить зависимость эффективности исследования вторичного поля рассматриваемой системы возбуждения от проявления первичного поля.

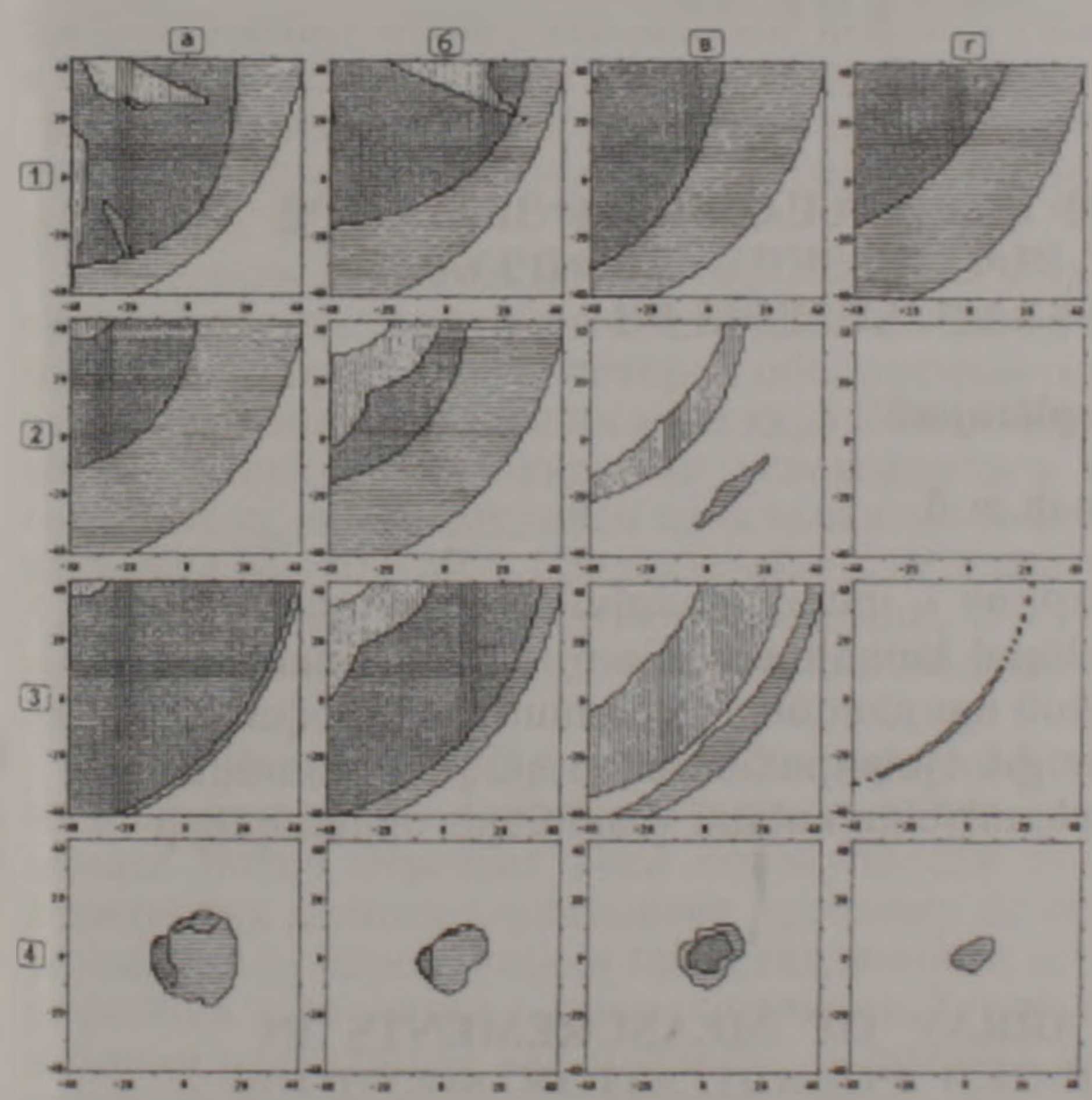
60

Для анализа характера возбужденного электрического поля установкой Q , на рис.4 приведены карты изолиний максимальной величины

приращения вектора напряженности первичного ($\Delta E_{\text{омак}}$) и вторичного ($\Delta E_{\text{впмак}}$) полей рассматриваемой системы возбуждения вращающегося электрического поля в произвольном пункте наблюдений исследуемого планшета [5] для вышепредставленных четырех однородных анизотропных геоэлектрических моделей.

С целью окончательной оценки эффективности квадрипольной системы возбуждения при выделении полезной информации (аномальных областей) и сопоставлении получаемых результатов с другими системами возбуждения многоэлектродной установки $ABCD$, воспользуемся способом (подходом), используемым в [5]: задав такую же природную дисперсию распределения удельного электрического сопротивления и поляризуемости геоэлектрической модели без искомого объекта или исследуемого свойства среды. На рис.5 представлены карты изолиний максимальной величины приращения вектора напряженности первичного ($\Delta E_{\text{max}}^{\sigma}$) и вторичного

Приведенные карты аномальных областей проводимости и поляризуемости при исследовании различных геоэлектрических моделей квадрупольной системой возбуждения (рис.6) построены с учетом критериев достоверности [4], разрешающей способности [5] измерений и в



присутствии вышепринятой природной дисперсии электрических свойств однородной изотропной среды. Для количественной оценки эффективности каждой рассматриваемой системы возбуждения (квадрупольной Q и многоэлектродной $ABCD$ установками измерений) в табл. 1 приведены величины относительных площадей (в процентах, к площади всего планшета) аномалий проводимости (ρ), поляризуемости (η) и их одновременного (совместного) проявления ($\rho+\eta$) над различными геоэлектрическими моделями (согласно рис.6). В подавляющем большинстве слу-

Геоэлектрические модели		Система возбуждения электрического поля							
		ABC	ABD	ACD	BCD	AB-CD	AC-BD	AD-BC	Q
1a	ρ	48.9	77.5	87.1	63.8	64.9	57.9	83.1	66.1
	η	85.7	69.1	67.7	41.4	49.8	52.3	97.8	50.4
	$\rho+\eta$	46.7	63.3	63.8	31.9	39.0	36.4	81.0	40.8
1б	ρ	62.8	84.4	64.1	57.3	30.1	67.0	82.5	70.4
	η	85.0	57.7	79.3	46.9	57.7	45.7	98.0	45.2
	$\rho+\eta$	53.4	57.7	53.7	41.3	18.2	42.7	80.7	39.7
1в	ρ	74.7	59.0	83.1	57.5	67.8	25.0	78.6	75.7
	η	82.6	71.4	64.6	58.9	47.6	51.1	100.0	34.5
	$\rho+\eta$	62.2	47.3	59.8	49.7	42.9	15.0	78.6	34.2
1г	ρ	59.4	41.7	29.5	53.2	36.9	50.2	51.0	76.0
	η	85.9	60.7	74.2	66.1	60.6	55.9	99.8	29.7
	$\rho+\eta$	59.2	26.8	25.7	48.6	31.7	42.0	51.0	29.7
2a	ρ	96.0	86.7	91.6	73.3	82.5	79.3	100.0	74.5
	η	51.6	43.3	46.3	38.2	21.4	25.1	82.1	25.6
	$\rho+\eta$	51.6	43.3	46.3	38.2	21.4	25.1	82.1	24.3
2б	ρ	94.9	84.3	89.4	71.6	79.5	76.2	96.9	61.4
	η	60.0	48.8	51.3	42.2	30.0	34.1	87.6	26.8
	$\rho+\eta$	59.6	47.6	50.2	41.2	29.0	32.8	85.5	15.4
2в	ρ	42.1	38.5	43.7	29.1	21.3	21.8	42.8	2.0
	η	71.7	55.4	57.9	44.9	40.3	41.9	86.7	12.6
	$\rho+\eta$	34.0	24.0	29.3	16.6	13.1	13.8	41.3	0.0
2г	ρ	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	η	40.3	31.2	37.2	21.3	18.4	19.9	51.7	0.0
	$\rho+\eta$	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
3a	ρ	96.0	86.7	91.6	73.3	82.5	79.3	100.0	74.9
	η	96.0	86.2	91.4	72.1	79.9	76.6	100.0	71.9
	$\rho+\eta$	96.0	86.2	91.4	72.1	79.9	76.6	100.0	70.8
3б	ρ	95.5	85.5	90.6	72.8	81.4	78.0	98.9	64.1
	η	96.0	84.8	90.7	69.4	76.0	71.9	100.0	63.3
	$\rho+\eta$	95.5	83.7	89.7	68.9	74.9	70.6	98.9	53.0
3в	ρ	59.6	51.7	55.4	37.5	32.1	31.8	57.8	12.5
	η	93.3	77.6	85.1	61.2	65.5	60.4	97.6	36.8
	$\rho+\eta$	58.5	46.6	52.0	31.4	26.0	24.7	57.8	0.0
3г	ρ	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	η	66.6	53.2	58.9	36.3	33.1	33.6	72.3	1.9
	$\rho+\eta$	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
4a	ρ	8.5	8.4	8.5	8.4	4.1	3.3	9.6	11.0
	η	7.7	7.3	7.8	4.1	0.6	0.4	8.7	2.5
	$\rho+\eta$	7.7	7.3	7.8	4.1	0.6	0.4	8.7	2.5
4б	ρ								

чаев (кроме аномалий проводимости на моделях 1г, 4а, 4б) величины относительных площадей аномалий, полученных квадрипольной установкой, меньше соответствующих значений при системе возбуждения $AD-BC$ — наиболее эффективной при исследованиях многоэлектродной установкой $ABCD$ [4,5]. В ряде случаев (на моделях 2в, 3в) при изучении системой возбуждения Q наблюдается значительное смещение аномалий проводимости и поляризуемости, а на модели 2г вообще невозможно обнаружить исследуемый объект. Заметим также, что на моделях 4а, 4б аномалии поляризуемости при Q представлены двумя локальными (незначительными) областями, что, конечно, затрудняет истолкование данных, а на 4г — вообще отсутствуют. Наряду с этим, в некоторых случаях изучение проводимости моделей 1г, 4а, 4б системой возбуждения Q дает более хорошие результаты среди всех рассматриваемых систем возбуждения.

Таким образом, резюмируя проведенные исследования с использованием квадрипольной установки, можно сказать, что наряду с относительно меньшей трудоемкостью полевых работ (связанных с разбивкой больших питающих линий, охватывающих планшет съемки) система возбуждения Q предъявляет более строгие требования к мощности источников тока и размещению приемных линий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Матевосян А.К. 1988. Способ интерпретации результатов измерений методами сопротивлений и вызванной поляризации. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, №3, с.46-55.
2. Матевосян А.К. 1988. О системе параметров кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, №4, с.58-64.
3. Матевосян А.К. 1999. Исследование особенностей электрических полей многоэлектродных систем возбуждения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, LII, №1, с.53-63.
4. Матевосян А.К. 2001. Критерий достоверности измерений при многоэлектродной системе возбуждения электрического поля. Изв. НАН РА, Науки о Земле, LIV, №1, с.42-46.
5. Матевосян А.К. 2001. Критерий разрешающей способности измерений при многоэлектродной системе возбуждения электрического поля. Изв. НАН РА, Науки о Земле, LIV, №2, с.46-49.
6. Bibby Н.М. 1986. Analysis of multiple-source bipole-quadrupole resistivity surveys using the apparent resistivity tensor. Geophysics, v.51, 4, p.972-983.
7. Doicin D. 1976. Quadrupole-quadrupole array for direct current resistivity measurements — model studies. Geophysics, v.41, 1, p.79-95.
8. Yadav G.S., Singh C.L. 1983. The linear quadrupole-dipole array in geoelectrical investigations. Geophysics, v.48, 8, p.1135-1139.

ՔՎԱԴՐՊՈԼ ԶԱՓՄԱՆ ԿԱՅԱՆՔԻ ԱՌԱՆՋՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԴԻՄԱԴՐՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ՀԱՐՈՒՑՎԱԾ ԲԵՎԵՌԱՑՄԱՆ ՄԵԹՈԴՆԵՐՈՎ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԿԱՏԱՐԵԼԻՍ

Ա. Կ. Մաթևոսյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Վաղ առաջարկված չափման հավաստիության և տարբերակման ընդունակության չափանիշների օգտագործմամբ ու հաշվի առնելով հաղորդականության և բևեռացման անոմալիաների արկայության լուծումն ընդունման պայմանները, գնահատված է քվադրիպոլ կայանքի արդյունավետությունը մակերեսային էլեկտրահետախուզական ուսումնասիրությունների ժամանակ տարբեր բնույթի երկրաէլեկտրական մոդելների օրինակների վրա:

THE FEATURES OF QUADRIPOLE ARRAY OF MEASUREMENTS IN STUDIES BY RESISTIVITY AND INDUCED POLARIZATION METHODS

A. K. Matevosyan

Abstract

The effectiveness of areal electric prospecting studies by means of a quadrupole array is estimated by the examples of diverse types of geoelectric models using measurement reliability and resolution criteria proposed earlier and considering the need to decide on the presence of conductivity and polarizability anomaly.

К ПРОБЛЕМЕ КОСМИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ НЕФТИ*)

© 2002 г. Ю.Р.Каграманов

Институт геологических наук НАН РА,
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения,
E-mail: hrshah@sci.am;
Поступила в редакцию 24.06.2002 г.

В статье, с позиций новой космической гипотезы происхождения нефти, рассматриваются возможные пути поступления углеводородов через магнитные воронки на Землю и оценивается связь дрейфа материков с расположением битумных и нефтяных скоплений по Земному шару.

Гипотеза о космическом происхождении нефти впервые была выдвинута в прошлом веке профессором В.Д.Соколовым [8]. Суть его гипотезы заключалась в том, что углеводороды образовались в очень ранней стадии развития Земли за счет содержащихся в ней огромных запасов углерода и водорода. Впоследствии они в значительной степени были поглощены магмой, которая при дальнейшем охлаждении выделяла и продолжает выделять заключенные в ней углеводороды. Они по трещинам проникали в литосферу, образуя залежи нефти и битума.

В последующем эту гипотезу развивали ряд исследователей. Так, К.Ван-Орстанд [11] высказал предположение о том, что залежи нефти и газа в пределах нашей планеты образуются в результате единого направленных процессов развития, которые начинаются с молекул митина в протопланетном облаке.

Ф.Хойль, ссылаясь на Т.Гольда, отмечает, что происхождение нефти может быть объяснено с позиции "теории поры", которой обосновывается происхождение металлического ядра Земли. При этом, базируясь на открытия углеводородов в метеоритах, им выдвигается идея выжатия нефти из Земли [5]. Ф.Хойль предсказывает, что нефть будет и дальше "выжиматься" из Земли, и этот процесс может продолжаться много миллионов лет.

В.П.Порфирьев [7] считает, что гипотеза космической природы нефтяных углеводородов "наиболее полно отвечает всей совокупности геологических данных и увязывает проблему их образования с современными представлениями астрофизики и геологии о происхождении Земли и истории развития ее как планеты". Ссылаясь на труды Ф.Хойля, Симона, Гольда, Зюсса, Юри и др., он отмечал, что нефть в том виде, в котором встречается "в природе в настоящее время, является такой же первозданной космической субстанцией, как железо, силикаты, воды, водород, метан и др., входящие в состав протопланетарного облака и формировавшие путем агрегации по схеме холодного образования планеты солнечной системы и Землю, и другие планеты". В.П.Порфирьев заключает, что в процессе перераспре-

деления первичных планетарных скоплений материи значительная часть флюидов, в том числе вода и нефть, была выжата на земную поверхность.

Таким образом, выдвинутые гипотезы в основном базируются на том, что нефть, находящаяся внутри Земли, образовалась в процессе формирования планеты из вещества протопланетарного облака и была выжата в литосферу.

На основании анализа существующих гипотез (органической и абиогенной) происхождения нефти, характера распределения битумов и нефти в земной коре, истории климата и биологической жизни Земли и астрофизических данных о широком распространении углеводородов во Вселенной в работе [4] была предложена новая гипотеза космического происхождения нефти, согласно которой источником поступления углеводородов на Землю являлись космические облака, насыщенные нефтяными молекулами. Процесс выпадения углеводородов на Землю происходил в виде нефтяных дождей при встрече Солнечной системы с подобными облаками. В работе были подсчитаны возможные объемы нефти, захваченные Землей, и показаны возможные условия сохранения и преобразования ее за геологическое время.

В настоящей статье с позиций новой гипотезы рассматриваются возможные пути поступления углеводородов на Землю и оценивается связь дрейфа материков с расположением битумных и нефтяных скоплений по Земному шару.

При рассмотрении возможных путей поступления углеводородов на Землю было обращено внимание на результаты исследования физики магнитосферы.

Изучая движение заряженной частицы в дипольном поле, Штермер [1] обнаружил, что в окрестности диполя существуют две разрешенные области, в которых могут двигаться частицы. Эти области в магнитосфере представляют в виде двух воронок, расширяющихся от Земли, каждая из которых опирается на полярную шапку. Концы этих областей в дневной части магнитосферы совпадают с нейтральной линией на поверхности магнитопаузы. Установлено, что ос-

*) Печатается в порядке дискуссии (ред.)

новые параметры плазмы в этих воронках и в переходном слое между магнитосферой и солнечным ветром чрезвычайно похожи. "Этот факт позволяет предположить, что частицы солнечного ветра имеют свободный доступ в эти области и, проникнув через воронки, высыпаясь вдоль дневной стороны овала полярных сияний" [1].

Результаты ряда наблюдений [1] указывают на то, что магнитосфера часто оказывается "открытой" в том смысле, что геомагнитные линии, выходящие из центральной части полярной шапки, связаны с силовыми линиями межпланетного магнитного поля. Убедительным доказательством вторжения солнечных частиц является то, что солнечные протоны и электроны регистрируются в овальной зоне вокруг полюса диполя без существенного временного запаздывания по отношению к потокам частиц, обнаруживаемым в межпланетном пространстве.

Когда протоны проникают глубоко в верхнюю атмосферу в полярной шапке, их столкновения с составляющими атмосферы приводят к появлению дополнительной ионизации, приводящей в свою очередь к излучению, получившему название "свечение полярной шапки". Зона полярных сияний при сильных магнитных бурях может смещаться до широты 50° и ниже [2].

Взаимодействие магнитного поля звезд с пыльным космическим веществом (звездный ветер), как показывают астрофизические исследования, происходит подобным же образом [9]. Вещество, аккрецируемое нейтронной звездой, движется практически по силовым линиям ее магнитного поля. Магнитное поле нейтронной звезды как бы создает воронки у ее магнитных полюсов, и в них направляется аккреционный поток.

На такую возможность указывали еще в 1970 г. астрофизики Г.С. Бисноватый-Коган и А.М. Фридман.

Таким образом, проведенные исследования позволяют рассматривать полярные воронки в магнитосфере планет как основные зоны, через которые проникают межпланетные вещества.

Можно предположить, что при встрече Земли с углеводородными облаками и, по всей вероятности, с ионизированной пылью, аккрецируемое Землей вещество взаимодействовало подобным образом с ее магнитным полем. Захват вещества, видимо, осуществлялся главным образом через аккреционные воронки у ее магнитных полюсов.

В работе [4] указывалось, что планета Земля за время от нижнего протерозоя до верхнего неогена не менее 19 раз встречалась с молекулярными облаками, насыщенными углеводородами. В результате аккреции за этот период на Земле



Рис. 1. Размещение крупнейших нефтегазоносных провинций мира [3]. А - нефтегазоносные провинции: 1 - Северного склона Аляски; 2 - Западно-Канадская; 3 - Западная Внутренняя; 4 - Пермская; 5 - Мексиканская; 6 - Маракаибская; 7 - Оринокская; 8 - Североморская (Центрально-Европейская); 9 - Волго-Уральская; 10 - Северо-Африканская; 11 - Западно-Сибирская; 12 - Персидская; 13 - Нижнеиндская; 14 - Бенгальская; 15 - Сычуанская; 16 - Восточно-Австралийская; 17 - Гипсленд. Б - границы литосферных плит: I - Северо-Американско-Гренландская, II - Карибская, III - Южно-Американская, IV - Африканская, V - Евроазиатская, VI - Аравийская, VII - Индо-Австралийская, VIII - Филиппинская, IX - Тихоокеанская.

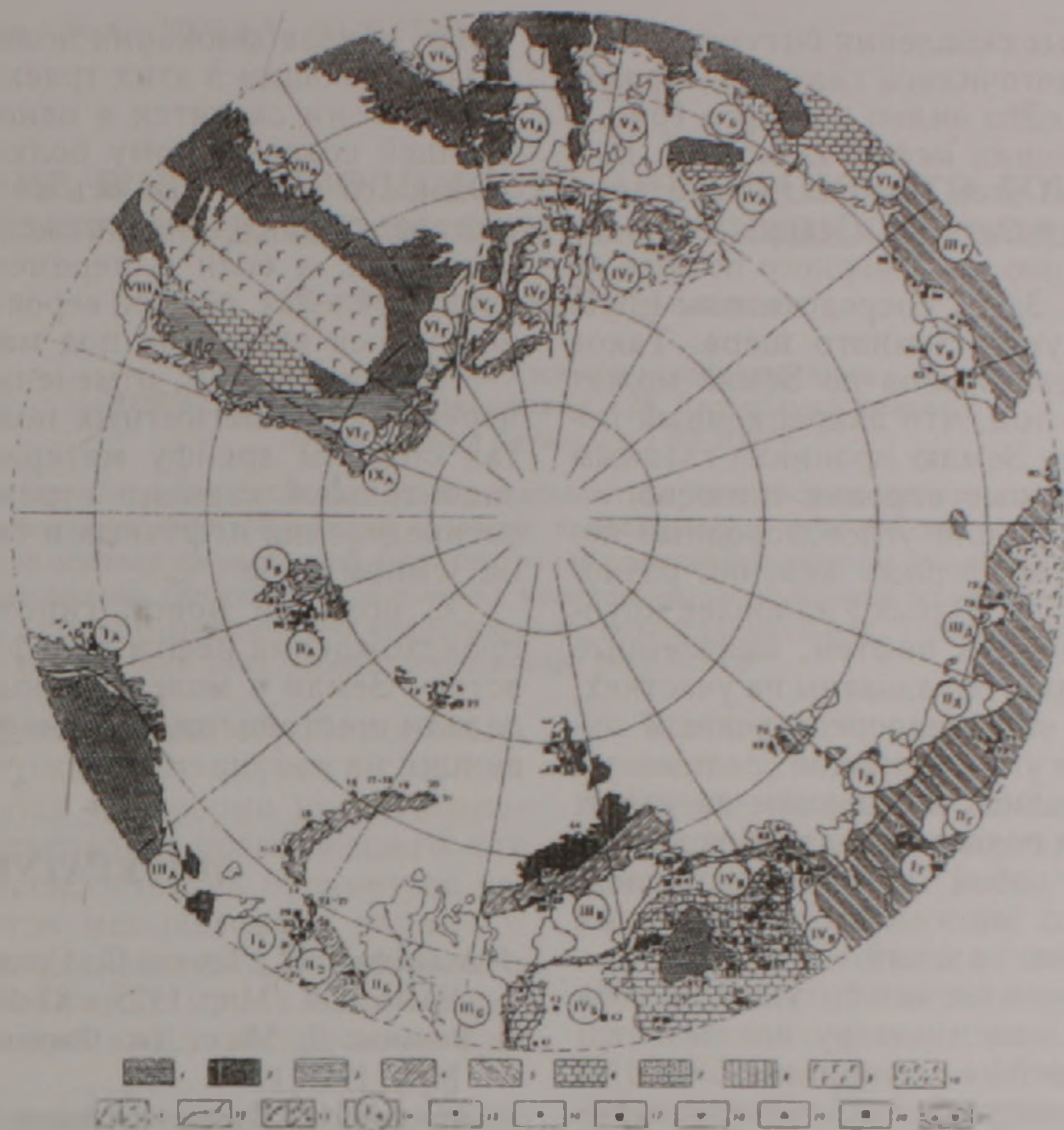


Рис 2. Обзорная карта размещения битумопроявлений Севера [6]. 1 – выступы складчатого основания областей дорифейской складчатости древних платформ, нерасчлененные; *складчатые комплексы* 2 – байкалит, 3 – каледонит, 4 – герцинит, 5 – мезозонит, *комплексы чехла* 6 – рифейский – нижнепалеозойский на дорифейском фундаменте; 8 – верхний структурный этаж древних платформ, сложенный базальтовыми покровами, 9 – поля эффузивов под покровом материкового оледенения (в Гренландии); 10 – краевые вулканические пояса, 11 – границы осадочных бассейнов и нефтегазоносных провинций, а – на суше, б – на шельфе; 12 – внутренние границы, разделяющие осадочные бассейны или их частицы на суше; 13 – крупные разрывные нарушения и границы по ним, а – надвиги, б – сбросы и взбросы, установленные на суше, в – сбросы и взбросы, предполагаемые по геофизическим данным, главным образом на шельфе; 14 – обозначения осадочных бассейнов; *проявления битумов на дневной поверхности*: 15 – нефти, 16 – мальт, 17 – асфальтитов и асфальтов, 18 – керитов, 19 – антраксолитов, 20 – оксикеритов и гуминокеритов, 21 – участки скопления битумов на поверхности, битумные поля и месторождения. Основные осадочные бассейны Арктики. *Краевые впадины и перикратоны (А)*: I_А – Вестероллея, II_А – Восточно-Шпицбергенская, III_А – Мезенская, IV_А – Бэнкс-Маккензи, V_А – Виктория-Стрейт, VI_А – Джонс-Ланкастер, VII_А – Диско, VIII_А – Восточно-Гренландская, IX_А – Пири; *внутренние впадины и синеклизы (Б)*: I_Б – Печорская, II_Б – Байдаракская, III_Б – Усть-Енисейская, IV_Б – Тунгусская (северная часть), V_Б – Вулластон, VI_Б – Фокс; *краевые прогибы (В)*: I_В – Западно-Шпицбергенский, II_В – Предуральско-Предновоземельский, III_В – Предтаймырский, IV_В – Предверхоянский и Лено-Анабарский, V_В – Колвиллский, VI_В – Западно-Канадский; *внутригеосинклинальные впадины и прогибы (Г)*: I_Г – Момский, II_Г – Индириго-Зырянский, III_Г – Поркюпайн, IV_Г – Свердруп, V_Г – Элсмир, VI_Г – Северо-Гренландский, *бассейны неясной тектонической принадлежности, большей частью расположенные на шельфе (Д)*: I_Д – Лаптевско-Янский, II_Д – Новосибирский, III_Д – Чаунский; *битумопроявления*: 1-13 – проявления в районе прол. Костин Шар, 14 – район губы Моржовой, 15 – б. Ручьевая, 16 – п-ов Адмиралтейства, 17, 18 – о. Берха, 19 – п-ов Шмидта, 20 – район зал. Иностранцева, 21 – район между мысами Мон и Иогансена, 22 – о. Грэм-Белл, район м. Кальзат, 23-27 – проявления на о-ве Вайчаг, 28 – м. Чайка, 29 – о. Матвеев, 30 – о. Долгий, 31 – Талотинское м-ние, 32 – восточная часть Большеземельской тундры, 33 – Шучьинский синклиорий, 34 – о. Пионер, 35 – о. Длинный, 36 – о. Октябрьской Революции, 37 – район к западу от Пясинского зал., 38 – нижнее течение р. Тарей, 39 – басс. Бинюды, 40 – район Норильска, 41 – район р. Северной, 42 – южный берег оз. Дюпкун, 43 – район оз. Белдунчан, 44 – р. Нижняя Таймыра, 45 – п-ов Юрюнг-Тумус (Нордвикское м-ние), 46 – купол Кожевникова, 47 – Тигяно-Анабарская антиклиналь, 48 – Маймеч-Котуйское битумное поле, 50 – Рассохинское битумное поле, 51 – нижнее течение р. Мойеро, 52 – бассейн р. Арга-Салы, 53 – Восточно-Анабарское (Куонамское) битумное поле, 54 – Суханское битумное поле, 55 – Силигир-Махринское битумное поле, 56 – междуречье рек Сенкю и Малой Куонамки, 57 – нижнее течение р. Беке; 58 – р. Муна; 59 – р. Некекит; 60 – Куойкско-Далдунское битумное поле; 61 – Оленекское (Хорбусуонкско-Кютюнгдинское) битумное поле, 62 – Оленекское м-ние асфальтовых песчаников; 63 – проявление на о-ве Столб; 64 – м. Крест-Хомо, 65 – Булкурская антиклиналь, 66 – р. Хатыстах, 67 – Чекуровская антиклиналь, северное крыло; 68 – Чекуровская антиклиналь (хр. Туора-Сис), 69 – о. Бельковский, 70 – проявления на о-ве Котельном; 71 – скопление битумов на Селенняхском поднятии; 72 – хр. Тас-Хаяхта, 73 – Верхний Половинный Камень; 74 – район м. Вяткин Камень; 75 – пос. Лабуя на р. Колыме; 76 – м. Наглейнын; 77 – Полянское м-ние; 78 – м. Млелин; 79 – район м. Кибера; 80 – побережье Колючинской губы (Колючинско-Мечигменский прогиб). *Битумопроявления в зарубежной Арктике*: 81 – асфальт в песчаниках на р. Коколике; 82 – асфальт на р. Карбон-Крике; 83 – высачивание нефти Скалл-Клифф; 84 – высачивание нефти у м. Симпсон; 85 – нефть в песчаниках в обрыве Шреддер на реках Анактувук и Нанушук; 86 – грэмит в трещинах песчаников формации торок в бассейнах рек Этивалука и Кикигуа; 87 – нефтенасыщенные песчаники вдоль р. Кавика; 88 – высачивание нефти в районе пос. Хамфри-Пойнта; 89 – скопление асфальтоносных песчаников на п-ве Сабини; 90 – асфальты в основании формации кейп-филлис на о-ве Корнуоллис (в верхах ордовика); 91 – асфальты на п-ве Нугессуак (западная Гренландия); 92 – битумопроявление во впадине Вестероллен (северо-западная Норвегия); 93 – выход нефти в угольной шахте вблизи Баренцбурга; 94 – мальта в триасовых породах м. Ли (о. Эдж); 95 – окисленная нефть в районе Бло-Фьорда (о. Эдж); 96 – мальта в конкрециях триасовых пород района м. Вальдбург (о. Баренца); 97 – асфальт и антраксолит в породах норийского яруса о-ва Вильгельма.

образовались крупные скопления битумов и нефтей, которые сосредоточились главным образом в высоких широтах. Это видно на карте (рис.1) размещения крупнейших нефтегазоносных провинций мира [3]. Об этом же свидетельствуют данные исследования битумов Севера [6], охватывающего территорию от Северного полюса до 65° широты (рис.2). Здесь сосредоточены крупные скопления битумов Земного шара. Такое сосредоточение углеводородов по Земле может свидетельствовать о том, что аккреционный поток углеводородов на Землю проникал главным образом через магнитные воронки полюсов.

При достижении Земли углеводородный поток под влиянием атмосферных явлений разносился по Земному шару. Однако наиболее крупные скопления битумов и нефтей, выявленные на континентах, видимо, образованы на участках, которые находились под непосредственным аккреционным потоком углеводородов. Залежи углеводородов образовались в основном на участках, где породы были подвергнуты глубокой эрозии и представляли собой прекрасные коллектора, а сохранность их зависела от последующих геолого-тектонических условий.

На характере расположения битумных и нефтяных скоплений по Земному шару, видимо, сказывалось влияние дрейфа материков. Об этом свидетельствуют многолетние палеомагнитные исследования, которые указывают на перемещение геомагнитных полюсов по земной поверхности. Так, по данным палеомагнитных исследований, на Европейском континенте "... Северный полюс, находясь в эпоху нижнего протерозоя (1700 млн. лет тому назад) в центральной части Северной Америки, начал двигаться на запад и в течение верхнего протерозоя и кембрия (примерно 200-300 млн лет) прошел поперек Тихого океана, южнее Гавайских островов и в силуре оказался у берегов Японии, а затем повернул на север. В верхнем палеозое Северный полюс находился в Дальневосточной части СССР, а в юре — оказался у берегов Северного Ледовитого океана, в пределах которого и оставался все последующее время" [10]. Однако перемещение магнитного полюса представляет собой лишь кажущееся явление, обусловленное смещением верхней оболочки Земли относительно центральной ее части. Так, траектория движения магнитного полюса, выведенная из наблюдений на американском континенте, заметно отличается от траектории, определенной по европейским данным. По австралийским исследова-

ниям, кривая движения полюса имеет иной вид. "Однако общим в этих траекториях является то, что все они сходятся в одной точке, соответствующей современному полюсу" "... В действительности магнитная ось во все эпохи сохраняла свое направление, близкое к направлению оси вращения, а если и перемещалась, то в очень узких пределах, по всей вероятности, процессируя вокруг оси вращения под малым углом" [10].

Таким образом, отмеченные различия путей перемещения магнитных полюсов на континентах обязаны дрейфу материков. Этот дрейф в значительной степени отразился на характере распределения нефтяных и битумных скоплений на Земном шаре.

С позиции новой гипотезы космического происхождения нефти дрейф материков и время встреч Земли с молекулярными облаками определяли местоположение нефтегазоносных провинций на континентах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акасофу С.И., Чепмен С.: Солнечно-Земная физика. Часть 2. М.: Мир, 1975, с.83-150.
2. Вильямс Д, Мида Дж. Физика магнитосферы. М.: Мир, 1980, 170 с.
3. Доленко Г.Н. Закономерности формирования и размещения нефтегазоносных провинций в свете минеральной теории происхождения нефти. Журнал Всесоюзного хим.общества им. Д.И.Менделеева 1986. Том XXXI, N5, с.578(98)-581(101).
4. Каграманов Ю.Р., Егиян А.Г. К вопросу о генезисе нефти. Геология нефти и газа. 2000, №5, с.53-60.
5. Калинин М.К. Неорганическое происхождение нефти в свете современных данных. Недра, 1986, 35 с.
6. Клубов Б.А. Природные битумы Севера. Наука, 1983, 204с.
7. Порфирьев В.Б. О природе нефти. В сб.: Проблемы происхождения нефти и газа и условия формирования их залежей. Труды Всесоюз. совещ. по пробл. происх. нефти. Гостоптехиздат, 1960, с.38-112.
8. Соколов В.Д. Космическое происхождение нефти и других битумов. М., 1913, с.10-15.
9. Чернин А.Д. Звезды и физика. "Квант", выпуск 38, 1984, с.57-58.
10. Яновский Б.М. Магнитное поле Земли. Знание, 1967, с.23-26.
11. Van-Orstand C. Cosmic origin of oil and gas. World oil. vol. 128, N7, 1948.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОДОПРОВОДИМОСТИ АРТЕЗИАНСКОГО ГОРИЗОНТА ПО ОПЫТНЫМ ДАННЫМ ФОНТАНИРУЮЩИХ СКВАЖИН

© 2002 г. Н.Л. Меликян

Институт водных проблем и гидротехники
375047 Ереван, ул.А.Арменакяна, 125, Республика Армения
Поступила в редакцию 1.03.2002г.

Рассматривается метод определения водопроводимости артезианского напорного горизонта, применяя результаты замера расходов фонтанирующих скважин, проведенных в двух различных промежутках времени. Предложенный метод основан на расчетной формуле, ранее полученной автором для одиночной фонтанирующей скважины. Здесь преодолены сложности, связанные с монотонным уменьшением во времени расходов и напоров подобных скважин, а также гидравлических сопротивлений, возникающих в них. Проверка предлагаемого метода данными натурных наблюдений дала удовлетворительные результаты.

В настоящее время методы обработки опытных откачек из вертикальных скважин главным образом основываются на теории неустановившегося режима фильтрации, позволяющего для определения гидрогеологических параметров водоносных горизонтов использовать данные о снижении уровня подземных вод во времени в наблюдательных скважинах или в самой водозаборной скважине при его постоянном во времени дебите [1,5].

Этим, достаточно известным методом, разве что исключая [2], очень трудно с необходимой точностью определить гидрогеологические характеристики артезианского упругого водоносного горизонта по данным работ фонтанирующих скважин. Последние обладают той особенностью, что их дебит и понижение напора в них одновременно изменяются во времени, а внутрискважинные гидравлические сопротивления играют большую роль при формировании дебита.

При отсутствии наблюдательных скважин, что характерно почти для всех фонтанирующих скважин Араратской равнины, решение поставленной задачи известными обычными методами становится еще труднее. А отсутствие наблюдательных (непродуктивных) скважин в Араратской равнине связано с глубоким расположением артезианского напорного горизонта, при котором бурение этих скважин является очень дорогостоящим.

В настоящее время в Араратской равнине для целей водоснабжения и орошения эксплуатируются более 900 фонтанирующих скважин без наличия надлежащей наблюдательной сети, дающей необходимую информацию о понижении напора в артезианском водоносном горизонте, параметры которого часто необходимо определять для различных гидрогеологических расчетов водозаборных сооружений.

В работе [4] автором дается решение этого вопроса по данным одиночного замера дебита фонтанирующей скважины, но это решение, при инженерном использовании, создает некоторые трудности, кроме того значительно уязвимо по отношению к натурному замеру дебита.

В предлагаемом методе эти недостатки устранены.

Здесь дается методика определения проводимости артезианского упругого водоносного горизонта, базируясь только на информации о его параметрах и значениях дебитов скважин, замеренных в двух достаточно отдельных моментах времени.

В основу метода положена формула, полученная нами для определения дебита фонтанирующей скважины в любой момент времени [3]. Эти скважины имеют те особенности, что их дебит и напор в скважинах совместно во времени монотонно уменьшаются, а на формирование их дебита равным образом влияют как гидрогеологические параметры водоносного горизонта, так и параметры самих скважин.

Эта формула имеет следующий вид:

$$Q = \frac{4\pi TH_n}{Ln \frac{2.25\alpha t}{r_o^2} + 2\xi_{нс} + 4\pi T\eta Q} \tag{1}$$

где Q – дебит в любой момент времени, $T = km$ – водопроводимость, k – коэффициент фильтрации пласта, m – его мощность, H_n – начальное положительное пьезометрическое давление в пласте, α – коэффициент его пьезопроводимости, r_o – радиус скважины, $\xi_{нс}$ – коэффициент его несовершенства, η – общее сопротивление скважины.

Модификация уравнения (1) для определения $Ln 2.25\alpha t / r_o^2$ приводит к виду:

$$Ln \frac{2.25\alpha t_i}{r_o^2} = 4\pi T \left(\frac{H_n}{Q_i} - \eta_i Q_i \right) - 2\xi_{нс} \quad (i = 1; 2) \tag{2}$$

Написав уравнение (2) для замеров в двух моментах времени t_1 и t_2 и отняв от второго первый, получим для определения проводимости водоносного горизонта T следующую зависимость:

$$T = \frac{Ln t_2 / t_1}{4\pi \left[H_n (Q_2^{-1} - Q_1^{-1}) + \eta_1 Q_1 - \eta_2 Q_2 \right]} \tag{3}$$

Как показывали наши предварительные расчеты, обычно в высокодебитных фонтанирующих

скважинах движение воды происходит в квадратичной зоне сопротивления, где общее гидравлическое сопротивление скважины η можно с большой точностью принять в $t_2 - t_1$ промежутке времени как величину постоянную, то есть $\eta_1 = \eta_2$.

Имея в виду это, из уравнения (3) получим формулу для определения T в более удобном виде:

$$T = \frac{Lnt_2t_1^{-1}}{4\pi(Q_1 - Q_2) \left[\frac{H_n}{Q_1Q_2} + \eta \right]} \quad (4)$$

Иллюстрация и проверка предлагаемого метода производятся на примере скважины 121^б ПНИИИСа, пробуренной на участке сс Харатлу – Агамзалу Араратской равнины. Исходные данные следующие: положительный напор на устье скважины $H = 18,65$ м, общая длина скважины $l = 98$ м, длина фильтра $l_f = 34$ м, радиус скважины $r_w = 0,1778$ м, общее сопротивление скважины $\eta = 1,242 \cdot 10^{-8}$ сут²/м⁵, при $t_1 = 1$ сут дебит скважины $Q_1 = 582$ л/с, а при $t_2 = 7$ сут – $Q_2 = 550$ л/с.

Тогда для T по формуле (4) получим $T = 5594$ м²/сут.

В отчете ПНИИИСа для данной скважины приводится значение $k = 133$ м/сут, а $m = 50$ м, то есть $T = 6665$ м²/сут, значит отклонение составляет 16 %, что вполне допустимо,

особенно если иметь в виду, что при определении коэффициента фильтрации до сих пор допускаются значительные отклонения от этого.

При сложных гидрогеологических условиях для более точного определения значений гидрогеологических параметров, в том числе и проводимости, артезианского водоносного горизонта предлагается использовать разработанную при этом обратную задачу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Веригин Н.Н., Васильев С.В., Саркисян В.С., Шержуков Б.С. Гидродинамические и физико – химические свойства горных пород. М.: Недра. 1977, 271 с.
2. Казарян С.М. Водный обмен на фоне вертикального дренажа. Ереван.: Айастан, 1988, 270 с.
3. Меликян Н.Л. О методике расчета дебита одиночных фонтанирующих скважин, заложенных в артезианском водоносном горизонте. – Изв. НАН и ГИУ Армении (сер.ТН), т. XLIX, 1996, № 3, с. 165–169.
4. Меликян Н.Л. О методе определения водопроводимости артезианского водоносного пласта. – Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1996, XLIX, № 1 – 3, с. 90 – 93.
5. Мироненко В.А., Шестаков В.М. Теория и методика интерпретации опытно – фильтрационных работ. М.: Недра, 1978, 325 с.

**СОГОМОН ПОГОСОВИЧ БАЛЬЯН
(1917–2002)**

15 мая 2002 г. на 86 году жизни после продолжительной болезни скончался один из известных геоморфологов, доктор географических наук, профессор и почетный заведующий кафедрой геоморфологии и картографии географического факультета Ереванского государственного университета, заслуженный геолог Армении, почетный член Армянского географического общества, ветеран Великой Отечественной войны Согомон Погосович Бальян.

С.П.Бальян родился 14 марта 1917 г. в Александрополе (ныне Гюмри). В 1940 г. окончил географический факультет Ереванского государственного университета. В 1941–1945 гг. участвовал в Великой Отечественной войне. За проявленное в боях мужество и героизм был удостоен орденов Александра Невского и Красной Звезды, а также 10-и медалей.

После демобилизации из армии С.П.Бальян стал работать в системе Академии наук АрмССР. В 1949 г. защитил кандидатскую диссертацию и в 1951 г. перешел на преподавательскую работу в Ереванский университет.

В 1967 г. С.П.Бальян защитил докторскую диссертацию по структурной геоморфологии Армянского нагорья, а в 1968 г. создал кафедру геоморфологии, заведующим которой проработал более 20 лет.

С.П.Бальян является автором более 120 научных работ, в т.ч. монографий, статей, отчетов, средне- и крупномасштабных карт, в которых

бросается в глаза широкий охват, теоретическое обобщение, своеобразный подход. Широкую известность получили работы, посвященные региональной и прикладной геоморфологии, изучению Армянской вулканической области, морфоструктурному анализу складчатых хребтов Армянского нагорья, исследованию древних поверхностей выравнивания, палеогеографии, новейшей тектоники, геоморфологического картографирования.

Научная деятельность С.П. Бальяна была направлена как на научно-теоретическое, так и прикладное решение задач. В его многочисленных работах рассматриваются вопросы исследования подземных и поверхностных водных ресурсов, их регионального использования, обезвреживания селевых процессов, противооползневых мероприятий, а также мероприятий по защите почв от эрозии. Благодаря его научным исследованиям, в республике были обнаружены бассейны подлаговых вод, использование которых дало возможность обеспечивать водой населенные пункты Араратской долины.

С.П.Бальян обладал исключительным оптимизмом, жизнерадостностью, живостью, непосредственностью, прямолинейностью и великодушием.

Светлый образ известного ученого, опытного преподавателя, ветерана войны и хорошего товарища навсегда останется в памяти коллег, учеников и всех тех, кто знал и общался с ним.

Географический и геологический факультеты ЕГУ
Институт геологических наук НАН РА
Армянское Географическое общество