

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

ISSN 0515-961X

**ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**  
**НАУКИ О ЗЕМЛЕ**  
**EARTH SCIENCES**



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

Պատասխանատու խմբագիր  
Ռ.Տ. ԶՐԲԱՇՅԱՆ

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

Պատասխանատու քարտուղար  
Է.Ս. ՌՈՍՏՈՄՈՎԱ

Խմբագրական կոլեգիա

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

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

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

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

*Редакционная коллегия*

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

Editor:

**R.T. JRBASHYAN**

Deputy Editors:

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

Executive Secretary

**E.S. ROSTOMOVA**

Editorial Board

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

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

© Издательство "Гитутюн" НАН РА  
Известия НАН РА, Науки о Земле, 2004

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Հ.Հ.Սարգսյան, Է.Խ.Խարազյան, Վ.Ա.Աղամալյան, Ա.Գ.Գրիգորյան, Յու.Վ.Սայադյան. Շերտագրական ուսումնասիրությունների արդյունքները և խնդիրները Հայաստանի Հանրապետությունում ..... 3

Ս.Վ.Գրիգորյան, Ա.Ե.Հովհաննիսյան, Ա.Զ.Աղամյան. Լիթոհրկրաքիմիական անոմալիաների ֆորմացիոն սիստեմի տիպիկացիայի մեթոդիկական Բայեսովյան վիճակագրության կիրառումը ..... 16

Շ. Հ. Ամիրյան. Հայաստանի Հանրապետության ոսկու հանքավայրերի միներալների ոսկեբեր պարագենեզիսները ..... 22

Հ.Հ.Սելիք-Աղամյան. Շիրակի գոգավորության նեոպլեյստոցենի կաթնասուների շերտագրական նշանակությունը ..... 27

Լ.Ս.Մելիքյան. Ամասիա-Սևանի օֆիոլիտային գոտու ներքին կառուցվածքի երկրաբանական որոշ առանձնահատկությունները (Հայաստանի Հանրապետություն) ..... 32

Ա.Զ.Աղամյան, Ա.Ս.Սահակով, Լ.Վ.Սահակյան. Քաղաքների տեղանիշի երկրաքիմիական անոմալիաների ուսումնասիրության մեթոդոլոգիայի մասին ..... 39

Է.Ս.Խալաթյան, Ք.Վ.Խաչանով, Հ.Վ.Շահինյան. ԼՂՀ հանքային ջրերը և նրանց օգտագործման հեռանկարները ..... 44

Ս.Ս.Մեսչյան. Կալային գետնահողերի սահքային սողբը և հարատև ամրությունը ..... 48

Ա.Կ.Մարևոսյան. Թափառող հոսանքների մեթոդով վեկտորային հանույթի առանձնահատկությունները դիսլոկացիաների կամայական ցանցի ժամանակ ..... 54

Ա.Ա.Բաղդասարյան, Ռ.Ս.Հովսեփյան, Գ.Զ.Էլբակյան. Մթնոլորտային երևույթների վրա ներգործության նպատակով նոր ռեագենտի որոնում ..... 58

ՀՈՒՐԵԼՅԱՆԱԿԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ

ՀՀ ԳԱԱ ակադեմիկոս Ռ.Տ.Ջրբաշյանի ծննդյան 70-ամյակին ..... 62

СОДЕРЖАНИЕ

Օ.Ա.Տարկիսյան, Ջ.Ք.Քարազյան, Վ.Ա.Ագամալյան, Ա.Գ.Գրիգորյան, Յու.Վ.Սայադյան. Результаты и задачи стратегических исследований в Республике Армения ..... 3

Տ.Վ.Գրիգորյան, Ա.Ե.Օգանեսյան, Ա.Յ.Ադամյան. Методика идентификации формационного типа литогеохимических аномалий с применением Байесовской статистики ..... 16

Շ.Օ.Ամիրյան. Золотоносные парагенезисы минералов золоторудных месторождений Республики Армения ..... 22

Դ.Ս.Մելիք-Ադամյան. Стратиграфическое значение неоплейстоценовой териофауны Ширакской котловины ..... 27

Լ.Տ.Մելիքյան. Некоторые геолого-структурные особенности внутреннего строения Амасия-Севанской офиолитовой зоны (Республика Армения) ..... 32

Ա.Յ.Ադամյան, Ա.Տ.Տաաօվ, Լ.Վ.Տաաօյան. К методологии изучения техногенных геохимических аномалий в городах ..... 39

Ջ.Տ.Քալատյան, Ք.Վ.Քաչանով, Դ.Վ.Շահինյան. Минеральные воды НКР и перспективы их использования ..... 44

Տ.Ր.Մեսչյան. Сдвиговая ползучесть и предельно-длительная прочность глинистых грунтов ..... 48

Ա.Կ.Մատեոսյան. Особенности векторной съемки методом блуждающих токов при нерегулярной сети пунктов наблюдений ..... 54

Ա.Ա.Բաղդասարյան, Ր.Տ.Օվսեփյան, Դ.Յ.Քալբակյան. Поиск новых реагентов для воздействия на атмосферные процессы ..... 58

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

К 70-летию академика НАН РА Р.Т.Джрбашяна ..... 62



## TABLE OF CONTENT

H.H.Sargsyan, E.Kh.Kharazyan, V.A.Aghamalyan, A.G.Grigoryan, Yu.V.Sayadyan. Results and tasks of stratigraphic studies in the Republic of Armenia .....	3
S.V.Grigoryan, A.E.Hovhannissyan, A.Z.Adamyanyan. A technique of formational type identification for litho-geochemical anomalies with application of Bayesian statistics .....	16
Sh.H.Amiryan. Gold-bearing parageneses of golden-ore deposit minerals in the Republic of Armenia .....	22
H.H.Melik-Adamyanyan. Stratigraphic importance of the Neo-Pleistocene terra-fauna of the Shirak basin. ....	27
L.S.Melikyan. Some geological and structural features of inner structure of the Amassiya-Sevan ophiolitic zone (Republic of Armenia) .....	32
A.Z.Adamyanyan, A.S.Sahakov, L.V.Sahakyan. On methodology of studying of technogenic geochemical anomalies in cities .....	39
E.S. Khalatyan, Kh.V. Khachanov, H.V.Shahinyan. Mineral waters in the NKR and prospects of their use .....	44
S.R.Meschyan. Shear creep and maximum long-continued strength of clayey soils .....	48
A.K.Matevosyan. Features of vector survey by stray currents method with an irregular network of observation points ....	54
A.A.Bagdassaryan, R.S.Hovsepyan, G.Z.Elbakyan. Search for new reagents to influence atmospheric processes . ....	58

## JUBILEES

To the 70 <sup>th</sup> anniversary of R.T.Jrbashyan Akademician of NAS of AR .....	62
---	----

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ЗАДАЧИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РЕСПУБЛИКЕ АРМЕНИЯ

© 2004 г. О. А. Саркисян\*, Э. Х. Харазян\*, В. А. Агамалян\*\*,  
А. Г. Григорян\*\*, Ю. В. Саядян\*\*

\*) *Ереванский Государственный университет, геологический факультет  
375025, Ереван, ул. Алека Манукяна, 1, Республика Армения*

\*\*\*) *Институт геологических наук ИАН РА  
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 21а, Республики Армения  
E-mail: hrshah@sci.am*

*Поступила в редакцию 23.04.2004 г.*

В статье обобщены результаты стратиграфических исследований, проведенных на территории Республики Армения, степень ее изученности и современное состояние, их роль и значение при составлении общих и местных стратиграфических таблиц и геологических карт. Рассмотрены некоторые спорные проблемы и вопросы стратиграфии РА, которые недостаточно изучены или являются дискуссионными. Особое внимание уделено первоочередным задачам и проблемам стратиграфии Армении при дальнейших исследованиях.

Территория РА характеризуется полнотой стратиграфического разреза (известны породы почти всех возрастов – от верхнего протерозоя до голоцена включительно), присутствием разновозрастных и разнохарактерных структурно-формационных зон, многократным и мощным проявлением складко-горообразовательных фаз, широким распространением складчатых и разрывных нарушений, разнофациальностью отложения. Все это значительно затрудняет стратиграфическое расчленение и сопоставление разрезов и, следовательно, проведение детальных стратиграфических исследований. Несмотря на это, благодаря многолетним и качественным исследованиям геологов РА, степень стратиграфической изученности территории Армении в настоящее время довольно высока.

Историю стратиграфических исследований территории Армении можно разделить на три этапа. Первый из них охватывает 1920-1940 гг. и характеризуется разработкой К.Н. Паффенгольцем стратиграфических основ для палеозойских и мезокайнозойских осадочных и вулканических образований. Вторым этапом (1940-1990 гг.) ознаменован более детальными и последовательными стратиграфическими исследованиями на уровне отдельных взятых геологических систем. Одновременно П. Епремян, Г. Акопян, Г. Тер-Месропян, А. Вегуни, В. Амарян, Г. Чубарян, Э. Харазян, В. Сафарян, Д. Ованисян, Л. Маркосян, Р. Хачатрян, Г. Туманян и многие др. в разных районах, а в последующем по всей территории республики провели геологосъемочные и поисковые работы.

Исследования второго этапа были основаны на палеонтологическом, геофизическом, изотопном и др. современных методах, которые дали возможность детализировать стратиграфическую схему К.Н. Паффенгольца, уточнить возраст отдельных стратиграфических подразделений, их стратиграфическое положение и взаимоотношения, выделить множество новых местных и общих стратиграфических подразделений и характерных горизонтов, сопоставить стратотипические разрезы и схемы различных тектонических зон Армении с другими регионами Средиземноморского пояса. Эти исследования дали

возможность разработать новые, более детальные, обоснованные палеонтологическими, изотопными и палеомагнитными данными схемы возрастного расчленения вулканогенных и осадочных образований докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя Армении. Данные схемы стали основой для проведения крупномасштабных геологосъемочных работ, составления тектонических, металлогенических, гидрогеологических и др. карт, а также организации более продуктивных поисково-разведочных работ месторождений полезных ископаемых. Определение возраста и стратиграфического положения важнейших характерных толщ и горизонтов и изотопные данные дали возможность уточнить возраст интрузивных пород и разработать единую схему их возрастного расчленения, в частности определение относительного возраста интрузивных массивов биостратиграфическим методом в большинстве своем соответствует изотопным данным. На этом этапе в развитии стратиграфии важную роль сыграло издание многочисленных объемистых монографий и атласа ископаемой фауны Армении, обобщающих описание фаун всех систем, выявленных до 1971 г. Разработанные нашими геологами стратиграфические схемы среднего-верхнего палеозоя, триаса, юры, мела и палеогена были обсуждены и утверждены на заседаниях соответствующих комиссий МСК и использованы при составлении унифицированных и корреляционных схем данных систем Альпийской области юга СССР.

Третий этап охватывает период с 1990 г. и до наших дней. Он характеризуется постепенным и значительным ослаблением стратиграфических исследований и геологосъемочных работ, вследствие существенных потерь высококвалифицированных специалистов и ограниченного роста молодых кадров. Уменьшение стратиграфических исследований обусловлено также отсутствием соответствующего финансирования. На этом этапе стратиграфические исследования по девону, карбону, перми, юры и мела почти не проводились. Некоторая активность наблюдалась в области стратиграфии докембрия, верхней перми, триаса, палеогена и четвертичного времени.

*Докембрий.* Породы докембрийского возраста образуют кристаллический фундамент территории Армении и представлены метаморфическими сланцами, гнейсами, амфиболитами и мраморами, которые обнажаются в основном в Цахкуняцком антиклинории (около 5000 м) и пересечены скважинами в пределах Айнтапского погребенного выступа на глубинах 400-750 м. Выходы более молодых метаморфических пород известны в ядре Шамшадинского антиклинориума (Ахумский массив), вдоль всей длины Амасия-Севанской офиолитовой зоны, в Ераносе и южном Зангезуре. По-видимому, Ахумский массив является выступом герцинского фундамента Вирайюц-Карабахской зоны, небольшие выходы Севанского хребта являются, вероятно, обломками фундамента, выведенными на дневную поверхность вдоль разломов вместе с ультрабазитами, в виде тектонических клиньев, метаморфические породы южного Зангезура имеют контакт-метаморфическое происхождение, а на северном склоне западной части Базумского хребта они переслаиваются с фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего мела и не могут быть древнее мела.

По К.Н. Паффенгольцу, выходы метаморфических сланцев соответствуют докембрий-нижнепалеозойскому возрасту выступов кристаллического фундамента. В 60-х годах В.Н. Котляр, Р.А. Аракелян, А.Т. Асланян и А.Е. Назарян были предложены несколько схем стратиграфического подразделения "докембрия-нижнего палеозоя", выделив в них от 3 до 6 свит и доведя верхнюю возрастную границу до силура. Эти подразделения преимущественно были основаны на внешнем облике пород, без учета метаморфических фаций и диафтореза, вследствие чего область распространения древних пород была необоснованно расширена, включая дислоцированные и контакт-метаморфические породы мезокайнозойского возраста. После детальных специализированных исследований В.А. Агамалюм было предложено новое стратиграфическое расчленение метаморфического комплекса Армении, которое основано на крупномасштабном картировании, использовании современных методов и на латеральном прослеживании характерных горизонтов.

Докембрийский кристаллический фундамент подразделяется на две крупные возрастные группы: нижняя часть (арзаканская серия) мощн. 1500 м относится к гренвильскому возрасту среднего протерозоя, а верхняя часть мощностью до 3500 м (даларская, анкаванская серии) относится к верхнему протерозою: в основе определения возраста серий лежат Rb/Sr изохронные измерения. В данном случае основой служат однозначно определенные возрасты двух гранитоидных интрузивных формаций, имеющих широкое распространение. Налицо присутствие трондлемитовой (плагитогранитовой) формации  $687 \pm 77$  млн лет и более позднее внедрение гранитогнейсовой формации 620 млн лет по Rb/Sr изохронным возрастным значениям, которые прорывают сланцевую толщу Цахкуняцкого массива всей своей мощностью. Данные определения убедительно свидетельствуют о докембрийском возрасте Цах-

куняцкого метаморфического комплекса. Приведенные возрастные значения верхнего протерозоя характеризуют верхнюю возрастную границу верхней серии (анкаванской, даларской) метаморфического комплекса.

Заключение о гренвильском возрасте нижней или арзаканской серии обосновано более высокой степенью метаморфизма и наличием заметного "метаморфического несогласия" между нижней и верхней сериями, когда гранат-двухслюдистые графитовые кристаллические сланцы амфиболитовой фации арзаканской серии перекрываются кварц-серицитовыми филлитами зеленокаменной фации основания даларской серии. Данный факт свидетельствует о том, что после высокой степени метаморфизма имела место эксгумация гранатового горизонта вследствие выветривания 12-километрового покрова и отложения верхней серии на фундаменте, сложенном из гранатовых пород, после чего в верхнем протерозое (возможно и в верхнем рифее) они подверглись зеленосланцевому метаморфизму, который воздействовал на нижнюю серию как диафторез, т.е. прошел один полный цикл.

Согласно последним данным, расположенная в основании верхнего протерозоя арзаканская серия состоит из трех свит, снизу вверх: бжнийская (740 м), сурбсаргисская (610 м) и ванкидзорская (130 м), которые раньше назывались пятнистыми, турмалиновыми и графитовыми сланцевыми толщами. В восходящем разрезе в составе верхнего протерозоя выделяются две серии — даларская в районе Арзакана и анкаванская в районе Апаран-Анкавана. Даларская серия (бывшая верхняя серия) имеет островодужный характер и состоит из четырех свит: бердитацкой (420 м), гхугской (590 м), даларской (310 м) и агверанской (530 м), которым соответствовали филлиты, порфиритоиды, порфириоиды и метаграувакково-карбонатные толщи. Анкаванская серия (3240 м) имеет энсиматический характер и состоит из офиолитовой касакской (1710 м) (коры океанического типа) и заново переросшей на ней примитивного островодужного типа анкаванской (1580 м) свит. В составе названных свит на основании детальной геологической съемки и петрологических исследований выделены от 3-х до 16 пачек.

Из неразрешенных задач докембрийской стратиграфии следует отметить необходимость изотопного определения возраста арзаканской серии, уточнения возраста даларской и анкаванской зеленокаменных серий. Уточнению подлежит возраст метаморфических пород, обнажающихся в ядре Шамшадинского антиклинориума (многие исследователи считают их байкальским выступом), а также возраст и структурное положение метаморфических пород офиолитовой зоны.

*Верхний палеозой.* Палеозойские отложения Армении распространены в Приараксинской подзоне и Зангезуре, небольшие выходы известны в восточной части Среднеараксинского межгорного прогиба и повсеместно выражены морскими осадочными формациями субплатформенного и миогеосинклинального типа. Это — девонские карбонатные, верхнедевонские нижнекарбоновые терригенно-фосфоритовые и перм-

ские карбонатные формации.

Палеозойские отложения Армении изучались Р.А. Аракеляном, А.Т. Асланяном, М.С. Абрамян, А.М. Садыковым, К.О. Ростовцевым, Н.Р. Азаряном, В.Е. Руженцевым, Э.Я. Левеном, Г.В. Котляром, А.С. Папоян, А.Г. Григоряном и др. Биостратиграфические исследования были проведены на основе монографического изучения отдельных групп (актиноцератид, брахиопод, кораллов, фораминифер, цератид и др. мягкотелых, конодонт и др.) или целого комплекса фауны. Результаты исследований были обобщены в местной и унифицированной стратиграфических схемах для южных регионов СССР (1964, 1965, 1973, 1975, 1980, 1983, 1990 гг.).

**Девон, карбон.** На территории Армении морские отложения верхнего девона слагают ядра антиклиналей вышеприведенных тектонических структур. Они представлены песчаниками, глинами, песчано-глинистыми и глинистыми сланцами, кварцитами, известняками, глинистыми известняками и составляют единую целую карбонатно-терригенную формацию. Р.А. Аракелян и М.С. Абрамян дали первое палеонтологическое обоснование биостратиграфического расчленения палеозоя, объемы ярусов, уточнили их границы. Детальное исследование ископаемой фауны позволило верхнедевонские и нижнекарбонные отложения Армении расчленить на франский (300-700 м) и фаменский (200-450 м) ярусы верхнего девона и турнейский (450 м) и визейский (200 м) ярусы нижнего карбона, которые связаны постепенными переходами. В их составе выделены подъярусы и более мелкие стратиграфические подразделения – горизонты и слои с фауной, а также свиты.

**Пермь.** Среди образований палеозойского возраста наиболее широкое развитие имеют пермские отложения. Армения – один из немногих регионов Тетической области, где пермские отложения представлены полными непрерывными разрезами. Пермская система известна своими двумя отделами: нижняя пермь представлена верхами яхташского и болорским ярусами, а верхняя – кубергандинским, мургабским, мидийским, джувльфинским и дарашамским ярусами. Они представлены микрозернистыми и органогенными (фузулиновыми, коралловыми, пеллециподовыми) известняками с включениями прослоев битуминозных известняков (700-750 м). Для стратиграфической шкалы пермской системы палеозоогеографической области Тетис (Постановление МСК, 1981) по насыщенности фауны и детальности расчленения разрезы верхней перми Армении (три верхних яруса) являются стратотипическими. В составе перми выделено также множество местных стратиграфических подразделений (свиты, подсвиты, слои), доказано наличие регионального перерыва между нижним карбоном и пермью.

Основы стратиграфической схемы расчленения перми Закавказья были разработаны Р.А. Аракеляном, где пермская система представлена двумя отделами, предложено провести границу между пермью и триасом в основании слоев с *Claraia* нижнего триаса. За последние десятилетия по стратиграфии пермской системы

и его органического мира получен большой, иногда принципиально новый материал. В частности К.О. Ростовцев и Н.Р. Азарян в верхней перми обосновали и выделили получивший всеобщее признание дарашамский ярус. Стратиграфическая схема пермских отложений Закавказья, разработанная Аракеляном, была уточнена Левеном, выделившим мидийский ярус. В работе "Позднепермский этап эволюции органического мира Джувльфинский и дарашамский ярусы СССР" (Г.В. Котляр и др., 1984) приведены новые данные по биостратиграфии верхней перми Юга СССР. Приводится обоснование ярусного и зонального расчленения джувльфинского и дарашамского ярусов на основании анализа распространения и развития позднепермских беспозвоночных Тетической области. Особое внимание уделено выяснению закономерностей развития морских организмов на рубеже палеозоя и мезозоя. А.Г. Григоряном детально изучены конодонты верхней перми, значительно дополнена и уточнена зональная конодонтовая схема верхней перми Закавказья, проведена корреляция с подразделениями по аммоноидеям.

В настоящее время в разрезе перми Армении выделяются шесть свит: давалинская (верхи яхташского и болорский ярусы, 50 м), аснийская (кубергандинский и мургабский (нижняя зона) ярусы, 250-300 м), гнишикская (мургабский ярус, 400-600 м), хачикская (мидийский ярус, 150-200 м) и ахурянская (джувльфинский и дарашамский ярусы, до 20 м).

Особый интерес представляет изучение пограничных отложений палеозоя и мезозоя. К этому рубежу приурочен самый значительный из биотических кризисов в истории Земли (вымерло до 96% морских организмов). Армения – одно из немногих мест в мире, где возможно детальное изучение полных и фаунистически хорошо охарактеризованных разрезов (стратотип – разрез Чанахчи), переходных слоев перми и триаса (считалось, что повсеместно в Тетической области имеется перерыв в осадконакоплении). До начала 80-х годов в Закавказье большинством исследователей граница проводилась в основании слоев с *Claraia* нижнего триаса. На основании изучения конодонтов впервые установлено, что в Армении на границе перми и триаса перерыв палеонтологическим методом (А.Г. Григорян), а также установленными ранее стратиграфическими данными (Р.А. Аракелян) не фиксируется, и основание зоны *Hindeodus parvus*, соответствующей аммонитовой зоне *Otoceras woodwardi*, предложено принять в качестве границы перми и триаса.

Следует отметить, что исследование палеозойских отложений Армении, за некоторым исключением, осуществлялось на основании изучения бентосной фауны, имевшей значительный провинциализм, и многие проблемы соотношения систем, объемов ярусов и свит и их корреляции не ясны, а в некоторых случаях условны.

Первоочередными представляются следующие задачи: более детальное биостратиграфическое изучение палеозойских отложений региона, дальнейшее совершенствование и дета-

лизация региональных стратиграфических шкал среднего и верхнего девона, нижнего карбона и перми, совершенствование биостратиграфических и зональных схем по разным группам организмов и увязка их между собой; уточнение соотношений границ между палеозойскими системами и ярусами (средний-верхний девон, фамен-фран, фран-турней, турней-визей) и их объемов; уточнение литологического состава ряда стратиграфических границ (на некоторых уровнях практически друг от друга не отличимых).

**Мезозой. Триас.** На территории Армении триасовые отложения имеют ограниченное развитие и известны только в антиклинальных структурах (до 1200м) Приараксинской подзоны. Триас пространственно постепенным переходом связан с однотипными отложениями перми и вместе с ними слагает единый формационный ряд. Данный ряд представлен пермь-нижнетриасовой карбонатной и верхнетриасовой регрессивно угленосно-молассовой формациями (500-700м). Отложения триаса изучались А.Н. Назаряном, К.О. Ростовцевым, Н.Р. Азаряном, А.Г. Григоряном и др. Нижний триас представлен отложениями (пестроцветные, водорослевые, фукоидные и оолитовые известняки и доломиты) караблягрянской свиты, а верхний триас представлен джерманисской серией (угли, песчаники, аргиллиты, доломиты, органогенные известняки). В них выделены подсвиты, слои и зоны с фауной. В нижнем триасе выделены индский и оленекский, а в составе верхнего триаса – карнийский и норийский ярусы. Н.Р. Азарян и К.О. Ростовцев палеонтологически обосновали наличие отложений нижнего (индский ярус) и верхнего триаса, а "немые слои" (пелигоморфные, частично доломитизированные известняки и аргиллиты среднего триаса, выделенные условно, по стратиграфическому положению) в дальнейшем, согласно общепринятой зональной схеме по конодонтам, отнесены к оленекскому ярусу. А.Г. Григорян на основании новых данных по микрофауне (конодонты) составил новую детальную биостратиграфическую схему расчленения отложений нижнего триаса Закавказья (установлено восемь конодонтовых зон и три подзоны), которая четко коррелируется с разновозрастными разрезами других регионов мира. Подтверждена принадлежность верхней части разреза юго-восточного участка джерманисской серии норийскому ярусу верхнего триаса, а отложения северо-западного участка, ранее считавшиеся верхнетриасовыми, отнесены к самым верхам оленекского яруса. Таким образом, в разрезах Армении, как и в сопредельном Нахичеване, последние исследования не подтверждают наличия среднего триаса. Разрез отложений нижнего триаса Армении может стать стратотипическим и служить основой для составления общей схемы стратиграфического расчленения нижнего триаса геосинклинальных складчатых территорий Альпийской области.

Первоочередными представляются следующие задачи: дальнейшее биостратиграфическое изучение некоторых разрезов отложений триаса региона; совершенствование и детализация региональной стратиграфической схемы триаса;

совершенствование биостратиграфических и зональных схем на основании различных групп фауны и их сопоставление; уточнение взаимоотношений, границ ярусов верхнего триаса и их объемов; подтверждение присутствия отложений среднего триаса в разрезе Джерманис.

**Юра.** Образования этого возраста изучались А.Т. Асланяном, С.С. Мкртчяном, Л.Н. Леонтьевым, Н.Р. Азаряном, В.Т. Акопяном, Г. Чубаряном, Г. Туманяном и др. Они широко развиты в Вирайцо-Карабахской складчатой зоне и представлены мощными (до 7000м) вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами разнообразного состава. В пределах этой зоны породы нижней и средней юры слагают ядра антиклинорных структур (Алавердской, Шамшадинской, Капанской), а породы верхней юры и нижнего мела окаймляют эти структуры и частично заполняют синклинорные структуры (Иджеванскую, Горисскую и др.). Другой участок развития юрских образований – Вайкский антиклинорий (Приараксинская умеренно-складчатая зона), где в осевой части одноименного хребта среднеюрские отложения (байос, нижний бат) представлены маломощными песчано-глинистыми фациями. В настоящее время разработана довольно детальная схема стратиграфического расчленения юрских образований Армении. Известны почти все отделы и ярусы юры, в составе которых выделены многочисленные местные стратиграфические подразделения (свиты, подсвиты и др.).

Нижняя юра-нижний аален имеют ограниченное распространение. Породы этого возраста обнажаются в ядре Шамшадинского антиклинория в верховьях р. Ахум, частично в пределах Локского антиклинория и представлены конгломератами, песчаниками, песчано-глинистыми и глинистыми сланцами. На территории Армении эти отложения фаунистически не охарактеризованы. В составе средней юры выделены байосский и батский ярусы, при этом байос подразделяется на нижний и верхний подъярусы. Фаунистически охарактеризованы только образования верхнего байоса. Наиболее полные разрезы байоса известны в Алавердском и Шамшадинском антиклинориях и, частично, в Капанском. Разрезы эти довольно сходны и представлены тремя вулканогенными и вулканогенно-осадочными свитами – нижнебайосскими плагиоклазовыми, авгитовыми, дацитовыми порфиритами и их пирокластолигами (нижняя вулканогенная или нижнеахтальская свита), верхнебайосскими кварцевыми плагиопорфирами, порфиритами, кератофирами и их пирокластолитами (дебедская свита), а также верхнебайосскими различными порфиритами, вулканитами, туфоосадочными и песчано-глинистыми породами (кошабердская свита). Образования бата имеют относительно ограниченное развитие, согласно залегают на породах байоса и также выражены в разных фациях. В нижней части разреза они представлены туфопесчаниками, аргиллитами, которые включают потоки порфиритов, пласты туфов, туфобрекчий и углей. В восходящем разрезе эти отложения согласно перекрываются вулканоген-

ными и вулканогенно-обломочными породами.

В разрезе верхней юры выделены следующие ярусы. Разрез начинается келловейскими образованиями, которые имеют широкое развитие в пределах Алавердского, Шамшадинского антиклинориев и Иджеванского синклинория, небольшие выходы известны и на Капанском антиклинории. Они трансгрессивно залегают на более древних породах и представлены морскими конгломератами, глинистыми сланцами, туфопесчаниками, реже порфиритами и туфобрекчиями. Оксфорд-кимериджские образования широко развиты в пределах Иджеванского синклинория, где кольцеобразно окаймляют антиклинальные структуры. В их разрезе выделено несколько свит (будурская, бусханская, сарумская). Мощные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования несогласно налегают на различные горизонты келловей и средней юры и в некоторых участках согласно сменяются карбонатными породами нижнего кимериджа. Образования титона-среднего валанжина широко распространены в пределах Капанского антиклинориев (тапасар-кармракарская свита), представлены различными порфиритами, туфоконгломератами, туфобрекчиями и линзами известняков. Нижняя часть разреза относится к титону, а верхняя — нижнему-среднему валанжину. Эта свита согласно залегает на вулканогенно-обломочных образованиях верхнего оксфорда-кимериджа и также согласно перекрывается известняками верхнего валанжина-готерива. Стратиграфический аналог свиты развит в Шамшадинском антиклинории (артаминская свита), который фаунистически не охарактеризован (в линзах известняков из нижней части разреза обнаружена титонская фауна, однако о стратиграфическом положении известняков имеются различные мнения).

Ряд вопросов стратиграфии юрской системы остается пока дискуссионным или не разрешенным. Подлежат пересмотру и уточнению вопросы взаимоотношения юры и палеогена южных подножий Мнапорского хребта (контакт тектонический или первичный несогласный), наличие здесь нижеюрских глинисто-песчаных сланцев (глинисто-сланцевая формация), возраста мощной вулканогенной толщи (байос, титон-нижний валанжин, нижний мел, эоцен) на южном склоне и в водораздельной части того же хребта. Задачи дальнейших детальных исследований заключаются в следующем: стратиграфическое расчленение тапасар-кармракарской и артаминской свит, наличие юрских образований на северном крыле Цахкуняцкого антиклинориев, на южном склоне и в верховьях р. Веди, выяснение роли келловейских отложений юры Капанского антиклинориев, выделение в составе ярусов юры биозон, региозон, слоев с фауной и их сопоставление с другими регионами Альпийской области, т.е. проведение на территории Армении более детальных и квалифицированных био-стратиграфических исследований юрских образований.

**Мел.** Образования мела на территории Армении имеют широкое развитие и представлены морскими как терригенными и кар-

бонатными, так и вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Они известны во всех структурно-формационных зонах, однако отдельные зоны отличаются друг от друга значительной изменчивостью фациального состава, мощностью пород, а также полнотой стратиграфического разреза. Меловая система представлена всеми своими отделами и ярусами, которые в основном фаунистически хорошо охарактеризованы и детально расчленены. Стратиграфия и палеонтология мела подробно изучены В.Ренгартеном, В.Егояном, А.Атабекяном, А.Асланяном, Г.Чубаряном, Г.Туманяном и др. Однако наиболее ценными являются исследования В.Акопяна, которые дали возможность в значительной мере дополнить и уточнить существующие стратиграфические схемы мела и в составе ярусов выделить подъярусы, биозоны, горизонты с фауной, слои с фауной, свиты и подсвиты.

Образования нижнего мела, по сравнению с верхнемеловыми, имеют относительно ограниченное распространение. Полный разрез нижнего мела (валанжинский, готеривский, барремский ярусы и нижнесантонский подъярус) выявлен в Сюнике, где он постепенными переходами связан с подстилающими породами титон-валанжина и представлен вулканогенными (порфириты, вулканиты и др.) и осадочными (известняки, мергели, песчаники) породами. Образования верхнего мела залегают трансгрессивно на более древних породах и представлены порфиритами, туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфопесчаниками и известняками. Палеонтологически охарактеризованные отложения альба известны в пределах Иджеванского и Папакарского синклинориев и в ядре Базумского горста, где условно к неокому относится нижняя часть нижнемелового разреза (известняки, песчаники, алевролиты, туфогенные породы, дацитовые порфириты). В Анкаван-Загезурской подзоне к аптскому ярусу относятся апаранская и гехинская свиты, которые представлены значительно измененными различными порфиритами, туфобрекчиями. О возрасте этих свит имеются различные мнения (докембрий-нижний палеозой, юра, нижний мел), однако в бассейнах рр. Шишкерт и Гехи и у селения Гиратах породы гехинской свиты залегают на фаунистически охарактеризованных известняках баррема и трансгрессивно перекрываются отложениями коньяка-сантона.

Отложения сеномана трансгрессивно налегают на различные горизонты более древних пород, имеют ограниченное развитие в Вирааюц-Карабахской и Ереван-Вединской зонах и представлены известняками, песчаниками, туфопесчаниками, туфами. Образования других ярусов верхнего мела имеют более широкое развитие почти во всех геотектонических зонах Армении, при этом туронский, коньякский и сантонский ярусы выражены в терригенных, карбонатных и вулканогенно-осадочных формациях, а кампанский и маастрихтский ярусы характеризуются большой устойчивостью фаций и почти повсеместно представлены известняками, мергелями, частично алевролитами. В составе

ярусов верхнего мела В Акопяном выделены биозоны, горизонты и слои с фауной.

Таким образом, в настоящее время степень стратиграфической изученности мелового разреза довольно высока, разработана детальная, палеонтологически обоснованная стратиграфическая схема мела территории Армении, но, тем не менее, многие вопросы остаются дискуссионными или неразрешенными и подлежат дополнительному изучению и уточнению. К ним относятся: положение границы юры и мела в разрезе титон-средневаланджинской вулканогенной свиты Сюника и бассейнов р.р. Тавуш и Ахум; возрастное расчленение мощной терригенно-карбонатной толщи верхней юры-неокома Базумского горста; уточнение возраста и стратиграфического положения вулканогенно-осадочной толщи (хосровская свита) (нижний коньяк, нижний мел, верхняя юра), входящей в состав офиолитовой ассоциации и развитой в Вединской и Севано-Амасийской офиолитовых зонах; подлежит дополнительному изучению и уточнению возраст апаранской вулканогенной свиты (апт, средняя юра, докембрий), а также вулканогенных свит, прорванных в Северной Армении породами Кохбской интрузии; необходимо выяснить взаимоотношение и возраст измененных темных известняков и метаморфических сланцев западной части Базумского хребта. Любопытно, что в районе Карахачского перевала отмечается нормальное чередование в разрезе пластов указанных пород.

**Кайнозой Палеоген.** Палеогеновые образования играют важную роль в геологическом строении территории Армении. Они широко развиты в Базум-Зангезурской и Приараксинской структурно-формационных зонах, при этом в первой представлены преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными, а во второй – осадочными и туфоосадочными породами. Палеонтолого-стратиграфическими исследованиями палеогеновых образований занимались А. А. Габриелян, Л. М. Радопуло, Н. А. Саакян, Ю. А. Мартиросян, С. А. Бубикян, О. А. Саркисян, А. Т. Вегуни, К. А. Мкртчян, А. Р. Арутюнян, С. М. Григорян, П. М. Асланян, Дж. Оганесян, А. Птухян, Э. Х. Харазян, Ф. А. Айрапетян и др. В палеогеновой и вообще кайнозойской палеомагнитной стратиграфии важную роль играли исследования С. А. Акопяна, Дж. Минасяна и А. Караханяна.

Произведены детальное стратиграфическое расчленение палеогеновых разрезов и их сопоставление как внутри отдельных структурно-формационных зон Армении и между ними, так и с разными регионами Альпийского пояса. Установлены отложения всех отделов, подотделов и ярусов. В их составе выделены провинциальные зоны, слои с фауной, фаунистические горизонты, местные стратиграфические подразделения (свиты, подсвиты, горизонты), даны палеонтологическая и стратиграфическая характеристики всех стратиграфических подразделений, установлены их стратиграфическое положение и взаимоотношения, подразделены характерные опорные и стратотипические разрезы. О. А. Саркисян

разработал стратиграфическую схему палеогена Севано-Ширакского синклинория, А. Т. Вегуни – Ехегнадзорского синклинория, а А. А. Габриелян – стратиграфические схемы палеогена и неогена всей территории Армении.

Доказано наличие фаунистически охарактеризованных (слои с *Globorotalia angulata*) палеоценовых флишоидных отложений в Приараксинской зоне, Севано-Ширакском и Иджеванском синклинориях, на краях Цахкуняцкого антиклинория, наличие карбонатной глинисто-песчаниковой фации в Ехегнадзорском синклинории (слои с *Nummulites seunesi* и *N. frassi*). Выявлено почти повсеместное развитие в Приараксинской зоне, Севано-Ширакском и Ехегнадзорском синклинориях и на крыльях Цахкуняцкого антиклинория нижнеэоценового карбонатного и глинисто-песчаникового маркирующего горизонта (слои с *Nummulites planylatus*).

В центральной эвгеосинклинальной складчатой зоне (Севано-Ширакский синклинорий, Сюник) средний и верхний эоцен представлен вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, в отдельных горизонтах которых обнаружены остатки ископаемой фауны нуммулитов и др. В разрезе среднего эоцена Севано-Ширакского синклинория выделены кироваканская и базумская вулканогенные и ширакская вулканогенно-осадочная флишоидная свиты, а в верхнем эоцене – памбакская свита. В окрестностях Степанавана обнажены фаунистически охарактеризованные отложения верхнего эоцена (двустворчатые, нуммулиты, брахиоподы).

На южном крыле Ехегнадзорского синклинория и в Приараксинской зоне в морских песчано-глинистых и карбонатных отложениях установлены фаунистически хорошо охарактеризованные пять горизонтов – два в среднем эоцене (горизонты с *Nummulites laevigatus* и *N. perforatus*) и три в верхнем эоцене (горизонт с *N. millecaput*, что соответствует приабонскому веку западноевропейской шкалы, а также дискоциклиновый горизонт и горизонт с *Megatylotus crassatinus*). Нижний олигоцен (нижняя морская моласса) в Приараксинской зоне (шорагбюрская и шагапская свиты) также расчленяется на слои и горизонты с фауной (слои с *Variamussium fallax*, циреневый горизонт и горизонт с *Megatylotus crassationus*). Верхний олигоцен представлен лагунно-озерноаллювиальной пестроцветной молассовой формацией (ацаванская свита). В Севано-Ширакском синклинории на северо-восточном склоне Базумского хребта нижний олигоцен представлен морскими отложениями (слои с *Nummulites vascus*), а верхний олигоцен – озерной углестосланцевой формацией (дилижанская свита). В Зангезуре олигоцен представлен вулканогенной фацией (амулсарская свита).

В палеогеновых образованиях территории Армении выделены следующие ярусы: в палеоцене – датский, зеландский, танетский; эоцене – ипрский, лютетский, бартонский и приабонский.

Микропалеонтологические исследования Ф. Айрапетяна позволили по мелким фораминиферам в палеогеновых разрезах выделить зеландский ярус, фаунистические горизонты, био-

зоны, батиметрические зоны. В последнее десятилетие результатом подробного изучения нуммулитовой фауны (С.М. Григорян) стало выделение в палеогеновом разрезе семи нуммулитовых провинциальных зон — в палеогене *Nummulites seunesi* и *N. frassi*, в нижнем эоцене *N. planulatus*, в среднем эоцене *N. laevigatus* и *N. brongniarti*, в верхнем эоцене *N. fabiani* и *N. fabiani retiatus*.

Многие вопросы стратиграфии кайнозойских образований Армении все еще остаются нерешенными и спорными. Возраст амулсарской вулканогенной свиты всеми исследователями принимается как олигоценовый, однако синхронные с ними вулканогенно-обломочные образования Кельбаджарской мульды содержат нуммулиты верхнего эоцена. Нами также в последние годы в нижней части этой свиты обнаружены нуммулиты верхнего эоцена. Следовательно, необходимо подразделить эту свиту на верхнеэоценовую и олигоценовую части с уточнением границы между ними, так как это очень важно для установления более точного возраста рвущих их интрузивных пород Вайоцзора и северного Сюника. Пересмотру и уточнению подлежит возрастное расчленение мощной эоценовой вулканогенной свиты Сюника. Вначале ее возраст принимался нижнеэоценовым, затем среднеэоценовым (в Нахичеване она перекрывает палеоген-нижнеэоценовый флиш). Вероятно, в верхней части свиты присутствует также верхний эоцен, поэтому в составе эоценовой толщи следует выделить все три отдела эоцена с уточнением возрастных границ. Все еще спорным является возраст эоценовых вулканогенно-обломочных пород водораздельных частей Памбакского, Севанского, Аргунийского, Базумского и Халабского хребтов. Для решения этой задачи необходимо проследить толщину этих пород в север-северо-западном направлении в сторону Степанаванского района, где обнаружены фаунистически охарактеризованные туфогенно-осадочные образования верхнего эоцена. Это очень важно также для уточнения возрастных границ развитых здесь гранитоидных интрузивов. Необходимо провести значительные работы в Приараксинском районе и Вайоцзоре для уточнения границ среднего и верхнего эоцена, верхнего мела и датского яруса, датского яруса и верхнего палеоцена, ярусного расчленения нижнего олигоцена, палеоцена и нижнего миоцена. Подлежит уточнению также возраст дилижанской сланцево-угленосной свиты. Некоторые исследователи возраст этой свиты относят к нижнему олигоцену, однако монографическое изучение богатой ископаемой флоры здесь свидетельствует о преимущественно верхнеолигоцен-нижнемиоценовом возрасте. Все еще неясна роль палеоценовых отложений в палеогеновых разрезах Севано-Ширакского синклинория и, в особенности, Зангезура.

**Неоген.** Образования этого возраста широко распространены в Армянском вулканическом нагорье: в Джавахке, на Арагаце, Ширакском, Цахкуняцком, Гегамском, Варденисском, Зангезурском хребтах, в Приараксинской предгорной зоне, Среднеараксинском межгорном прогибе, а также в Севанской впадине, в Вайоцзоре и

бассейне р. Воротан. Неогеновые отложения были изучены А.И. Месропяном, А.А. Габриеляном, А.Т. Асланяном, А.Т. Вегуни, А.С. Остроумовой, Н.А. Саакян, С.А. Бубикян, Г.А. Казаряном, В.М. Амаряном, Э.Х. Харазяном и другими. Эти отложения представлены породами трех генетических комплексов: пестроцветного молассового, гипсоносного континентально-осадочного (верхний олигоцен — нижний миоцен, средний-верхний миоцен), вулканогенно-обломочного (нижний миоцен — нижний плиоцен), пресноводно-озерного и вулканогенного (верхний плиоцен). В составе неогена выделены следующие подразделения: нижний миоцен (с верхним олигоценом), средний миоцен, верхний миоцен, нижний плиоцен, верхний плиоцен, а также региоярусы (горизонты) и свиты. О стратиграфии неогена очень много данных получено в результате буровых работ в пределах Среднеараксинского прогиба.

Верхний олигоцен-нижнемиоценовые отложения в Приереванском районе представлены пестроцветными молассовыми образованиями ацаванской свиты (глины, алевролиты, песчаники, конгломераты, 600м). В Ехегнадзорском синклинории, Зангезурском и Варденисском хребтах к этому возрасту условно отнесены элпинская и амулсарская вулканогенные свиты (андезиты, дациты, трахидациты, риодациты, риолиты, их брекчированные разности, 1500м).

Отложения среднего миоцена (чокракский, караганский, конкский региоярусы) преимущественно распространены в Среднеараксинском прогибе и Ереванском бассейне, где представлены гипсосоленосными, песчано-глинистыми породами с тонкими прослоями горючих сланцев, отдельными межформационными лавовыми потоками оливиновых мандельштейновых базальтов (джрвежская, разданская, ереванская свиты, 1200м). В Среднеараксинском прогибе гипсосоленосная джрвежская свита фациально переходит в песчано-глинистую, слабо гипсоносную армавирскую (октемберяную) молассовую свиту (2300м). Однако, вопросы взаимоотношений указанных двух свит, а также возрастных границ армавирской свиты и ее стратиграфического расчленения все еще остаются неполностью решенными. Небольшие выходы фаунистически охарактеризованных ракушечников и конгломератов караганского горизонта известны на севере Тавушской области. В Ереванском бассейне морские песчано-глинистые породы, охарактеризованные сарматской фауной, с пластами горючих сланцев, мактровых известняков и отдельных лавовых потоков базальтов изучены многочисленными буровыми скважинами (разданская свита, 1000м). Расположенная непосредственно на джрвежской гипсосоленосной свите разданская песчано-глинистая свита подразделяется на три горизонта — рыбный, гастроподовый и мактровый. На западном склоне Вохчабердского хребта разданская морская песчано-глинистая свита фациально смыкается с ереванской вулканогенно-осадочной белесоватой свитой, которая здесь же несогласно перекрывает породы ацаванской свиты верхнего олигоцена-нижнего миоцена. Сарматские песчано-глинистые

отложения известны также в Севанском бассейне (аривакарская свита, где буровыми скважинами прослежены до глубины 1000 м).

Комплекс вулканогенно-осадочных пород верхнего миоцена-нижнего плиоцена (мэотический, понтический, киммерийский регионалы), известный под названием вохчабердской свиты (до 1300 м), широко развит в высокорасположенных участках и водоразделах Базумо-Зангезурской и Приараксинской зон. Эта свита расчленяется на две подсвиты, между которыми наблюдается слабое (12-15°) угловое несогласие. Каждая из этих подсвит подразделяется на две пачки. Общий разрез вохчабердской свиты снизу-вверх имеет следующую последовательность: нижние белесоватые риолиты, риодациты, пемзы (лавы и пирокласты), андезит-дацитовые туфообломочные образования с многочисленными межформационными лавовыми потоками базальтов, андезитов, дацитов, риолитов, верхние белесоватые риолиты, риодацит-пемзовые пирокласты и, наконец, лавовая пачка андезитобазальт-андезитриодацитового состава. Вохчабердская свита с небольшим угловым несогласием непосредственно залегает на эрозионной поверхности разданской и ереванской белесоватой свит и перекрывается верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами. В пределах ее развития встречаются более десятка куполовидных массивов обсидианов, перлитов, риолитов. Стратиграфическими аналогами вохчабердской свиты являются туфоосадочная гортунская и угленосно-осадочная нор-аревикская (мегринская) свиты, которые палеонтологически достаточно четко охарактеризованы пресноводными гастроподами и растительными осадками.

К верхнему плиоцену относятся фонирующие поверхности Ашоцкого, Лорийского, Котайкского плато и заполнившие палеоруслу Ахуряна, Дзорагета, Дебеда, Раздана и Аргичи покровные долеритовые базальты (до 380 м), возраст которых определен по остаткам древних млекопитающих из междолеритовых озерно-речных отложений, изотопными и палеомагнитными данными. К этому же возрасту относятся также песчано-галечные отложения верхней нубарашенской террасы, вулканогенные, пемзово-песчано-галечные осадки Норатусского мыса, озерно-аллювиальные диатомитовые глины и глинистые диатомиты, вулканические пески, шлаково-галечные отложения Воротанского бассейна, известные под названием сисианской глинисто-диатомитовой свиты (400 м). Верхние горизонты сисианской свиты в восточном направлении фациально замещаются грубообломочными туфокогломерато-брекчиями, агломератовыми туфами, пемзовыми песками (горисская свита — до 600 м). Последняя перекрывается мощной (до 1000 м) ишханасарской лавовой свитой. В соседнем бассейне р. Акера горисская свита фациально переходит в фаунистически охарактеризованную (апшеронский век) более мелкообломочную, такую же вулканогенно-обломочную акеринскую свиту.

При ярусном расчленении неогена были учтены главным образом биостратиграфические схемы Восточного Паратетиса (юга бывшего СССР), поэтому предстоит большая работа по

уточнению границ ярусов неогена территории Армении по выделению биостратиграфических зон по планктонным фораминиферам и наннопланктону, а также по корреляции выделенных подразделений с схемами Средиземноморья,

*Четвертичная система.* На территории Армении четвертичные образования имеют почти повсеместное распространение, но более широко они развиты в пределах вулканических нагорий (Арагац, Гегамский, Варденисский, Зангезурский хребты), межгорных впадин (Ширакская, Араратская, Севанская, Воротан-Акеринские, Памбакская) и крупных речных долин. В сложном комплексе этих образований исследованиями А. Т. Асланяна, А. А. Габриеляна, К. Н. Паффенгольца, Л. А. Варданянца, Е. Е. Милановского, С. П. Баляна, Н. В. Думитрашко, Э. Х. Харазяна, Л. А. Авакяна, Ю. В. Саядяна, Г. У. Мелик-Адамяна, К. Г. Шириняна, К. И. Карапетяна, С. Г. Карапетяна и др. выделены следующие генетические типы отложений: вулканогенные (покровы лав и игнимбритов), озерные, хемогенные, ледниковые и речные осадки. Разработаны схемы расчленения озерных осадков, в крупных речных долинах выделены двенадцать уровней отчетливо выраженных речных террас, которые по возрасту предположительно соответствуют голоцену (1-2 террасы), хвалынскому (3-5), хазарскому (6-8), бакинскому (9-10) и апшеронскому (11-12) ярусам.

В настоящее время, согласно вновь составленной схеме расчленения, четвертичные отложения Армении подразделяются на два отдела: плейстоценовый (1,6-0,01 млн. лет) и голоценовый (0,01 млн. лет до современности). Плейстоцен представлен двумя подотделами: эоплейстоценом (1,7-0,8 млн. лет) и неоплейстоценом (0,8-0,01 млн. лет). В составе эоплейстоцена выделены два звена (нижнее и верхнее), а неоплейстоцена — три (нижнее, среднее и верхнее).

Схема четвертичной системы Армении составлена на основании подробного изучения опорных геологических разрезов крупных межгорных впадин: Севанской, Воротан-Акеринских, Ширакской, Араратской, где распределены наибольшие мощности новейших осадков.

Четвертичная система во всех указанных межгорных впадинах представлена озерными озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями, которые содержат фауну дрейсенид, гидробий, вальват, линнея, сферид и др., а также споры, пыльцу, диатомеи и остатки древесных растений. Неоплейстоцен очень богат вулканическими образованиями, а средний и верхний неоплейстоцен — также ледниковыми образованиями. В анийской свите нижнего неоплейстоцена Ширакской впадины обнаружены остатки костей большерогового оленя, колагеновый возраст которых определен как нижний неоплейстоцен. По данным Л. И. Алексеевой и Ю. В. Саядяна, в Ширакской и Араратской впадинах в нижней части среднего неоплейстоцена содержится гюмрийский (ленинканский) фаунистический комплекс с руководящими формами крупных млекопитающих: трогонтериевого (хазарского) слона, палеотоксодонтового слона, носорога Мерка, верблюда Кюблеха и др., которые характерны для среднео-

плейстоценового нижневолжского сингильского фаунистического комплекса Г. У. Мелик-Адамян, на основании изучения мелкой (мелкие грызуны, зайцы) и частичной ревизии крупной териофауны, гюмрийский фаунистический комплекс Ширакской впадины относит к раннеплейстоценовому тираспольскому фаунистическому комплексу.

Отложения эоплейстоцена и неоплейстоцена подразделяются на ряд свит, возраст некоторых из них подтвержден данными фауны и абсолютного возраста.

Голоцен представлен озерными, озерно-аллювиальными, аллювиальными, болотными отложениями и вулканическими образованиями, которые детально изучены в Севанской впадине. Эти отложения содержат остатки растений, споры, пыльцу, их возраст обосновывается также радиоуглеродными, палеомагнитными и палеонтологическими определениями.

Четвертичные вулканические образования широко развиты в Джавахкском и Арагацком нагорьях, Гегамском, Варденисском и Зангезурском хребтах. Представлены мощными – до 2,5 км лавовыми и туфообломочными накоплениями с многочисленными вулканическими центрами. Их возрастное расчленение в некоторой степени условно и произведено с учетом стратиграфического положения, характера залегания на разновозрастном эрозионном рельефе и степени сохранности своеобразного рельефа поверхностей лавово-пирокластических покровов и потоков. В восходящем разрезе установлены верхнеплиоцен-нижнечетвертичные покровные базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты, среднечетвертичные игнимбритовые туфы, туфолавы, андезито-базальтовые, андезитовые, андезито-дацитовые лавовые потоки, преимущественно связанные с современными речными долинами (Раздан, Азат, Аргичи, Воротан, Тертер и др.). Верхнечетвертичные андезито-базальтовые лавы имеют относительно ограниченное распространение в долинах рр Раздан (аргаvandский поток), Ехегис (гейсарский поток) и Воротан. Наиболее молодые на территории Армении голоценовые андезито-базальт-андезитовые лавовые излияния происходили после вюрмского оледенения в ряде мест Гегамского, Варденисского и Зангезурского хребтов. Особо полно этот вулканизм проявляется в северной половине Гегамского нагорья, где многочисленными, относительно небольшими моногенными вулканами извержены большие объемы глыбовых андезито-базальтовых лав, сплошным плащом покрывающие всю северную окрестность этого хребта, занимая весь водороздел от западных древних лавовых плато вплоть до побережья озера Севан. К этому возрасту относятся излияния вулканов Смбатасар, Вайоцзор и ряда новейших вулканов Зангезурского хребта в верховьях р. Воротан.

Основными задачами стратиграфии четвертичного периода являются: а) дальнейшее усовершенствование предложенной схемы, которая должна быть обязательно дополнена новыми полевыми и лабораторными исследованиями с использованием компьютерной техники; б) специальным предметом изучения должна стать стратиграфия плиоцен-четвертичного вулканичес-

кого покрова, с привлечением всего комплекса данных об относительном возрасте изотопных и палеомагнитных исследований.

Одной из первоочередных задач в области изучения стратиграфии четвертичных отложений является возрастное расчленение речных террас и их сопоставление с морскими террасами Каспийского бассейна.

## Заключение

Обобщение результатов стратиграфических исследований территории Армении свидетельствует о больших достижениях геологов в этой области: разработаны детальные, обоснованные палеонтологическими, изотопными и геофизическими данными стратиграфические схемы всех систем фанерозоя, а также докембрия, произведена корреляция их с другими регионами планеты. В составе каждой системы выделены отделы, ярусы, подъярусы, а в ряде случаев – биозоны, горизонты, слои и зоны с фауной, свиты. По стратиграфии Армении опубликованы многочисленные монографии и научные статьи, которые содержат детальные стратиграфическую, палеонтологическую и литологическую характеристики всех выделенных общих и местных стратиграфических подразделений. Разработаны также схемы возрастного расчленения многочисленных разнообразных и разновозрастных интрузивных и субинтрузивных образований Армении. Вместе с тем на ближайшее будущее можно наметить следующие первоочередные задачи и требования.

Проведение систематических детальных биостратиграфических исследований позволит создать основу для выделения в разрезах отделов, подотделов и ярусов палеозоя, мезозоя и кайнозоя региозон, биостратиграфических зон, слоев с фауной, коррелировать их с соответствующими подразделениями Евразийского и других регионов мира и тем самым значительно уточнить и детализировать существующие стратиграфические схемы. Подобные работы на сегодня выполнены для верхней перми, нижнего триаса, верхнего мела и, частично, палеогена.

Первоочередные задачи – более дробное расчленение широко распространенных в Армении четвертичных мощных вулканогенных и вулканогенно-обломочных образований, уточнение стратиграфических границ и корреляция разрезов. Эти породы петрографически достаточно изучены и классифицированы, однако в их возрастных соотношениях все еще есть много спорных и нерешенных вопросов.

Совершенно не изучена микрофауна девона, карбона, нижней перми, среднего и верхнего триаса, юры и нижнего мела, существуют только отдельные "списочные" определения. Очень слабо развиты палеоботанические исследования, в том числе палинологические. Некоторые органические группы вообще не изучены, например палеозойские криноидеи и мшанки, особенно нужно отметить очень низкую степень исследования наннопланктона.

Необходимо более широко использовать магнитостратиграфию – создать магнитострати-

графические схемы для разных систем территории Армении; применять в стратиграфии петрографический, минералогический и геохимический методы изучения характерных минералов, отдельных химических элементов, особенно редких и радиоактивных для расчленения и сопоставления разрезов вмещающих отложений. Ждут своего применения и развития сейсмостратиграфия, событийная стратиграфия, точные методы (математические, компьютерные), в особенности статистические, что уменьшит субъективность палеонтолога и время обработки материала.

С целью координации и усовершенствования геологосъемочных и стратиграфических исследований, организации, координации и контроля стратиграфических исследований, обеспечения научно-методического руководства стратиграфических исследований и картографических работ, обсуждения и принятия решений актуальных вопросов стратиграфии целесообразно создание Республиканского межведомственного стратиграфического комитета.

Перед стратиграфией Армении стоят также четкие задачи в связи с решением некоторых проблем международного масштаба. Территория Армении небольшая, но многие геологические разрезы по своей полноте и палеонтологической характеристике исключительны и могут служить стратотипами для разработки объединенной стратиграфической схемы Евразии, а также для уточнения границ между франом и фаменом, девоном и карбоном, пермью и триасом, эоценом и олигоценом и др. Таковыми являются разрезы девона и карбона, перми и триаса, верхнего мела и палеогена.

#### ЛИТЕРАТУРА\*

- Авакян Л.А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 71 с.
- Агамалян В.А. Стратиграфия докембрия Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, №4, с. 26-39.
- Агамалян В.А. Кристаллический фундамент Армении. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. доктора геол. наук, Ереван, 1998, 35 с.
- Азарян Н.Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1963, 250 с.
- Азарян Н.Р. Стратиграфические подразделения триаса и юры Армянской ССР и Нахичеванской АССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, Т. 34, №1, с.8-24.
- Айрапетян Ф.А. К ярусному подразделению отложений палеогена Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2003, №2, с.3-6.
- Акопян В.Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений Юго-Восточного Зангезура. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, 264 с.
- Акопян В.Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1978, 286 с.
- Аракелян Р.А. Палеозойские отложения Армении. Тр. конф. по вопр. рег. геол. Закавказья. Баку: Изд. АН АзССР, 1952, с.5-12.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении, Ереван: Айпетрат, 1958, 430 с.
- Асланян П.М. Стратиграфия и моллюски верхнепалеогеновых отложений юго-западной части Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1970, с. 80-260.
- Атлас ископаемой фауны Армянской ССР, под ред. В.Т.Акопяна. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974, 836 с.
- Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964, 299 с.
- Геология Армянской ССР, т. 2. Стратиграфия. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964, 428 с.
- Геология СССР, т.43, Армянская ССР. М.: Изд. "Недра", 1970, 464 с.
- Григорян А.Г. Конодонты пограничных отложений перми и триаса Армянской ССР. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. М., 1990, 18 с.
- Григорян А.Г. Некоторые проблемы стратиграфии Джерманисского месторождения угля Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2003, № 3, с.40-45.
- Григорян С.М. Нуммулитоиды и орбитоиды Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 250 с.
- Егоян В.Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1955, 180 с.
- Кожевников А.В., Милановский Е.Е., Саядян Ю.В. Очерк стратиграфии антропогена Кавказа. Ереван-Ленинград: Изд. АН АрмССР, 1977, 82 с.
- Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Кочиркевич Б.В., Гусева Е.А., Кропачева Г.С., Ростовцев К.О., Вукс Г.П., Чедия И.О. Позднепермский этап эволюции органического мира. Джульфинский и дарашамский ярусы СССР. Л.: Наука, 1984, 199 с.
- Мартirosян Ю.А. Биостратиграфия позднемеловых-раннепалеогеновых отложений юга Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 120 с.
- Мартirosян Ю.А. Фораминиферы верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений юго-западной части Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1970, с.7-79.
- Объяснительная записка к стратиграфической шкале пермских отложений области Тетис. Л., 1980, 51 с.
- Основные черты стратиграфии пермской системы СССР.-Л.: Недра, 1984, т.286, 280 с.
- Паффенгольц К.Н. Геология Армении. М.-Л.: Госгеолтехиздат, 1948, 868 с.
- Паффенгольц К.Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 506 с.
- Пиджян Г.О., Карапетян А.И., Садоян А.А., Асланян П.М. Геологическое строение и рудоносность бассейна реки Арпа Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1982, 176 с.
- Ренгартен В.П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР т.6, 1959, 537 с.
- Ростовцев К.О., Азарян Н.Р. Граница палеозоя и мезозоя в Закавказье и новый ярус верхней перми. Сов. геол. 1974, №4, с.70-82.
- Саакян-Гезалян Н.А. Фораминиферы третичных отложений Ереванского бассейна. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1957, 141 с.
- Саркисян О.А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Ереван: Изд. "Митк", 1966, 178 с.
- Саядян Ю.В. Общая схема стратиграфии и палеогеографических событий верхнего миоцена, плиоцена и четвертичного периода Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2003, №1, с.16-22.
- Харазян Э.Х. Новейший вулканизм СЗ части Армянской ССР. В кн.: Вулканизм и формирование полезных ископаемых в Альпийской геосинклинальной зоне Карпаты, Крым, Кавказ. Новосибирск: Наука, 1973, с.123-137.
- Харазян Э.Х. Долеритовые базальты Севанского бассейна и некоторые вопросы новейшего вулканизма Гегамского нагорья. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, №2, с.28-39.
- Մարգարյան Հ.Հ. Հայաստանի նեոգենի Երևանի և Մարտիրոսյանի հարթավայրի ժամանակահատվածի շերտերի շերտավորումը. 1989, 250 էջ:
- Alekseev A., Barsukov L., Grigorian A., Kolesov G., Nazarov M. The permian-Triassic boundary event: Geochemical investigation on of Transcaucasian section //Abst. Lunar. and Planet. Sci. Conf., 14th, 1983, p.3-4.

\* ) В список литературы включены в основном монографии и некоторые наиболее важные научные статьи по стратиграфии территории Армении.

**ՇԵՐՏԱԳՐԱԿԱՆ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱՄԿՅՈՒՆՔՆԵՐԸ ԵՎ  
ԽՆԴԻՐՆԵՐԸ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅՈՒՆՈՒՄ**

**Հ. Հ. Սարգսյան, Է. Խ. Խարազյան, Վ. Ա. Աղամալյան,  
Ա. Գ. Գրիգորյան, Յու. Վ. Սայադյան**

**Ա մ փ ո փ ու մ**

ՀՀ-ում շերտագրական ուսումնասիրությունների պատմությունը կարելի է բաժանել 3 փուլի: Առաջինը (1920-40թթ.) բնորոշվում է Կ.Ն. Պաֆֆենհոլցի կողմից պալեոգոյան ու մեզոկայնոգոյան նստվածքային ու հրաբխածին գոյացությունների շերտագրական հիմքերի մշակմամբ: Երկրորդ փուլում (1940-90թթ.) հանրապետության երկրաբանները ձեռնամուխ եղան առանձին երկրաբանական համակարգերի հետևողական ավելի մանրամասն ու խորացված շերտագրական ուսումնասիրություններին, միաժամանակ ՀՀ ամբողջ տարածքում կատարվեցին խոշորամասշտաբ հանութային և որոնողական աշխատանքներ: Այդ ուսումնասիրությունները հիմնված էին հնէաբանական, երկրաֆիզիկական, իզոտոպային և այլ նորագույն մեթոդների վրա և հնարավորություն տվեցին մանրամասնելու Կ.Ն. Պաֆֆենհոլցի մշակած շերտագրական սխեման, ճշտելու առանձին շերտագրական ստորաբաժանումների հասակը, շերտագրական դիրքն ու փոխհարաբերությունը, առանձնացնելու բնորոշիչ հորիզոններ, շերտատիպ կտրվածքներ, բազմաթիվ նոր տեղական և ընդհանուր շերտագրական ստորաբաժանումներ, համահարաբերակցելու այդ ստորաբաժանումները ՀՀ տարբեր երկրատեկտոնական զոնաներում, ինչպես նաև Եվրասիայի տարբեր տարածաշրջանների հետ: Այդ աշխատանքները հնարավորություն տվեցին մշակելու ՀՀ տարածքը կազմող մինչքեմբրիի, պալեոգոյի, մեզոգոյի ու կայնոգոյի գոյացությունների նոր, ավելի մանրամասն ու փաստացի նյութերով հիմնավորված հասակային մասնատման սխեմաներ, որոնք հիմք հանդիսացան խոշորամասշտաբ երկրաբանահանութային աշխատանքների կատարման, տեկտոնական, մետաղագոյացման, ջրաերկրաբանական քարտեզների կազմման, ինչպես նաև օգտակար հանածոների հանքավայրերի որոնողահետախուզական աշխատանքների ավելի արդյունավետ կազմակերպման համար: Կարևորագույն բնորոշիչ շերտախմբերի և հորիզոնների հասակի ու շերտագրական դիրքի որոշումը և իզոտոպային տվյալները հնարավորություն տվեցին ճշտելու ինտրուզիվ ապարների հասակը և մշակելու դրանց հասակային մասնատման միասնական սխեմա, ըստ որում՝ շերտագրական մեթոդներով ինտրուզիվ զանգվածների հարաբերական հասակի որոշումը մեծ մասամբ համապատասխանում է իզոտոպային տվյալներին: Մեր երկրաբանների կողմից մշակված վերին պալեոգոյի, տրիասի, յուրայի, կավճի ու պալեոգենի շերտագրական սխեմաները քննարկվեցին ու հաստատվեցին ՄՇԿ-ի համապատասխան հանձնաժողովներում և օգտագործվեցին ԽՍՀՄ հարավի Ալայան մարզի նշված համակարգերի միասնականացված և համահարաբերակցման սխեմաների կազմման ժամանակ: Երրորդ փուլը (1990թ.-ից մինչ այժմ) բնորոշվում է հետևողական շերտագրական ուսումնասիրությունների ու երկրաբանահանութային աշխատանքների խիստ թուլացումով: Այս փուլում դեռևս, կարբոնի, պերմի, յուրայի ու կավճի շերտագրական ուսումնասիրություններ չեն կատարվել: Որոշ աշխուժացում նկատվում է մինչքեմբրի, վերին պերմի, տրիասի, պալեոգենի և չորրորդականի շերտագրության բնագավառում:

Մինչքեմբրի փոխակերպային համալիրը (փոխակերպային թերթաքարեր, գնեյսներ, ամֆիբոլիթներ, մարմարներ) կազմում է տարածքի բյուրեղային հիմքը, մակերևութային մերկանում է Ծաղկունյաց անտիկլինորիումի միջուկում, հորատանցքերով բացահայտված է նաև Միջինարաքսյան ճկվածքում: Այն մասնատվում է 2 խոշոր հասակային խմբերի՝ ստորին մասը (արգականի սերիա) վերագրվում է գրենվիլյան հասակին, իսկ վերինը (դալարի, հանքավանի սերիաներ)՝ վերին պրոտերոզոյին: Մերիաների կազմում առանձնացվում են համապատասխանաբար 3 և 4 շերտախմբեր: Հասակի որոշման հիմքում ընկած են վերին սերիան պատռող պլազիոգրանիտային ֆորմացիայի Rb/Sr իզոքրոն հասակի որոշումները ( $678 \pm 77$  մլն տարի): Ստորին արգականի սերիայի գրենվիլյան հասակը որոշվում է նրա փոխակերպության ավելի բարձր աստիճանով և երկու սերիաների միջև դիտվող փոխակերպային «աններդաշնակության» առկայությամբ: Շանչադինի անտիկլինորիումի միջուկում մերկացող փոխակերպային ապարները դիտարկվում են որպես հերցինյան (ըստ որոշ հեղինակների՝ բայկալյան) հիմքի ելուստ: Օֆիոլիթային գոտու փոխակերպային ապարների փոքր ելքերը հավանաբար հանդիսանում են հիմքի պոկված ու բարձրացված բեկորներ, իսկ հարավային Չանգեզուրի փոխակերպային ապարներն ունեն կոնտակտ-փոխակերպային բնույթ և ստորին կավճի հասակ:

Վերին պրոտերոզոյի ենթապլատֆորմային (միոգեոսիկլինալային) բնույթի ծովային նստվածքներ տարածված են Սերձարաքսյան զոնայում և Չանգեզուրում, փոքր ելքեր

հայտնի են Միջինարարսյան ճկվածքում: Վերին դեռնը և ստորին կարրոնը ներկայացված են ավազաքարերով, կավերով, ավազակավային քերթաքարերով, քվարցիտներով և կրաքարերով: Վերին դեռնում հայտնի են ֆրանի ու ֆամենի, իսկ ստորին կարրոնում՝ տուրնեի ու վիգեի հարկերը: Դրանց կազմում առանձնացված են 4 ենթահարկեր, ֆաունայով շերտեր և շերտախմբեր: Պերմի տարատեսակ կրաքարերն ունեն ավելի լայն տարածում: Հայտնի են պերմի երկու բաժինները: Ստորին պերմում առանձնացված են յախթաշյան ու բոլորյան հարկերը, իսկ վերին պերմում՝ կուբերգանդինյան, մուլդաբի, միդիյան, ջուլֆայի ու դարաշամի հարկերը և 6 շերտախմբեր: Կարևոր է նշել, որ մեզ մոտ առանձնացված ջուլֆայի ու դարաշամի հարկերը Միջագգային ՄՇԿ-ի կողմից հաստատվեցին որպես վերին պերմի հիմնական հարկային ստորաբաժիններ:

Մեզոզոյր ներկայացված է իր 3 համակարգերով և բոլոր բաժիններով: Ստորին տրիասի կարբոնատային ապարներն ունեն սահմանափակ տարածում Մերձարարսյան գոնայում և տարածականորեն ու աստիճանական անցումներով կապված են պերմի նույնատիպ նստվածքների հետ, հնէաբանորեն լավ բնութագրվում են և կարող են շերտատիպային հիմք հանդիսանալ Ալպյան մարզի հասակակից կտրվածքների շերտագրական մասնատման սխեմայի կազմման համար: Ստորին տրիասում առանձնացված են ինդյան և օլենեկյան հարկերը, 8 կոնոդոնտային գոնաներ և մի քանի շերտախմբեր: Միջին տրիասի նստվածքներն անջատվում են պայմանականորեն, ըստ շերտագրական դիրքի: Վերին տրիասը ներկայացված է ածխաբեր ֆացիաներով, սակավ կրաքարերով և կարնիյան ու նորիյան հարկերով: Յուրայի հրաբխածին, հրաբխածին-նստվածքային և նստվածքային ապարները լայնորեն տարածված են Վիրահայոց-Ղարաբաղի գոնայում: Հայտնի են յուրայի բոլոր բաժիններն ու հարկերը, որոնց կազմում առանձնացվում են մի շարք շերտախմբեր ու ենթաշերտախմբեր: Ստորին-միջին յուրայի կավաավազային ապարների փոքր ելքեր հայտնի են Վայքի անտիկլինորիումում: Կավճի ցամաքածին, կարբոնատային ու հրաբխածին ապարները լայնորեն տարածված են ՀՀ բոլոր կառուցվածքաֆորմացիոն գոնաներում: Կավճը ներկայացված է իր բոլոր բաժիններով ու հարկերով, որոնք ֆաունայով լավ են բնութագրված և մասնատվում են բազմաթիվ շերտախմբերի: Կատարված է վերին կավճի մանրակրկիտ կենսաշերտագրական մասնատում, որի արդյունքում հարկերի կազմում անջատված են կենսազոնաներ, բազմաթիվ ֆաունայով շերտեր և ֆաունայով հորիզոններ:

Պալեոգենի գոյացությունները լայնորեն տարածված են Բագում-Չանգեգուրի և Մերձարարսյան գոնաներում, ըստ որում առաջինում ներկայացված են առավելապես հրաբխածին և հրաբխանստվածքային, իսկ երկրորդում՝ նստվածքային և տուֆանստվածքային ապարներով: Մշակված է պալեոգենի բավականին մանրամասն շերտագրական սխեմա, առանձնացված են հետևյալ ստորաբաժանումները, ստորին պալեոգեն՝ դանիական հարկ, վերին պալեոգեն՝ գելանդի և տանեսոի հարկեր, ստորին էոգեն՝ իլերդի ու քյուիզի հարկեր, միջին էոգեն՝ լյուտեսոի ու բարտոնի հարկեր, վերին էոգեն՝ պրիաբոնի հարկ և օլիգոգեն՝ ռյուպելի ու իւասոի հարկեր, ինչպես նաև մի շարք կենսազոնաներ, ֆաունայով հորիզոններ ու բազմաթիվ շերտախմբեր: Նեոգենի գոյացությունները լայն տարածում ունեն Հայկական հրաբխային բարձրավանդակում, Շիրակի, Ծաղկունյաց, Չանգեգուրի լեռնաշղթաներում, Մերձարարսյան նախալեռնային գոտում, Միջինարարսյան ճկվածքում, Վայոց ձորում, Որոտանի ավազանում և ներկայացված են խիստ տարաբնույթ ֆացիաներով (աղաբեր ու ցամաքածին, լճային, հրաբխածին): Նեոգենի կազմում առանձնացված են հետևյալ ստորաբաժանումները. վերին օլիգոգեն-ստորին միոգեն (ստորին մուլասներ՝ Հացավանի շերտախումբ), միջին միոգեն (չոկյուակի, կարագանի, կոնկի, սարմատի հարկեր՝ Ջրվեժի աղագիպսաբեր, Հրագոյանի շերտախմբեր), վերին միոգեն-ստորին պլիոգեն (մեոթիսի, պոնտի, կիմերյան հարկեր՝ Ողջաբերդի շերտախումբ), վերին պլիոգեն (դոլերիտային բազալտներ, հրաբխաքարեր, ավազազլաքարային, դիատոմիտային նստվածքներ, լավաներ՝ Նորադուզի, Գորիսի, Միսիանի, Նուբարաշենի շերտախմբեր): Չորրորդական համակարգի լճային, լճագետային, հեղեղաբերուկ նստվածքները լցնում են միջլեռնային իջվածքները (Շիրակի, Արարատյան, Սևանի, Որոտանի), իսկ տարատեսակ հրաբխային գոյացությունները տարածված են Ջավախքի, Արագածի, Գեղամա, Վարդենիսի և Չանգեգուրի լեռնավահաններում: Իջվածքներում առանձնացված են պլեյստոգենի (1,66-0,01 մլն տարի) և հոլոգենի բաժինները: Պլեյստոգենը մասնատվում է էոպլեյստոգենի (միջին և վերին)՝ 1,66-0,8 մլն տարի և նեոպլեյստոգենի՝ ստորին՝ 0,8-0,42 մլն տարի, միջին՝ 0,42-0,1 մլն տարի և վերին՝ 0,1-0,01 մլն տարի: Չորրորդական նստվածքներում առանձնացված են նաև մի քանի շերտախմբեր: Հրաբխային գոյացությունների մասնատումը (ստորին, միջին, վերին չորրորդական, հոլոգեն) որոշ չափով պայմանական է:

ՀՀ տարածքի շերտագրական ուսումնասիրությունների արդյունքների ամփոփումը վկայում է այդ բնագավառում Հայաստանի երկրաբանների զգալի նվաճումների մասին, որոնց արդյունքը երկրաբանական հանույթի ու քարտեզագրման համար հուսալի և փաս-

տագի նյութերով հիմնավորված հայտնի բոլոր հասակային գոյացությունների մանրամասն շերտագրական սխեմաների ստեղծումն է: Դրա հետ մեկտեղ կարելի է նշել մոտ ապագայում շերտագրական ուսումնասիրությունների հետևյալ առաջնահերթ խնդիրները և պահանջները:

Համակարգային մանրակրկիտ կենսաշերտագրական ուսումնասիրությունների կատարում, ֆաունայի ուրոշ խմբերի շերտագրության նշանակության վերագնահատում, որը հնարավորություն կստեղծի պալեոգոյի, մեզոգոյի և կայնոգոյի համակարգերի բաժինների, ենթաբաժինների և հատկապես հարկերի կտրվածքներում առանձնացնելու ռեգիոգոնաներ, կենսազոնաներ, ֆաունայով հորիզոններ և ֆաունայով շերտեր ու զոնաների դրանք համահարաբերակցելով Եվրասիական և աշխարհի այլ տարածքների համապատասխան ստորաբաժանումների հետ: Այդպիսի աշխատանքներ առայժմ կատարված են վերին պերմի, ստորին տրիասի, վերին կավճի և մասամբ պալեոգենի համար:

Առաջնահերթ խնդիրներից են ՀՀ լայնորեն տարածված միոցեն-չորրորդական հզոր հրաբխածին և հրաբխաբեկորային գոյացությունների ավելի մանրամասն մասնատումը, շերտագրական հասակի սահմանների ճշտումը և կտրվածքների համահարաբերակցությունը: Այդ ապարները ապարագրական տեսակետից բավականին լավ են ուսումնասիրված և դասակարգված, սակայն հասակային փոխհարաբերությունների առումով կան դեռևս շատ վիճելի և չլուծված հարցեր:

Բոլորովին չի ուսումնասիրված դեռևս, կարբոնի, պերմի, միջին և վերին տրիասի, յուրայի և ստորին կավճի միկրոֆաունան, գոյություն ունեն միայն առանձին «ցուցակային» որոշումներ: Շատ թույլ են զարգացած հնաբուսաբանական ուսումնասիրությունները, այդ թվում նաև պալինոլոգիական: Որոշ օրգանական խմբեր համարյա ուսումնասիրված չեն, օրինակ՝ պալեոգոյան քրինոիդները, մամուկերպերը, մեզոգոյան ու կայնոգոյան ծովազնիները, հատկապես պետք է նշել նանոպլանկտոնի ուսումնասիրության ցածր աստիճանը:

Անհրաժեշտ է ավելի լայնորեն օգտագործել մագնիսաշերտագրությունը, ստեղծել ՀՀ տարածքի տարբեր համակարգերի մագնիսաշերտագրական սխեմաներ, շերտագրության մեջ կիրառել քարաբանական, միներալաբանական և երկրաքիմիական մեթոդներ բնորոշիչ միներալներ, առանձին քիմիական տարրեր, հատկապես հազվագյուտ ու ռադիոակտիվ, պարփակող կտրվածքների մասնատման, համահարաբերակցության համար: Իրենց կիրառմանն ու զարգացմանն են սպասում սեյսմաշերտագրությունը, իրադարձային շերտագրությունը, ճշգրիտ մեթոդները (մաթեմատիկական, համակարգչային), հատկապես վիճակագրական, որը կնվազեցնի հնէաբանի սուբյեկտիվությունը և նյութի մշակման ժամանակը:

Երկրաբանահանութային աշխատանքների և շերտագրական ուսումնասիրությունների կոորդինացման, կատարելագործման նպատակով նպատակահարմար է ստեղծել հանրապետական միջգերատեսչական շերտագրական կոմիտե, որը պետք է կազմակերպի և հսկի հանրապետության շերտագրական ծառայությունը, ապահովի քարտեզագրական աշխատանքների ու շերտագրական ուսումնասիրությունների գիտամեթոդական ղեկավարությունը, քննարկի և որոշումներ ընդունի շերտագրության ակտուալ հարցերի վերաբերյալ:

Հայաստանի շերտագրության առջև կան նաև հստակ խնդիրներ՝ կապված միջազգային մասշտաբով որոշ պրոբլեմների լուծման հետ: ՀՀ տարածքը փոքր է, բայց շատ երկրաբանական կտրվածքներ իրենց լրիվությամբ, հնէաբանական բնութագրմամբ բացառիկ են և կարող են ծառայել որպես շերտատիպեր Եվրասիայի միասնականացված սխեմաների մշակման, ինչպես նաև՝ էոգենի և օլիգոգենի, պերմի և տրիասի սահմանի ճշտման համար: Այդպիսիք են՝ դեռևս և կարբոնի, վերին պալեոգոյի և տրիասի, վերին կավճի և պալեոգենի կտրվածքները:

## RESULTS AND TASKS OF STRATIGRAPHIC STUDIES IN THE REPUBLIC OF ARMENIA

H. H. Sargsyan, E. Kh. Kharazyan, V. A. Aghamalyan, A. G. Grigoryan, Yu. V. Sayadyan

### Abstract

The article summarizes results of stratigraphy studies that have been accomplished in the R.A., as well as their current status, the rate of knowledge available, the role and importance such studies have for preparation of international (general) and local stratigraphy tables and geological maps. Consideration is given to some controversial issues and problems of stratigraphy, which have not been studied sufficiently or are disputable. Particular attention is paid to priority tasks and problems of stratigraphy in Armenia to be set for further investigations.

## МЕТОДИКА ИДЕНТИФИКАЦИИ ФОРМАЦИОННОГО ТИПА ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ С ПРИМЕНЕНИЕМ БАЙЕСОВСКОЙ СТАТИСТИКИ

© 2004 г. С. В. Григорян\*, А. Е. Оганесян\*, А. З. Адамян\*\*

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

\*\*<sup>\*)</sup> Центр эколого-ноосферных исследований НАН РА  
375025, Ереван, ул. Абовяна; 68, Республика Армения  
ecocenter@rambler.ru, ecocenter@sci.am  
Поступила в редакцию 22.09.2004 г.

В результате обработки результатов литогеохимического опробования различных формационных типов эталонных рудных месторождений с применением Байесовской статистики разработана методика идентификации по единичным пробам формационной принадлежности литогеохимических аномалий (как вторичных, так и первичных). Проверка эффективности разработанного способа по ряду аномалий показала его высокую надежность. Преимуществом предложенной методики по сравнению с существующими является возможность идентификации аномалий по единичным пробам с ограниченным числом элементов-индикаторов (до 3-4), что резко расширяет сферы ее практического применения.

Известно, что в настоящее время в связи с истощением фонда выходящих на поверхность месторождений (в большинстве стран он полностью исчерпан), скрытые на глубине месторождения (слепые, погребенные и слабо проявленные на поверхности) остаются единственным резервом прироста запасов минерального сырья. По этой причине в настоящее время основным направлением научных исследований в области поисков минеральных месторождений являются разработка и внедрение в производство геологоразведочных работ эффективных методов поисков и оценки скрытых месторождений. Опыт последних лет убедительно показывает, что в решении этой проблемы наиболее эффективными являются геохимические методы и, прежде всего, литогеохимические, основанные на результатах опробования коренных пород, а также почв и почвообразующих рыхлых отложений.

Опыт геохимических поисков показывает, что одной из наиболее сложных задач поисков скрытого оруденения является определение рудно-формационной принадлежности выявленных при геохимическом опробовании геохимических аномалий, особенно в пределах закрытых площадей, где рудовмещающие породы перекрыты рыхлыми отложениями различной мощности. Для решения этой задачи предложен критерий горизонтальной зональности (Григорян, 1987), однако его применение имеет ряд ограничений, поэтому усилия в разработке более эффективных критериев продолжаются.

В настоящей статье описывается новая методика определения формационной принадлежности литогеохимических аномалий, основанная на применении при обработке результатов анализа геохимических проб Байесовской статистики.

Байесовский метод, как показано в работе (Григорян, Ляхович, 2000), является одним из перспективных способов решения проблемы идентификации формационной принадлежности геохимических аномалий. В этой работе описан способ отнесения исследуемой аномалии к оп-

ределенному формационному типу золоторудных месторождений по результатам изучения состава элементов-примесей в рудных минералах.

Рассмотрим принцип такого подхода при определении формационной принадлежности геохимических аномалий по типоморфным элементам-индикаторам.

Пусть число равновероятных несовместимых событий  $A$  (под событием понимают принадлежность аномалии к месторождению определенного генетического типа) в рассматриваемом множестве  $\Omega$  формаций равно  $m$ . Каждый анализируемый объект (в данном случае геохимическая аномалия) характеризуется  $n$  признаками (содержание элементов-индикаторов), и эти признаки приняли значения:  $x_1 = x_1^0, x_2 = x_2^0, \dots, x_n = x_n^0$ . Тогда вероятность того, что при наличии данного набора признаков  $K_i = (x_1^0, x_2^0, \dots, x_n^0)$  аномалия принадлежит  $i$ -тому классу ( $i$ -ой формационной группе месторождений), т.е. реализуется событие  $A_i$ , будет определена по формуле Байеса:

$$P(A_i | K_i) = \frac{P(A_i) f_i(x_1^0 \dots x_n^0)}{\sum_{i=1}^m P(A_i) f_i(x_1^0 \dots x_n^0)}$$

Значения  $P(A_i) f_i(x_1^0 \dots x_n^0)$  находятся в соответствии с правилами расчета сложной вероятности, как:

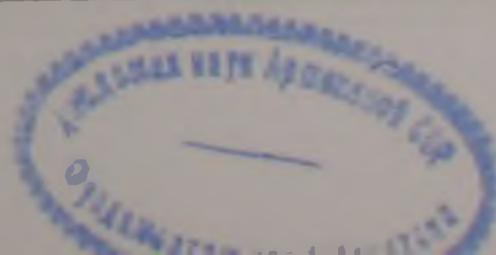
$$P(A_i) f_i(x_1^0 \dots x_n^0) = \prod_{i=1}^n P(A_i) f_i(x_1^0 \dots x_n^0)$$

Таким образом, поставленная задача решается на основе сравнения априорных вероятностей распределения в геохимических аномалиях ранее измеренных признаков, в данном случае содержания химических элементов-индикаторов в геохимических аномалиях эталонных по формационной принадлежности месторождений, с апостериорными вероятностями, полученными измерением этих признаков в опознаваемой геохимической аномалии.

Основные методические требования при фор-

Априорные вероятности содержаний элементов (z/m)

Формации	Интервал группирования содержаний элементов															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<b>Ni</b>																
I							1,6	13,6	61	18,7	5	0,1				
II						1,5	46,4	9,1	30,6	12,4						
III								28,7	68,8	2	0,5					
IV							1,6	18,3	38,3	39,2	2,5	0,3				
V					86,8	12,6	0,5									
VI			4,8	24,5	31,6	2										
VII							13	39	7,8	36,4	3,9					
VIII						6,2	54,2	20,9	6,2	9,9	1,8	0,7				
IX										12	60,6	21	6			
X									34,3	51,1	14,5		0,8			
XI										2,1	96,5	1,3				
XII			15,2	69,6		13	2,2									
XIII								7,3	36,4	24,5	31	0,9				
<b>Co</b>																
I								18	45,4	34,7	1,8	0,1				
II									6,8	81	12,1					
III							29,4	55,4	15,2							
IV							9,4	14,9	29,8	41,7	4,2					
V				57,9	41,6	0,5										
VI			15,2	71,7	7,1											
VII								13,9	74,7	11,4						
VIII							1,4	26	68,5	4						
IX										41,8	47,2	10,9				
X							9,3	27,1	38	23,2	2,3					
XI									4,3	52,6	42,7	0,4				
XII				65,3	22,4	12,2										
XIII									82,4	15,7	0,9	0,9				
<b>Cu</b>																
I								0,6	4,9	10,5	20,7	52,1	10,7	0,5		
II										0,4	4,6	31	55,3	8,8		
III									4	7	11	20	36	20	2	
IV											11,5	54,2	25,3	7,4	1,6	
V					9,6	27,8	49	13,1	0,5							
VI		16,7	21,9	10,9	16	12,4	14,5	5,8	1,5							
VII						2,5	1,3	15	26,3	28,8	22,5	3,7				
VIII									6,5	5,8	12,7	21	29,4	23,2	1,4	
IX											40	15,1	14	17,2	12,5	
X									2,4	9,6	36	20,8	10,4	3,2		
XI										1,7	46,5	23,5	24,3	3,9		
XII			24,5	43,4	17	13,2	1,9									
XIII									3,7	19,4	68,5	8,3				
<b>Mo</b>																
I							15,1	42,4	31,6	8,6	2,1	0,2				
II										11	43	26,6	19,5			
III										1,9	20,1	23,5	31,9	18,6	3,9	
IV							27,9	28,3	25,8	10,6	6,4	0,7	0,3			
V			15,9	50,3	27	5,3		1,6								
VI		25,8	31,5	15,7	7,9	15,7	2,2	1,1								
VII								6,3	41,8	38	11,4	2,5				
VIII								3,6	36,2	42	16,7	1,5				
IX								23,9	31,6	17	20,4	4,5	2,3			
X							26,7	45,8	20,6	3,8	3					
XI							8,3	64,5	24,6	1,7	0,4		0,4			
XII	83,3	16,7														
XIII							8,2	16,5	56,9	14,6	3,7					



	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<b>Pb</b>																
I								0,13	16,5	66,9	14,5	1,4	0,26	0,13		
II							14,2	44,3	33,6	4,7	1,6	0,8	0,8			
III							1,5	40,4	46,3	10,8	0,5	0,5				
IV										34,1	48,5	13,5	3,2	0,3	0,3	
V				42,3	43,9	1,6										
VI		4,3		37	56	5,2	0,9	0,9								
VII									39,7	47,4	5,1	6,4	1,3			
VIII						0,7	27,6	54	14	2,6	1,1					
IX									15,4	73,6	7,7	3,3				
X										21	37,1	16,1	12,9	5,6	2,4	4,8
XI										5,2	55,6	24,3	13	0,9	0,4	0,4
XII			72,4	20,7		6,9										
XIII										14,8	52,8	31,5	0,9			
<b>Zn</b>																
I									0,37	1,87	51,7	45,4	0,2	0,1	0,2	
II							20	46,5	26,9	5,3	0,4	0,8				
III									81,2	14,7	4,1					
IV										6,7	68,2	23,5	1,6			
V			29,8	62,8	5,8	1	0,5									
VI		2,1	51,1	34	8,5	4,2										
VII									7,5	76,3	12,5	3,7				
VIII									1,1	7,7	64	23,5	3,3	0,4		
IX									1,1	62,5	31,8	4,5				
X					9,3	25,6	31	22,5	4,6	0,8	6,2					
XI									51,7	44,8	3	0,4				
XII			66,7	28,9	4,5											
XIII										10,2	37	34,3	18,5			
<b>Ag</b>																
I					75	10,2	12,1	1,9	0,7							
II						0,8	25,3	58	13,6	2,3						
III							1,5	23,5	30,6	41,3	2,5	0,5				
IV								39,7	31,8	22,3	4,3	1,6				
V	85,9	9,2	4,9													
VI	52,2	43,5	4,4													
VII						60,3	16,7	17,9	5,1							
VIII						73,5	10	14,3	2,2							
IX							40,2	18,1	28,5	9,2	3,4					
X					1,5	23,7	25,2	20,6	5,3	11,4	7,6	4,6				
XI					12,1	28,3	47,1	10,1	1,6							
XII	28,6	42,9	28,6													
XIII				63,9	26,4	6,4	2,7	0,9	0,9							

Интервалы содержаний элементов (г/т) 1 0,0003-0,001; 2 0,001-0,003; 3 0,003-0,01; 4 0,01-0,03; 5 0,03-0,1; 6 0,1-0,3; 7 0,3-1; 8 1-3; 9 3-10; 10 10-30; 11 30-100; 12 100-300; 13 300-1000; 14 1000-3000; 15 3000-10000; 16 10000-30000

*Типы формаций*

- I – Медно-молибденовый (Cu-Mo) Каджаран, почвы
- II – Медно-молибденовый (Cu-Mo) Каджаран, буровые скважины
- III – Медно-молибденовый (Cu-Mo) Сунгун (Иран), буровые скважины
- IV – Медно-молибденовый (Cu-Mo) Сунгун (Иран), почвы
- V – Медно-молибденовый (Cu-Mo) Джиндара, буровые скважины
- VI – Медно-молибденовый (Cu-Mo) Агарак, почвы
- VII – Медно-молибденовый (Cu-Mo) Шадан 1, поверхность, коренные породы
- VIII – Медно-молибденовый (Cu-Mo) Шадан 2, поверхность, коренные породы
- IX – Скарново-медный (Ск-Cu) Анджерд (Иран), буровые скважины
- X – Жильный свинцово-цинковый (Pb-Zn) Рашидабад (Иран), почвы
- XI – Кварц-золоторудный (Кв-Au) Харвана (Иран), почвы
- XII – Золото-полиметаллический (Au-p-m) Тей-Личквас, почвы
- XIII – Нефтегазовый (нефть) Карачаганак (Казахстан), почвы

мировании априорных вероятностей согласно Байесовскому подходу – статистическая представительность выборок, на основании которой оцениваются значения априорной вероятности данного признака, а также вероятность формационной идентификации объектов, на которых создается массив эталонных признаков.

Для реализации процедуры распознавания образа необходимо располагать адекватными решаемой задаче эталонами, представляющими собой априорные модели, разработанные на основе предварительного моделирования по определенному признаку конкретных объектов; в нашем случае это особенности распределения элементов-индикаторов в геохимических аномалиях различных формационных типов месторождений-эталонов.

В качестве априорных геохимических моделей различных формационных типов были использованы собранные авторами анализы почв и коренных пород в пределах месторождений различных формационных типов, обобщенные в форме приведенных в табл.1 частостей распределения содержаний элементов-индикаторов. Последние и представляют собой априорные вероятности распределения элементов-индикаторов в геохимических аномалиях эталонных месторождений.

Приведенные в табл.1 априорные вероятности содержаний элементов формационных типов месторождений являются типоморфными для Армении и Ирана – стран, характеризующихся сход-

ными металлогеническими особенностями.

В табл.1 приведено только ограниченное число элементов-индикаторов Ni, Co, Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, поскольку использованные для составления таблицы геохимические аномалии были исследованы на разные числа элементов, и по этой причине только приведенные выше 7 элементов оказались "сквозными" для исследованных эталонных месторождений. Очевидно, чем больше элементов, тем выше надежность методики, откуда следует один из наиболее эффективных путей дальнейшего совершенствования рассматриваемой методики: этот путь – использование при составлении таблицы априорных вероятностей возможно максимально большего числа элементов-индикаторов. Однако, как показал опыт, несмотря на ограниченное число элементов в эталонной таблице идентификация формационной принадлежности литогеохимических аномалий во всех случаях оказалась верной (было выполнено 5 испытаний).

Для иллюстрации практической реализации описанной выше методики в идентификации формационных литогеохимических аномалий ниже рассматриваются 2 примера определения формационной принадлежности различных геохимических аномалий из пяти выполненных испытаний, причем все они были осуществлены одной пробой, отобранной из подлежащей идентификации аномалии.

Аномалия Сонаджил была выявлена в Ахарском районе северо-западного Ирана в резуль-

Таблица 2

Апостериорные вероятности идентификации формационного типа аномалии Сонаджил (проба С-3)

NN	Формационные типы	Апостериорные вероятности элементов							Произв. апостериорных вероятностей	Вероятность идентификации (%)
		Ni	Co	Cu	Mi	Ag	Pb	Zn		
I	Cu-Mo. Каджаран, почвы.	0,016	0,454	0,010	0,021	0,121	0,145	0,454	0,00000000	0,530
II	Cu-Mo. Каджаран, буровые скважины.	0,031	0,068	0,010	0,430	0,253	0,016	0,008	0,00000000	0,013
III	Cu-Mo. Сунгун (Иран), буровые скважины.	0,287	0,152	0,020	0,201	0,015	0,005	0,010	0,00000000	0,006
IV	Cu-Mo. Сунгун (Иран), почвы.	0,183	0,298	0,010	0,064	0,397	0,485	0,235	0,0000016	68,824
V	Cu-Mo. Джиндара, буровые скважины.	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,00000000	0,000
VI	Cu-Mo. Агарак, почвы.	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,00000000	0,000
VII	Cu-Mo. Шадан 1, поверхность, коренные породы.	0,390	0,747	0,010	0,114	0,167	0,050	0,125	0,0000003	15,107
VIII	Cu-Mo. Шадан 2, поверхность, коренные породы.	0,209	0,685	0,014	0,167	0,100	0,010	0,640	0,0000002	9,336
IX	Скарн.-Cu. Анджерд (Иран), буровые скважины.	0,010	0,010	0,125	0,204	0,402	0,080	0,318	0,00000000	1,137
X	Pb-Zn. Рашидабад (Иран), почвы.	0,010	0,380	0,010	0,030	0,252	0,370	0,062	0,00000000	0,287
XI	Кварц-Au. Харвана (Иран), почвы.	0,010	0,043	0,010	0,004	0,471	0,560	0,004	0,00000000	0,001
XII	Au-полим. Тей-Личквас, почвы.	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,00000000	0,000
XIII	Нефть. Карачаганак (Казахстан), почвы.	0,073	0,824	0,010	0,037	0,027	0,530	0,343	0,0000001	4,761
Сумма (I-XIII)									0,0000002	100

тате среднemasштабного геохимического опробования почв (сеть 200x200 м) на площади, где коренные рудомещающие породы были перекрыты почвообразующими автохтонными отложениями различной мощности (до 2 м). Для идентификации формационной принадлежности этой аномалии по рассматриваемой методике была использована проба С-3, отобранная из эпицентра аномалии. Из приведенных в табл. 2 данных однозначно следует медно-молибденовый тип выявленной аномалии с вероятностью 68,8% (эталон медно-молибденовое месторождение Сунгун). Примечательно, что остальные по значимости вероятности (15,1% и 9,3%) также установлены для медно-молибденовых эталонов (Шадан 1, 2, табл. 2). С учетом этого общая вероятность принадлежности испытываемой аномалии медно-молибденовому формационному типу составит более 93,2%.

На основании полученных результатов аномалия Сонаджил была признана принадлежащей медно-молибденовому промышленно-ценному формационному типу и была рекомендована к оценке. Прежде всего была использована количественно-единая вертикальная геохимическая зональность для оценки уровня эрозионного среза испытываемой аномалии (Григорян, 1999). Был установлен благоприятный эрозионный срез, который послужил основанием для буровой проверки аномалии. К настоящему времени на участке пробурена одна скважина, которая вскрыла медно-молибденовые руды, подтвердив тем самым как правильность идентификации медно-молибденовой природы аномалии, так и его благоприятный эрозионный срез.

Исследования показывают, что приведенная выше таблица априорных вероятностей эталонных геохимических аномалий, выявленных в результате детального литогеохимического опробования (обычно 100x20 м), с успехом может

быть использована также для идентификации формационного типа геохимических аномалий, выявленных в результате регионального опробования донных осадков. Для иллюстрации этого положения в табл. 3 приведены результаты расчетов, выполненных по анализам пробы донных осадков N4001, отобранной в результате регионального опробования в масштабе 1:100000 с плотностью опробования 1 проба на 5 км<sup>2</sup>. Проба отобрана из аномалии заведомо медно-молибденовой природы (фиксируют потоки рассеяния известного медно-молибденового рудопроявления). Как следует из данных табл. 3, испытываемая проба с вероятностью 50,7% относится к медно-молибденовому типу оруденения месторождения Каджаран и с 28,5% – месторождения Сунгун того же формационного типа. Таким образом принадлежность испытываемой пробы N4001 медно-молибденовому типу минерализации весьма высока и равняется 50,7+28,5=79,2%.

В заключение следует обратить внимание на то обстоятельство, что этот весьма положительный и обнадеживающий для широкого практического применения результат получен при использовании весьма ограниченного числа элементов-индикаторов – всего четырех, поскольку были использованы результаты ранее выполненного мелкомасштабного опробования донных осадков и анализов отобранных проб на весьма ограниченный набор элементов-индикаторов (всего 4 элемента). Это означает, что практическое значение описанной выше методики надежной идентификации формационных типов месторождений резко возрастает, поскольку она с успехом может быть использована не только для интерпретации результатов геохимического опробования, выполненного в соответствии с требованиями "Инструкции по геохимическим поискам рудных месторождений" (Григорян и др.

Таблица 3  
Апостериорные вероятности идентификации формационного типа аномалии в донных осадках (проба N4001, район Варзаган, Иран)

NN	Формационные типы	Апостериорные вероятности элементов				Произв. апостериорных вероятностей	Вероятность идентификации (%)
		Cu	Mo	Ag	Zn		
I	Cu-Mo Каджаран, почвы	0,521	0,424	0,145	0,454	0,015	50,734
II	Cu-Mo Каджаран, буровые скважины	0,310	0,010	0,016	0,008	0,000	0,001
III	Cu-Mo Сунгун (Иран), буровые скважины	0,200	0,010	0,005	0,010	0,000	0,000
IV	Cu-Mo Сунгун (Иран), почвы	0,253	0,283	0,485	0,235	0,008	28,470
V	Cu-Mo Джиндара, буровые скважины	0,010	0,016	0,010	0,010	0,000	0,000
VI	Cu-Mo Агарак, почвы	0,010	0,001	0,010	0,010	0,000	0,000
VII	Cu-Mo Шадан 1, поверхность, коренные породы	0,037	0,063	0,051	0,125	0,000	0,052
VIII	Cu-Mo Шадан 2, поверхность, коренные породы	0,210	0,036	0,011	0,640	0,000	0,186
IX	Скарн -Cu Анджерд (Иран), буровые скважины	0,151	0,239	0,077	0,318	0,001	3,083
X	Pb-Zn Рашидабад (Иран), почвы	0,208	0,458	0,371	0,062	0,002	7,645
XI	Кварц-Ау Харвана (Иран), почвы	0,235	0,645	0,556	0,004	0,000	1,176
XII	Ау-полим Тей-Личквас, почвы	0,010	0,010	0,010	0,010	0,000	0,000
XIII	Нефть Карачаганак (Казахстан), почвы	0,083	0,165	0,528	0,343	0,002	8,653
Сумма (I- XIII)						0,029	100

1983), но и результатов менее качественных геохимических съемок прежних лет, выполненных с существенными нарушениями инструктивных требований.

## ЛИТЕРАТУРА

Бочаров П.П., Печинкин А.В. Теория вероятностей. Математическая статистика. М.: Изд. "Гардарика", 1998, 328 с.  
Григорян С.В. Рудничная геохимия. М.: Недра, 1992,

294 с.

Григорян С.В. О количественно-единой геохимической зональности первичных ореолов. Сб. "Прогнозно-поисковая геохимия на рубеже XXI века". М.: Изд. ИМГРЭ, 1929, 52-55 с.

Григорян С.В., Соловов А.П., Кузин М.Ф. Инструкция по геохимическим поискам рудных месторождений. М.: Недра, 1983, с.192.

Григорян С.В., Ляхович Т.Т. Оценка геохимических аномалий по элементам-примесям в минералах. Методические рекомендации. М.: Изд. ИМГРЭ, 2000, 118 с.

## ԼԻԹՈՆԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ ԱՆՈՄԱԼԻԱՆԵՐԻ ՖՈՐՄԱՑԻՈՆ ՏԻՊԻ ԻՎԵՆՏԻՖԻԿԱՑԻԱՅԻ ՄԵԹՈԴԻԿԱՆ ԲԱՅԵՍՈՎՅԱՆ ՎԻՃԱԿԱԳՐՈՒԹՅԱՆ ԿԻՐԱՌՈՒՄԸ

Ս. Վ. Գրիգորյան, Ա. Ե. Հովհաննիսյան, Ա. Չ. Ադամյան

### Ա մ փ ո փ ու մ

Տարբեր ֆորմացիոն տիպի էտալոնային հանքավայրերի համար լիթոերկրաքիմիական նմուշարկման տվյալների (արմատական ապարներ և հողեր) մշակման արդյունքում (Բայեսովյան վիճակագրության կիրառմամբ) ստացվել է լիթոերկրաքիմիական անոմալիաների ֆորմացիոն պատկանելիության իդենտիֆիկացիայի մեթոդ՝ սահմանափակ քանակով նմուշներով (ինչպես երկրորդական, այնպես էլ՝ առաջնային): Ստացված մեթոդի էֆեկտիվության ստուգումը մի շարք անոմալիաներով ցույց է տվել դրա բարձր հուսալիությունը: Այս մեթոդի առավելությունը մյուս՝ գոյություն ունեցող մեթոդների նկատմամբ, անոմալիաների իդենտիֆիկացիայի հնարավորությունն է միասնական նմուշներով, սահմանափակ թվով էլեմենտ-ինդիկատորների համար (3-4 էլեմենտ), որը կտրուկ մեծացնում է դրա պրակտիկ կիրառման հնարավորությունը:

## A TECHNIQUE OF FORMATIONAL TYPE IDENTIFICATION FOR LITHO-GEOCHEMICAL ANOMALIES WITH APPLICATION OF BAYESIAN STATISTICS

S. V. Grigoryan, A. E. Hovhannissyan, A. Z. Adamyan

### Abstract

Processing of results of litho-geochemical sampling of soils and base rocks from diverse formational types of standard ore deposits with application of Bayesian statistics helped to develop a technique of identification by single samples of formational belonging of litho-geochemical anomalies (both secondary, and primary ones.) For a number of anomalies, efficiency of the proposed technique proved to be highly reliable. The advantage of the suggested technique compared to the existing ones is that it is possible to identify anomalies by single samples given a limited number of indicator-elements (up to 3-4), a feature that drastically extends the range of its application in practice.

## ЗОЛОТОНОСНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

© 2004 г. Ш.О.Амирян

*Институт геологических наук НАН РА  
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
E-mail: hrshah@sci.am  
Поступила в редакцию 28-07 2004 г.*

В статье рассматриваются золотоносные парагенетические ассоциации минералов золоторудных месторождений и критерии их выделения. Парагенетические ассоциации минералов служили основой классификации золоторудных месторождений. Каждая формация месторождений характеризуется своими особенностями парагенезисов минералов и ценными компонентами.

Парагенетические соотношения минералов имеют определенное значение в решении важнейших проблем теории эндогенного рудообразования и выполнении практических задач. Эти соотношения определяются физико-химическими параметрами гидротермальных минералообразующих растворов (состав, характер, температура, концентрация, давление) и поведением химических элементов в них.

Анализ парагенетических соотношений минералов является важнейшим условием выяснения генезиса руд и закономерностей их распределения во времени и в пространстве. Кроме того, парагенезисы минералов служат основой систематики рудных месторождений, так как определенные рудные формации характеризуются типоморфными парагенезисами минералов, отличающимися сходной последовательностью выделения из рудообразующих растворов.

Помимо теоретического значения, решение проблемы парагенезиса минералов имеет важное практическое значение как для прогноза оруденения, поисков и разведки рудных месторождений, так и разработки технологических схем переработки руд и извлечения из них всех ценных компонентов.

Основы учения о парагенезисах минералов были заложены А.Брейтгауптом, а в дальнейшем более детально они разработаны А.Г.Бетехтиным, Д.С.Коржинским, Н.В.Петровской и другими. Вначале под термином "парагенезис" подразумевалось совместное нахождение минералов на данном месторождении вообще (В.И.Севергин, В.И.Вернадский и др.). В настоящее время, в результате накопления огромного фактического материала и развития методов изучения и анализа руд, под термином "парагенезис минералов" понимается такое совместное нахождение минералов, которое обусловлено общностью их происхождения (А.Г.Бетехтин, Г.Шнейдерхен, Н.В.Петровская и др.). По мнению ряда исследователей, применительно к гидротермальным рудам понятия парагенезис – это совокупность минералов, возникших одновременно и последовательно в диапазоне физико-химических условий, определяющих возможность их образования без резко выраженных признаков неравновесности. Как нам кажется, это определение, наиболее подходящее из существующих, страдает

некоторыми недостатками. Во-первых, одновременность выделения минералов, в буквальном смысле слова, в природных объектах наблюдается редко, а, во-вторых, равновесность в изменчивых физико-химических системах, какими являются минералообразующие растворы, вряд ли может существовать. Как раз изменение равновесности гидротермальной системы (концентрации, состава, температуры, давления, окислительно-восстановительного потенциала, кислотности и щелочности растворов) приводит к последовательному отложению минералов. Следовательно, по нашему мнению, парагенезис – это группа (ассоциация) минералов, образованная в результате последовательного отложения отдельных минералов из одной порции гидротермальных растворов (в одну стадию минералообразования), в результате последовательного отложения минералов, нередко ранее выделенные минералы, особенно пирит, арсенопирит и сфалерит подвергаются катаклазу, замещению и цементации последующими минералами. Однако, всецелого дробления и брекчирования агрегатов данного парагенезиса не происходит. Очевидно, такие микрокатакластические явления в отдельных минералах не могут служить основой выделения парагенезисов.

При многостадийном процессе рудообразования после каждой стадии минерализации происходят новые тектонические подвижки, в результате чего продукты предыдущих стадий подвергаются дроблению. По-видимому, одновременно происходит изменение в характере рудогенерирующего источника, поэтому новое трещинообразование сопровождается выделением новых порций растворов несколько иного состава и характера, послуживших основой для отложения новых парагенезисов. Отложение минералов происходит или по новым трещинам, или же вдоль прежних. В последнем случае создаются сложные структурно-текстурные рисунки, анализ которых позволяет выделить различные парагенезисы и восстановить ход процессов минералообразования.

В изучении парагенетических соотношений минералов значительные успехи достигнуты при исследовании руд золоторудных месторождений Армении. Результаты этих исследований позволили золоторудные месторождения подразделить

на ряд формаций, выявить закономерности проявления и локализации определенных формаций и минеральных типов руд, наметить наиболее перспективные участки золоторудной минерализации, выработать минералого-геохимические критерии оценки золоторудной минерализации. Эти исследования послужили основой разработки соответствующих технологических схем переработки руд.

Среди золоторудных месторождений Армении выделяются следующие эндогенные и экзогенные формации: кварц-золото-сульфидно-теллуридовая, кварц-золото-сульфидная (золото-полисульфидная, золото-полиметаллическая), кварц-золото-молибденит-шеелитовая, кварц-золото-антимонит-сульфоантимонитовая, золото-кварцевая, золотоносные вторичные кварциты (эндогенные формации); золотоносная железная шляпа сульфидных (колчеданных и полиметаллических) месторождений и золотоносные россыпи (аллювиальные, элювиальные, делювиальные и пролювиальные; экзогенные формации).

Характерными парагенезисами минералов кварц-золото-сульфидно-теллуридовой формации являются (табл.1): кварцевый, кварц-карбонатный, кварц-золото-пирит-арсенопирит-сфалеритовый, кварц-карбонат-пиритовый, кварц-карбонат-

золото-пирит-халькопиритовый, кварц-карбонат-сфалерит-галенит-золото-теннантит-тетраэдритовый, кварц-золото-антимонит-сульфоантимонитовый, кварц-карбонат-золото-теллуридовый, кварц-карбонат-реальгар-аурипигментовый; кварц-золото-сульфидной формации – кварцевый, карбонатный, кварц-пиритовый, кварц-карбонат-золото-пирит-халькопиритовый, кварц-золото-арсенопиритовый, кварц-карбонат-золото-халькопирит-сфалерит-галенитовый, гипс-карбонат-цеолитовый; кварц-золото-шеелитовой формации – кварцевый, карбонатный, кварц-пиритовый, кварц-золото-шеелитовый, кварц-молибденитовый, кварц-карбонат-золото-арсенопирит-халькопирит-сфалерит-галенитовый (с теллуридами); кварц-золото-антимонит-сульфоантимонитовой формации – кварцевый, карбонатный, кварц-пиритовый, кварц-карбонат-пирит-халькопиритовый, кварц-карбонат-золото-сфалерит-галенитовый, кварц-золото-сульфоантимонитовый, кварц-карбонат-золото-антимонитовый, гипс-баритовый; золото-кварцевой формации – кварцевый, кварц-карбонатный, кварц-золото-пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовый (мало-сульфидный); золотоносных вторичных кварцитов – кварц-алунит-диаспор-диккит-пирофиллитовый, кварц-золото-пирит-халькопирит-энаргит-галенит-сфалеритовый (малосульфидный) (Амир-

Таблица 1

Эндогенные золоторудные формации и парагенетические ассоциации минералов

Формации руд	Парагенетические ассоциации минералов	Месторождение, компоненты руд
Кварц-золото-сульфидно-теллуридовая	Кварцевый, кварц-карбонатный, кварц-золото-пирит-арсенопирит-сфалеритовый, кварц-карбонат-пиритовый, кварц-карбонат-золото-пирит-халькопиритовый, кварц-карбонат-сфалерит-галенит-золото-теннантит-тетраэдритовый, кварц-золото-антимонит-сульфоантимонитовый, кварц-карбонат-золото-теллуридовый, кварц-карбонат-реальгар-аурипигментовый	Сотк, Меградзор Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Te (Se, Bi, Cd, Ni, Co, Cr, Hg)
Кварц-золото-сульфидная	Кварцевый, карбонатный, кварц-пиритовый, кварц-карбонат-золото-пирит-халькопиритовый, кварц-золото-арсенопиритовый, кварц-карбонат-золото-халькопирит-сфалерит-галенитовый, гипс-карбонат-цеолитовый	Тей-Личквас, Шаумян, Арманис, Вазашен, Тертерасар, Тухманук Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As (Se, Te, Bi, Cd, In, Ga, Ge)
Кварц-золото-молибденит-шеелитовая	Кварцевый, карбонатный, кварц-пиритовый, кварц-золото-шеелитовый, кварц-молибденитовый, кварц-карбонат-золото-арсенопирит-халькопирит-сфалерит-галенитовый (с теллуридами)	Маргаовит Au, Ag, W, Mo (Pb, Zn, Cu, As, Sb, Se, Te, Bi, Re)
Кварц-золото-антимонит-сульфоантимонитовая	Кварцевый, карбонатный, кварц-пиритовый, кварц-карбонат-золото-пирит-халькопиритовый, кварц-карбонат-золото-сфалерит-галенитовый, кварц-золото-сульфоантимонитовый, кварц-карбонат-золото-антимонитовый, гипс-баритовый	Азатек, Софибина, Марджан Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Sb (Se, Te, Bi, Cd, As, Ga, Tl, Ge)
Золото-кварцевая	Кварцевый, кварц-карбонатный, кварц-золото-пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовый (убогосульфидный)	Капутсар, Ванкидзор, Зар Au, Ag (Pb, Zn, Cu)
Золотоносных вторичных кварцитов	Кварц-алунит-диаспор-диккит-пирофиллитовый, кварц-золото-пирит-халькопирит-энаргит-галенит-сфалеритовый (убогосульфидный)	Каварт, Казачий бугор, Ньювади Au, Ag (Pb, Zn, Cu, As, Sb, Se, Te, Bi)

ян. 1960; Амирян, Карапетян, 1964; Амирян, 1968; Амирян, Тунян, 1971; Амирян, 1974, 1984).

Для золотоносной железной шляпы характерными парагенезисами минералов являются самородное золото-окислы-гидроокислы-карбонаты и сульфаты железа, меди, свинца, цинка, сурьмы, мышьяка и других элементов, а для золотоносных россыпей — самородное золото-магнетит-ортит-ильменит-сфен, нередко галенит, шеелит, хромит, теллуриды, пирит, сфалерит, апатит и другие.

Отмеченные парагенезисы минералов на каждом конкретном месторождении являются результатом проявления самостоятельных стадий рудного процесса. Ими сложены самостоятельные жилы, прожилки, гнезда. Нередко они проявляются совместно, образуя зоны прожилково-вкрапленной минерализации, сложные жилы, жильные зоны, замещая и цементируя друг друга.

В каждом одноименном парагенезисе (но различных формаций) последовательность выделения минералов обычно имеет идентичный характер. В начале стадии минерализации выделяется кварц, а затем последовательно следуют пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, галенит, сульфосоли, теллуриды, самородное золото, самородное серебро и карбонаты.

Обычно последовательное отложение минералов в парагенезисах сопровождается понижением температуры и нередко завершается отложением карбонатов, гипса, цеолитов, ангидрита. К началу следующей стадии минерализации, т. е. до отложения нового парагенезиса происходит инверсия состава парагенезиса от карбонатных, гипсовых, цеолитовых к кварцевым. По-видимому, в течение отложения парагенезиса минералов меняются состав и характер растворов, что отражается на составе минералов и околорудных метасоматитов.

Выше указана общая схема последовательности выделения минералов — добавление к ним новых минералов или отсутствие некоторых из них не нарушает общего порядка их выделения.

Следует отметить, что нередко в одних и тех же парагенезисах наблюдаются две генерации одного и того же минерала (кварц, карбонат, пирит, халькопирит, сфалерит, золото и другие), которые отличаются оптическими и физическими свойствами, формой, примесями и взаимоотношениями с другими минералами парагенезиса. В таких случаях последовательность выделения минералов несколько нарушается и даже приходится предполагать существование нескольких парагенезисов в продуктах одной и той же стадии минерализации.

Последовательность выделения минералов в парагенезисах является выражением более общих закономерностей, характерных для генезиса рудных месторождений и их парагенезисов. Так, в ряду рудных формаций, во времени, наблюдается переход от кварцевых и железорудных месторождений к оловорудным, вольфрамовым, молибденовым, медно-молибденовым, медным, медно-цинковым, полиметаллическим, золото-полиметаллическим, антимонитовым, золото-теллуридовым и так далее. В последовательности выделения

парагенезисов эта закономерность проявляется в следующем виде (в общих чертах): сначала образуются кварцевые или алюмосиликатные парагенезисы, а затем кварц-пиритовые, дальше — шеелитовые, молибденовые, молибденит-халькопиритовые, кварц-пирит-арсенопиритовые, халькопиритовые, халькопирит-сфалеритовые, полиметаллические, золото-полиметаллические, галенитовые, антимонит-сульфоантимонитовые, золото-теллуридовые и другие (Амирян, 1960; Амирян, Карапетян, 1964; Амирян, 1968; Амирян, Тунян, 1971; Амирян, 1974, 1984).

Последовательность образования парагенезисов различна для различных формаций руд. Она несколько нарушается с появлением новых парагенезисов, но для различных месторождений одной и той же формации она имеет идентичный характер. В таких случаях различия наблюдаются в количественном проявлении отдельных минералов, их парагенезисах и в минералах-примесях.

Различные парагенезисы отличаются друг от друга не только приуроченностью к отдельным структурам и минеральным составом, но и другими структурно-текстурными, геохимическими и физико-химическими критериями. Например, не все установленные на золоторудных месторождениях парагенезисы золотоносны. Обычно золотоносными являются один-два и редко три или четыре парагенезиса. Золотоносные парагенезисы в основном приурочены к средним и поздним стадиям рудного процесса. А в отдельных парагенезисах, в последовательном ряду выделения минералов, самородное золото занимает одно из последних мест. Оно заполняет трещины и поры сульфидов, арсенидов, сульфосолей, окислов, теллуридов, карбонатов и других минералов, нарастает на их зернах и агрегатах, проникает в межзерновые пространства, промежутки листоватых, пластинчатых минералов. В отдельных случаях наблюдаются более ранние генерации золота, которые в виде округлых, каплевидных, изометричных выделений включены в сульфиды и арсениды.

Самородное золото из различных парагенезисов отличается не только формой выделений и агрегатов, но и пробностью. Так, например, золото из кварц-золото-арсенопиритового парагенезиса на Соткском месторождении характеризуется пробой 930, из кварц-карбонат-золото-теллуридового парагенезиса — 841, а из гипергенного парагенезиса — 953 пробой. В этих парагенезисах различно и золото-серебряное отношение. В кварц-золото-арсенопиритовом парагенезисе оно составляет 1:1,3, в полисульфидном — 1:2,9. Аналогичным образом эти параметры меняются для других парагенезисов из различных золоторудных формаций. Кроме серебра различные генерации золота отличаются также другими элементами-примесями. Это, равным образом, относится и к другим генерациям одноименных минералов. Эти различия хорошо наблюдаются для сфалеритов, арсенопиритов, халькопиритов и галенитов.

На Соткском месторождении арсенопирит из кварц-золото-арсенопиритового парагенезиса

характеризуется толстопризматическими выделениями и крупнозернистыми агрегатами. В этой генерации арсенопирита отмечены низкие концентрации никеля, кобальта, свинца, висмута, селена, теллура, серебра, сурьмы. Микротвердость этого арсенопирита составляет от 700 до 1400 кг/мм<sup>2</sup>. Для низкотемпературного арсенопирита из кварц-карбонат-золото-антимонит-сульфоантимонитового парагенезиса характерны тонкие игольчатые призматические выделения, которые образуют радиально-лучистые агрегаты, крестообразные двойники, звездчатые тройники и иные формы. Микротвердость низкотемпературного арсенопирита составляет от 600 до 1200 кг/мм<sup>2</sup>. Эта генерация арсенопирита отличается повышенной концентрацией золота, серебра, висмута, теллура, никеля, кобальта, сурьмы.

Сфалерит из первого парагенезиса характеризуется черным, темно-бурым цветом и редкими пойкилитовыми включениями халькопирита. Эта генерация сфалерита содержит повышенные концентрации железа, магния, марганца, свинца, мышьяка и других элементов. В последующих парагенезисах сфалерит светло-бурого, светло-коричневого цвета с многочисленными включениями халькопирита, нередко станнина, являющихся продуктами распада твердых растворов. Эти генерации сфалерита содержат повышенные концентрации меди, олова, индия, кадмия, теллура, сурьмы. Такая же картина наблюдается и для других минералов, их генераций из различных формаций руд.

Различна температура образования определенных парагенезисов, выявленная гомогенизацией и декрепитизацией газовой-жидких включений. Так, на Тейском золото-сульфидном (золото-полиметаллическом) месторождении температура образования кварц-пирит-халькопиритового парагенезиса составляет 180-390°, кварц-карбонат-золото-халькопирит-сфалерит-галенитового парагенезиса — 180-420°, кварц-золото-арсенопиритового — 180-380°. На Соткском месторождении по газовой-жидким включениям в кварцах и карбонатах кварц-золото-арсенопиритовый парагенезис образовался при температуре 330-350°, кварц-карбонат-золото-полисульфидный парагенезис — 290-320°, кварц-карбонат-золото-антимонит-сульфоантимонитовый — 220-240°, кварц-карбонат-золото-теллуридовый — 290-320°, кварц-карбонат-реальгаровый — 190-210°, кварц-кальцитовый —

150-180°, а дорудный кварцевый — 360-380°.

Следует отметить, что С.С. Григорьяном (1982) определены также солевые составы растворов включений из каждого парагенезиса, из чего следует, что как солевые, так и газовые компоненты характеризуются различными концентрациями и составом. Аналогичные данные получены им для Меградзорского и Тейского месторождений. Приведенные выше данные, наряду с геологическими наблюдениями, показывают правильность выделения стадий минерализации и их парагенезисов в процессе формирования золоторудных месторождений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Амирян Ш.О. К минералогии золоторудных месторождений. ДАН АрмССР, т. XXXI, №1, 1960, с.43-48.
- Амирян Ш.О., Карапетян А.И. Минералого-геохимическая характеристика руд Меградзорского золоторудного месторождения. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, т. XVIII, №2, 1964, с.37-48.
- Амирян Ш.О. Некоторые черты металлогении золота и золотоносные ассоциации минералов в АрмССР. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, т. XXI, №4, 1968, с.3-12.
- Амирян Ш.О., Тунян Г.А. Минералого-геохимическая характеристика руд Тейского золоторудного месторождения. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, т. XXIV, №5, 1971, с.51-59.
- Амирян Ш.О. Место золоторудного оруденения в ряду рудных формаций АрмССР. Записки Арм. отд. ВМО, вып.6, 1974, с.5-13.
- Амирян Ш.О. Золоторудные формации АрмССР. Ереван. Изд. АН АрмССР, 1984, 304 с.
- Бетехтин А.Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов в рудах. Зап. Всес. мин. об-ва, вып. 2, 1951.
- Генкин А.Д., Добровольская М.Г. и др. Парагенетические ассоциации минералов гидротермальных рудных месторождений и критерии их выделения. Тезисы докладов VI симпозиума МАГРМ, Тбилиси, 1982.
- Григорян С.С., Козеренко С.В., Манучарянц Б.О. Температурные условия формирования некоторых золоторудных месторождений АрмССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXXIV, №2, 1981.
- Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд. АН СССР, 1957.
- Петровская Н.В. О понятии "парагенетическая минеральная ассоциация". Геол. рудных месторождений, №2, 1967, с.27-38.

**ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԻ  
ՈՍԿԵՔԵՐ ՊԱՐԱԳԵՆԵԶԻՄՆԵՐԸ**

**Շ. Հ. Ամիրյան**

**Ա մ փ ո փ ու մ**

Միներալների պարագենետիկ ասոցիացիաների հարաբերակցությունները և լրացանալիզը կարևոր նշանակություն ունեն հանքավայրերի գենեզիսը պարզաբանելու և հանքանյութերի առաջացման ու տեղայնացման երկրաբանական, երկրաքիմիական և ֆիզիկո-քիմիական պայմանները բացահայտելու ասպարեզում: Միներալների պարագենեզիսների որոշումն ունի նաև կիրառական նշանակություն, ինչպես հանքայնացման, որոնման ու հետախուզման, այնպես էլ հանքանյութերի մշակման տեխնոլոգիական սխեմաներ մշակելու գործում: Կատարված հետազոտություններով Հայաստանի Հանրապետության ոսկու հանքավայրերում առանձնացվել են միներալների պարագենետիկ ասոցիացիաներ, որոնք հիմք են հանդիսացել դրանց ֆորմացիոն դասակարգման համար: Առանձնացված յուրաքանչյուր ֆորմացիա բնորոշ է միներալների յուրահատուկ պարագենեզիսներով և արժեքավոր տարրերով:

**GOLD-BEARING PARAGENESES OF GOLDEN-ORE DEPOSIT MINERALS  
IN THE REPUBLIC OF ARMENIA**

**Sh. H. Amiryan**

**Abstract**

The article considers gold-bearing paragenetic associations of minerals in golden-ore deposits and criteria of their identification. Paragenetic associations of minerals served the basis for classification of golden-ore deposits. Each deposit formation is characterized by distinctive features of mineral paragenesis and by valuable components.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ТЕРИОФАУНЫ ШИРАКСКОЙ КОТЛОВИНЫ

© 2004 г. Г. У. Мелик-Адамян

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

Поступила в редакцию 02.02.2004 г.

Анализ морфологических особенностей ископаемых полевок из пяти местонахождений, приуроченных к арапийскому горизонту и надигнимбритовым отложениям Ширакской котловины (северо-западная Армения), указывает на их раннетираспольский филогенетический уровень, что позволяет датировать арапийский горизонт и перекрывающий его игнимбритовый покров средней частью нижнего неоплейстоцена в интервале 0.7-0.6 млн лет. Частичная ревизия имеющихся морфометрических данных по крупным млекопитающим из арапийского горизонта в свете современных филогенетических представлений также подтверждает их тираспольский (0.8-0.1) уровень развития. Ископаемые полевки при этом в рамках тираспольского ФК (биозона MQ 20) позволяют более точно локализовать относительный геологический возраст арапийского горизонта.

При геоисторической периодизации и корреляции позднекайнозойских континентальных рыхлообломочных образований изучение ископаемых млекопитающих по сей день остается основополагающим методом. Наиболее перспективными для детальных стратиграфических построений являются представители отрядов хоботных, парнопалых, непарнопалых и, в особенности, грызунов. При этом биостратиграфическая ценность каждой из вышеперечисленных групп отличается определенной неравномерностью. Это объясняется разной скоростью филогенетических преобразований во времени, степенью изученности и рядом других причин. По биостратиграфической разрешающей способности особое место среди всех млекопитающих занимают ископаемые грызуны, в частности, представители семейства полевок *Arvicolidae*. Они позволяют оценивать временные интервалы некоторых отрезков кватерна масштабом от 0.1 до 0.05 млн лет. К настоящему времени более тонкого и точного биостратиграфического метода геохронология континентальных отложений позднего кайнозоя не имеет (Агаджанян, 1992, 2003; Вангенгейм, 1980; Мелик-Адамян, 1985, 1994, 2003; Chaline, 1972).

За последние годы автором путем целенаправленных палеонтологических раскопок из пригюмрийского района Ширакской котловины было выявлено пять местонахождений неоплейстоценовых мелких млекопитающих, грызунов и насекомоядных (Агаджанян, Мелик-Адамян, 1985; Мелик-Адамян, 1985, 1994, 2003).

1. "Казачий пост". Ю-ЮЗ окраина г. Гюмри, абс. отметка 1520 м. На глубине 8 м от бровки разреза из серых среднезернистых бескарбонатных песков обнаружен наиболее представительный комплекс (коренные зубы и челюсти) ископаемых грызунов (полевок): *Prolagurus pannonicus* Kormos 1930 (степная пеструшка) – 28 экз., *Eolagurus ex gr. simplicidens* Young, 1934 (желтая пеструшка) – 3 экз., *Terricola (Pitymys) cf. duodecimcostatus* Selys-Longshamps, 1839 (жустарниковая, или земляная полевка) – 3 экз., *Cromeromys (Mimomys) ex gr. intermedius* Newton, 1881 (древняя корнезубая полевка мимомис) – 3 экз., *Microtinae* gen. – 6 экз. (ближе не опре-

деленные ископаемые полевки) и насекомоядного *Sorex* sp. – 1 экз. (землеройка-бурозубка).

2. Арапи-1. 4 км С-З г. Гюмри, правобережье р. Ахурян, 0.6 км С-З одноименного села, абс. отметка 1550 м. Под черными игнимбритами касак-памбакского типа, из темно-коричневых суглинистых образований с примесью тефры обнаружены *Prolagurus pannonicus* – 1 экз., *Terricola (Pitymys) cf. duodecimcostatus* – 1 экз.

3. Арапи 2. 0.7 км СЗ местонахождения Арапи-1, 4.5 км западнее г. Гюмри, правобережье р. Ахурян, абс. отметка 1560 м. На глубине 16 м от бровки разреза обнаружены *Prolagurus pannonicus* – 1 экз., *Terricola (Pitymys) cf. duodecimcostatus* – 1 экз.

4. Аэропорт. 2.5 км Ю-ЮВ центра г. Гюмри, абс. отметка 1520 м. Отсюда выявлены два костеносных слоя. Первый, или надтуфовый костеносный слой, находится на глубине 3.5 м от бровки разреза. 1.5 м выше кровли черных рыхлых игнимбритов касак-памбакского типа. Из линз средне-мелкозернистых бескарбонатных песков обнаружен первый нижний коренной зуб *M.* – *Terricola (Pitymys) cf. duodecimcostatus*. Второй или подтуфовый костеносный слой обнажается приблизительно в 1 м ниже подошвы игнимбритов и содержит *Prolagurus pannonicus* – 3 экз., *Eolagurus ex gr. simplicidens* – 1 экз., *Terricola (Pitymys) cf. duodecimcostatus* – 1 экз.

5. Баяндур. 1.1 км Ю-ЮЗ г. Гюмри, абс. отметка 1490 м. На глубине 2.5 м от бровки разреза из среднезернистых песков обнаружены *Prolagurus pannonicus* – 2 экз.

Костеносные слои вышеуказанных местонахождений характеризуются относительно слабой концентрацией остеологического материала. Отсутствие окатанности и следов коррозии, равномерная фоссилизация и одинаковая коричневая окраска указывают на первичные (*in situ*) условия залегания палеонтологического материала. Анализ литологических особенностей всех костеносных слоев (кроме второго надигнимбритового слоя местонахождения Аэропорт), а также гипсометрических отметок и неотектонических (Мелик-Адамян, 1985) данных указывает на их приуроченность к относительно маломощному

– 25-35 м – арапийскому горизонту Ширакской котловины. что, по данным Ю.В.Саядяна (1969), соответствует верхнему озерно-аллювиальному литостратиграфическому комплексу древнего Ширакского палеозера.

Арапийский горизонт повсеместно подстилается глинисто-диатомитовыми отложениями арапийской свиты (Саядян, 1970) и перекрывается одновозрастными прямомагнитными (хрон Брюнес) игнимбритами касак-памбакского типа (туфы ереван-ленинаканского типа) (Мелик-Адамян, 1994, 2003).

Проведенный автором анализ морфологических и морфометрических особенностей коренных зубов полевок, в частности, самых диагностичных первых нижних  $M_1$  и последних верхних  $M^3$  из всех местонахождений показывает, что по степени эволюционного развития они идентичны и соответствуют единому филогенетическому уровню – ранней стадии развития тираспольского фаунистического комплекса Восточной Европы (Агаджанян, Мелик-Адамян, 1985; Мелик-Адамян, 1994, 2003).

Это позволяет однозначно локализовать относительный геологический возраст арапийского горизонта –  $QI_{(ar)}$  в пределах ниже-средней части раннего неоплейстоцена 0.7-0.5 млн. лет. В данном диапазоне по соотношению более примитивных “пролагурусных” и прогрессивных “постериусных” морфотипов наиболее руководящего и представительного *Prolagurus rannonicus* (всего 35 коренных зубов, из коих  $M_1$  – 18 экз.,  $M^3$  – 2 экз) и по ряду морфометрических характеристик наиболее вероятно его корреляция с нижней частью ильинского  $QI_{(il)}$  опорного надгоризонта Русской равнины в интервале 0.7-0.6 млн. лет (Мелик-Адамян, 2003).

Строгих палеофаунистических аналогов гюмрийского микротерио-комплекса в пределах Кавказа, Турции и Ирана не имеется.

В местонахождении Арапи-1 костеносный слой с остатками степной пеструшки залегает всего в 5-6 см ниже подошвы черных игнимбритов и содержит определенное количество тефры. В местонахождении Аэропорт надтуфовый костеносный слой с  $M_1$  *Terricola cf. duodecimcostatus* по своей морфологии идентичен  $M_1$  из местонахождений “Казачий пост”, Арапи-1, Арапи-2, Аэропорт (подтуфовый костеносный слой). Эти факты доказывают одновозрастность арапийского горизонта и вышележащих игнимбритов (Мелик-Адамян, 1994, 2003), что полностью согласуется с мнением Э.Х.Харазяна (рукопись, 1990 г).

Ранее из озерно-аллювиальных отложений Ширакской котловины (Авакян, 1959) определены 6 форм ископаемых крупных млекопитающих: трогонтериевого, или степного слона *Mammuthus (Elephas) trogontherii* P. ( $M_1$  – 5 экз.,  $M^2$  – 1 экз.,  $M^3$  – 3 экз.) носорога Мерка *Dicerormis kirchbergensis* J. (= *Rhinoceros mercki*) J. (фрагмент нижней челюсти) с  $P_4$  -  $M_3$ , лошади Стенона *Equus stenonis* C. (два фрагмента нижних челюстей с  $P_4$  -  $M_2$ ), верблюда Кноблоха *Camelus knoblochi* N. (крупный фрагмент дистального конца большой берцовой кости), оленя *Cervus*

*sp.* (отдельные части рогов и очень крупный фрагмент лобной кости), первобытного тура или быка *Bos primigenius* B. (два фрагмента черепов без моляров). Первые 4 вида монографически описаны Л.А.Авакяном (1959) и обнаружены из местонахождения “Казачий пост” на ЮВ окраине г.Гюмри. Абс. высота местонахождения 1530-1540 м, что вполне сопоставимо с абсолютными отметками костеносных слоев “Казачий пост” и Аэропорт с ископаемой фауной грызунов. Это указывает на приуроченность крупной териофауны также к арапийскому горизонту.

По данным Н.И.Бурчак-Абрамовича (1957), ископаемый бык из Гюмри по размерам крупнее описанного В.И.Громовой экземпляра из с.Баяндур, и его скорее всего можно отнести к форме, приближающейся к более архаичной *Bos trochoceros*.

Вышеуказанные шесть форм крупных млекопитающих были объединены Л.А.Авакяном (1959) в ленинаканский или гюмрийский фаунистический комплекс (ФК), который сопоставлялся с “фауной тираспольского гравия и, отчасти, с хазарской фауной Поволжья и указывал на миндель-рисское и частично миндельское время раннего плейстоцена”. Это в современной интерпретации приблизительно соответствует интервалу 0.7-0.3 млн. лет (Мелик-Адамян, 2003).

В дальнейшем Ю.В.Саядян (1970) уточнил биостратиграфический диапазон ленинаканской крупной териофауны в пределах среднееоплейстоценового сингильского ФК Восточной Европы. К настоящему времени этот комплекс сопоставляется с лихвинским межледниковьем Русской равнины (миндель-рисское межледниковье, по альпийской стратиграфической шкале) и соответствует нижней части среднего неоплейстоцена в интервале  $\approx$  0.4-0.3 млн. лет (Мелик-Адамян, 2003). Основанием для омоложения относительного геологического возраста арапийского горизонта послужила частичная ревизия крупных млекопитающих, проведенная Л.И.Алексеевой в конце 1960-х годов в Геологическом музее ИГН НАН Армении. Следует отметить, что в статье Ю.В.Саядяна (1970; с.65) монографическое переписание не приводится, и автор ограничивается только устными сообщениями Л.И.Алексеевой – “фрагментарность остатков лошади (обломок нижней челюсти и отдельные кости) не дает возможности точно определить ее вид. Однако в строении зубов Л.И.Алексеева отмечает ряд черт, позволяющих думать, что ленинаканская лошадь моложе лошадей группы стенонис. Характер строения коренных зубов (данные Л.И.Алексеевой, устное сообщение) позволяет говорить о близости слона ленинаканского комплекса к *Mammuthus trogontherii chousaricus*. Последний подвид обычен для хазарского комплекса”.

В монографии Л.И.Алексеевой (1977) переписание ископаемого слона с конкретным указанием на характер строения коренных зубов также не приводится.

Однако Л.И.Алексеева (1977, с.41-42) отмечает: “Ленинаканский комплекс известен также из Араратской долины в 7-12 км Ю-З Еревана

(Тазагюх, Аван, Эилас, Енгиджа). Близ селения Енгиджа найден *Palaeoloxodon antiquus* палеолоксодонтный, или лесной слон. Эти местонахождения ленинканского комплекса интересны тем, что они показывают одновременное существование двух видов слонов" (имеются в виду степной и лесной слоны – прим. автора).

Важно заметить, что остальные формы крупных млекопитающих из арапийского горизонта, в частности, носорог Мерка и верблюд Кноблоха ни в монографии Л.И. Алексеевой, ни в статье Ю.В. Саядяна (1970), ни в его последующих многочисленных публикациях ими не пересмотрены и приводятся в интерпретации Л.А. Авакяна (1959).

Однако, как было показано ранее, вышеуказанная трактовка Ю.В. Саядяна и Л.И. Алексеевой противоречит раннетираспольскому филогенетическому уровню ископаемых полевок из арапийского горизонта (Агаджанян, Мелик-Адамян, 1985; Мелик-Адамян, 1994, 2003).

Кроме того, типичный представитель сингильского ФК – лесной слон, который также включен вышеуказанными авторами в состав ленинканского ФК, на самом деле обнаружен из аллювиальных отложений Араратской котловины (Авакян, Алексеева, 1966).

Анализируя вышеизложенное, становится очевидным, что в качестве одного из основных доводов в пользу сингильского облика крупной териофауны из арапийского горизонта приводится мнение Л.И. Алексеевой о возможной близости гюмрийского слона к позднему подвиду *Mammuthus trogontherii chosaricus* D. По мнению признанного специалиста по ископаемым хоботным И.А. Дуброво (1966; Плейстоцен Тирасполя, 1971), эволюционные изменения ископаемых представителей слоновых в целом в морфологическом строении жевательных поверхностей коренных зубов выражаются увеличением числа и частоты эмалевых пластин /ЧЭП/ и уменьшением толщины эмали /ТЭ/ – от более архаичных к более прогрессивным формам. При этом И.А. Дуброво (1966) отмечает, что хотя крайние морфометрические показатели раннего номинативного подвида *Mammuthus trogontherii trogontherii*, характерного для тираспольского ФК, и более прогрессивного подвида сингильского *Mammuthus trogontherii chosaricus subsp. nov.* довольно близки, однако между ними наблюдаются достаточно четкие отличия.

Так, у хазарских слонов ЧЭП не бывает равной пяти и ТЭ никогда не превышает 2,5 мм. Полное число эмалевых пластин у более прогрессивного подвида также, как правило, больше, чем у номинативного подвида. У слонов из арапийского горизонта, по данным Л.А. Авакяна (1959), эти показатели представлены следующим образом – общее число пластин на 5 экземплярах  $M_1$  – от 18 до 22, на 2 экз.  $M^3$  – от 14 до 15, ЧЭП у  $M_1$  5-7, у  $M^3$  5-6, ТЭ  $M_1^2$  – 2-3 мм. Результаты сравнительного анализа вышеприведенных признаков, проведенного нами (Мелик-Адамян, 2003) с данными И.А. Дуброво, наглядно доказывают, что слоны из гюмрийского ориктоценоза достаточно четко отличаются от голотипического эк-

земпляра из местонахождения Черный Яр в Поволжье и от других сингильских представителей из местонахождений Ярославля, Новогеоргиевска, Воскресенска и др., обнаруживая значительное сходство с *Mammuthus trogontherii trogontherii* из раннеплейстоценового стратотипического разреза Тирасполь в Молдове и Зюссенборн в Германии.

На близость ленинканских слонов с тираспольскими формами указывает также Л.А. Авакян (1959), основываясь на морфологическом строении зубов.

В филетической линии плиоцен-плейстоценовых носорогообразных рода *Dicerorhinus*, *D. mearhinus* – *D. jeanvireti* – *D. etruscus*, и *D. (mercki) kirchbergensis* ввиду вариабельности отдельных морфометрических показателей, многочисленности и фрагментарности находок, четких морфологических критериев для видовой диагностики каждой из этих форм до сих пор не разработано. Особенно затруднена видовая дифференциация по нижним коренным зубам. Вышеуказанные виды отличаются друг от друга в основном размерами (Плейстоцен Тирасполя, 1971). По этим признакам мелкая форма ископаемого носорога (длина  $P_1$  – 37 мм,  $M_1$  – 40 мм, толщина мандибулы под  $M_3$  – 50 мм) занимает промежуточное положение между крупным и более прогрессивным *Dicerorhinus kirchbergensis* и более мелким архаичным *Dicerorhinus etruscus*, больше приближаясь к последней форме. Таким образом, по мелким размерам армянский экземпляр возможно переопределить как наиболее прогрессивную форму этрусского носорога *Dicerorhinus ex gr. etruscus*, что хорошо вписывается в типично степной ориктоценоз арапийского горизонта, установленный по палинологическим данным (Ю.В. Саядян, 1970, 1998). По мнению Ф.Цейнера, Н.К. Верещагина, Л.И. Алексеевой (1977), носорог Мерка, как и палеолоксодонтный слон, был типичным обитателем лесной зоны, а этрусский носорог и трогонтериевый слон более характерны для открытых степных пространств.

Типичный представитель сингильского ФК – верблюд Кноблоха определен Л.А. Авакяном (1959) только по одному обломку большой берцовой кости, что, на наш взгляд, представляется невалидным на уровне вида. Однако, как отмечает Л.А. Авакян (1959), известный специалист по ископаемому верблюдовому Я.И. Хевесон считает, что данный фрагмент (по нашим наблюдениям, онтогенетически молодой особи, коллекция Геологического музея ИГН НАН РА) по своим очень крупным размерам (наибольшая ширина дистального эпифиза *os tibiae* = 114 мм и т.д.) больше подходит к одной из разновидностей более архаичного и крупного рода *Paracamelus Schlosser*, 1903. В монографии Н.И. Бурчак-Абрамовича (1957, с. 116) данный верблюд также фигурирует как *Paracamelus sp.* Биостратиграфический диапазон *Paracamelus* охватывал эоплейстоцен и нижний неоплейстоцен. Верблюды более продвинутого рода *Camelus*, в том числе *Camelus knoblochi* в Евразии впервые появляются в начале сингильского ФК (Каталог млекопитающих СССР, 1981). Переопределение Л.И. Алексеевой

(1977) стеновой лошади в более прогрессивную мосбахскую форму хорошо согласуется с тираспольским уровнем. В настоящее время верхний биостратиграфический рубеж архаичных лошадей группы стенонис ограничен верхами среднего апшерона  $\approx 1,2$  млн. лет. Остатки же мосбахской лошади (Верещагин, Барышников 1980; Каталог млекопитающих СССР, 1981) типичны для тираспольского ФК.

Таким образом, уточненный списочный состав крупной териофауны из арапийского горизонта нами представляется в следующем виде: 1. *Mammuthus trogontherii trogontherii* Pohling 1889, номинативный ранний подвид трогонтериевого слона; 2. *Equus* sp. (cf. *mosbachensis*) Reichenau 1903, крупная лошадь, близкая к мосбахской; 3. *Paracamelus* sp. крупный ископаемый верблюд; 4. *Dicerorhinus* ex. gr. *etruscus* Falconer 1968, носорог, близкий к этрусскому (поздняя форма); 5. *Bos* cf. *trochoceros* Meyer 1832, гигантский бык или тур; 6. *Cervus* sp. крупный ископаемый олень.

По своему эволюционному уровню развития, по биостратиграфическим и палеогеографическим характеристикам первые четыре формы отличаются от типично лесных сингильских представителей и в свете современных данных вполне укладываются в рамки раннеплейстоценового тираспольского ФК (0,8-0,4 млн. лет), что согласуется с данными по ископаемым остракодам (Бубикян, 1985). Последние две формы в силу фрагментарности остатков (коренные зубы отсутствуют) и по ряду других причин индифферентны для точных биостратиграфических построений. Списочный состав крупной териофауны гюмрийского комплекса принципиально отличается от апшеронских (одесские и таманские ФК) местонахождений Грузии – Цалка, Тарибана, Циннандали, Коцахури, Дманиси, Азербайджана – Еникенд, Каджашен, Дуздаг-1 (нижние слои), Мингечаур, Палан-Тюкян; Турции – Юкари-Зогютону, Камышлы – с разными инфрафратриями руководящих форм южного слона *Archidiskodon meridionalis*, стеновой лошади *Equus stenorhis* и т.д (Мелик-Адамян, 2003).

Таким образом опровергается укоренившееся в литературе мнение (Алексеева, 1977; Саядян, 1970, 1998) о сингильском среднеплейстоценовом (0,4-0,3 млн. лет) облике вышеуказанных крупных млекопитающих и снимается ранее кажущееся противоречие по определению биостратиграфического уровня арапийского горизонта по крупной (Алексеева, 1977; Саядян, 1970, 1998) и мелкой (Агаджанян, Мелик-Адамян, 1985; Мелик-Адамян, 1985, 1994) териофауне. Ископаемые полевки при этом в рамках тираспольского ФК позволяют более надежно, обоснованно и точно локализовать относительный геологический возраст арапийского горизонта.

## ЛИТЕРАТУРА

- Авакян Л.А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1959, 72 с.
- Алексеева Л.И. Первая находка палеолитского слона в Армянской ССР. – Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1966, т. XIX, N 1-2, с.3-9.
- Агаджанян А.К., Мелик-Адамян Г.У. Мелкие млекопитающие раннего плейстоцена Ширакской котловины Армении. – Бюлл. комиссии по изуч. четвертичного периода. М: Наука, 1985, 54, с.91-100.
- Агаджанян А.К. Мелкие млекопитающие плиоцено-плейстоцена Русской равнины. Автореф. дисс. на соиск.уч.ст. доктора биол.наук. М., 1992, 49 с.
- Агаджанян А.К. Мелкие млекопитающие среднего плиоцена Русской равнины. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т.11. с.98-114
- Алексеева Л.И. Териофауна раннего антропогена восточной Европы. – Тр. ГИН АН СССР, М.: 1977, вып. 300, 213 с.
- Бубикян С.А. Остракоды верхнеплиоцен-нижнечетвертичных отложений Ширакской котловины. – Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1985, №4, с.3-15.
- Бурчак-Абрамович Н.И. Ископаемые быки Старого Света. Баку: изд. АН Аз.ССР, 1957. 260 с.
- Вангенгейм Э.А. Значение фауны млекопитающих для стратиграфии четвертичного периода. В кн.: Стратиграфия в исследованиях Геологического ин-та АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 241-243.
- Верещагин Н.К., Барышников Г.Ф. Ареалы копытных фауны СССР в антропогене. Млекопитающие Восточной Европы в антропогене. – Тр. ЗИН АН СССР, Л.: 1980. т.93, с.3-20.
- Дуброво И.А. Систематическое положение слона хазарского фаунистического комплекса. – Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, 1966, N 2, с.63-74.
- Каталог млекопитающих СССР (плиоцен – современность). П/р И.М.Громова и Г.И.Барановой. Л: Наука, 1981.445с.
- Мелик-Адамян Г.У. Ископаемая фауна мелких млекопитающих и ее стратиграфическое значение для плио-плейстоценовых отложений АрмССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1985, т. XXXVШ, №1, с.3-10.
- Мелик-Адамян Г.У. К вопросу о верхней биостратиграфической границе игнимбритов казах-памбакского типа Армении. – Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1994, т. XLVII, N 3, с.9-12.
- Мелик-Адамян Г.У. Стратиграфия и палеогеография плиоцена и нижнего неоплейстоцена центральной и северо-западной Армении на основании фауны наземных позвоночных. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геологических наук. Ереван, 2003, 29 с.
- Плейстоцен Тирасполя. Кишинев: Штинница, 1971. 181 с.
- Саядян Ю.В. О стратиграфическом положении и палеогеографическом значении фауны млекопитающих лесниаканского фаунистического комплекса (Армения). – Бюлл. комисс. по изуч. четвертичного периода, 1970, N 37, с.63-67.
- Саядян Ю.В. Территория Армении в неогене и в начале четвертичного периода. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, т. LI, N 1-2, с.5-11.
- Chaline J. Les rongeurs du pleistocene moyen et superieur de France. Paris, 1972. 410 p.

ՇԻՐԱԿԻ ԳՈԳԱՎՈՐՈՒԹՅԱՆ ՆԵՈՊԼԵՅՍՏՈՑԵՆԻ ԿԱԹՆԱՍՈՒՆՆԵՐԻ  
ՇԵՐՏԱԳՐԱԿԱՆ ՆՇԱՆԱԿՈՒԹՅՈՒՆԸ

Հ. Հ. Մելիք-Ադամյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Շիրակի գոգավորության բոլոր հինգ գերեզմանատեղիներից հայտնաբերված բրածո դաշտամկների 4 ձևերը իրենց էվոլյուցիոն զարգացման մակարդակով համապատասխանում են Արևելյան Եվրոպայի տիրասպոլյան հնակենդանական համալիրի վաղ փուլերից մեկին: Այն հնարավորություն է ընձեռում ոսկրապարունակ շերտերը ներփակող առափիի հորիզոնը և նրան ծածկող ուղիղ հնամագնիսականությամբ բնութագրված քասալս-փամբակյան տիպի իզոհմբրիտների հարաբերական երկրաբանական հասակը վստահորեն սահմանափակել ստորին նեոպլեյստոգենի միջին մասով՝ 0.7-0.6 մլն տարի:

Նախկինում առափիի հորիզոնից հայտնաբերված և Լ.Ա.Ավագյանի կողմից 1959թ. նկարագրված բրածո խոշոր կաթնասունների (թրոգոնթերյան փիղ և այլն) ձևաչափական հատկանիշների վերստուգումները ցույց են տալիս, որ նրանք ևս իրենց էվոլյուցիոն զարգացման մակարդակով համապատասխանում են ստորին նեոպլեյստոգենի տիրասպոլյան հնակենդանական համալիրին: Այսպիսով չի հաստատվում Լ.Ի.Ալեքսեևայի (1977) և Յու.Վ.Սայադյանի (1970, 1987, 1998) տեսակետը վերը նշված կաթնասունների միջին նեոպլեյստոգենի սինգիլյան հնակենդանական համալիրին (0.4-0.3 մլն տարի) պատկանելիության մասին: Դա իր հերթին վերացնում է խոշոր և մանր կաթնասունների միջոցով առափիի հորիզոնի հարաբերական երկրաբանական հասակի թվագրումների միջև գոյություն ունեցող տարակարծությունը:

Առափիի հորիզոնի բրածո դաշտամկները տիրասպոլյան հնակենդանական համալիրի շրջանակներում թույլ են տալիս ավելի ճշգրիտ և ստույգ սահմանագատել այդ հորիզոնի կենսաշերտագրական դիրքը:

STRATIGRAPHIC IMPORTANCE OF THE NEO-PLEISTOCENE  
TERRA-FAUNA OF THE SHIRAK BASIN

H. H. Melik-Adamyan

Abstract

Analysis of morphology features of fossil field-voles from five locations within the Arapian horizon and ignimbrite-overlying deposits of the Shirak basin (north-western Armenia) indicates their Early Tiraspolian phylogenetic level and allows us to date the Arapian horizon and the overlying ignimbrite cover to the middle part of Early Neo-Pleistocene within a range of 0.7-0.6 million years. Partial revision of morphometric evidence available for large mammals from the Arapian horizon in the light of recent phylogenetic notions also attests that it rather corresponds to the Tyraspolian (0.8-0.4) rate of development. In the meantime, fossil field-voles within the Tyraspolian FK allow more accurate constraining of a relative geological age of the Arapian horizon.

## НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ АМАСИЯ-СЕВАНСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ (РЕСПУБЛИКА АРМЕНИЯ)

© 2004 г. Л. С. Меликян

Институт геологических наук НАН РА  
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
E-mail: hrshah@sci.am  
Поступила в редакцию 10 09 2004 г.

Амасия-Севанская зона офиолитов Малого Кавказа рассматривалась всеми предыдущими исследователями в качестве единой региональной шовной структуры, связывающей офиолиты Анатолии и Северного Ирана. В работе обсуждены результаты детального геолого-структурного картирования ряда узлов Степанаванского и Севанского регионов, которые позволяют высказать мнение, что офиолиты здесь, развиваясь в общей Анатолийско-Малокавказской глубоководной части океана Тетис, являются автономными сегментами и имеют кулисообразное расположение. В них обнаруживается широтно-близширотный структурный план развития. Выдержанные структурные системы СВ-ЮЗ и меридиональной ориентировки ограничивают простирающие офиолитов отмеченных секторов. Вследствие этого указанные секторы отделены друг от друга значительным безофиолитовым интервалом, насыщенным сериями более молодых интрузивных и экстррузивных пород тоналитового и щелочно-субщелочного комплексов. Выявленные геолого-структурные особенности внутреннего строения "Севано-Амасийского пояса" подтверждаются и геофизическими данными.

Амасия-Севанская ветвь Эрзинджанского синтаксиса офиолитов на Малом Кавказе (Ломизе, 1970, 1983) рассматривается большинством исследователей как единая выдержанная зона, связывающая северную половину офиолитов Малой Азии и Ирана. На севере Армении она проявлена с западной окраины района Амасия и простирается на восток, почти до города Степанавана (общая протяженность 54 км). Считается, что здесь эта зона, резко изгибаясь, следует на юго-восток по междуречью Дебед-Агстев (92 км), а далее – по северо-восточному побережью озера Севан (74 км) непрерывно продолжается на территории Азербайджана. В пределах Армении предполагаемая длина зоны 220 км.

Согласно общепринятым представлениям, рассматриваемая зона имеет дугообразную форму с плавным изгибом на юго-восток, параллельно другим тектоническим зонам территории Армении (В. П. Ренгартен, К. Н. Паффенгольц, А. Т. Асланян и др.). Однако, по нашему представлению, такой геолого-структурный план Амасия-Севанской офиолитовой зоны недостаточно обоснован.

**Фактические данные.** На современном эрозионном срезе Амасия-Севанская офиолитовая зона рассматривается исследователями как совокупность Амасийского и Севанского секторов со значительной протяженностью "связывающего" их интервала, без проявления офиолитов. Наши исследования выявили ряд геолого-структурных особенностей их строения, что не позволяет рассматривать эти секторы как непосредственное продолжение друг друга. Сказанное подтверждается также данными геолого-структурной специфики интервала, расположенного между ними.

**Северный (Амасийский или Ширако-Базумский) сектор** охватывает верховье р. Ахурян и западные части Ширакского и Базумского хребтов. Ширина сектора колеблется от 8 до 20 км. Офиолиты представлены здесь протрузиями, тектоническими окнами и стратифицированными

пластинами в виде серпентинитового меланжа (Соколов, 1974, 1977). В их состав входят метаморфические породы докембрия-палеозоя, глаукофановые сланцы мезокайнозоя, серпентинизированные перидотиты, серпентиниты, пироксениты, габброиды, вулканиты (диабазы, спилиты, субщелочные базальтоиды, плагиориолиты), глинисто-кремнисто-карбонатные породы (глинистые сланцы, турбидиты, известняки, радиоляриты, яшмы и др.). Они слагают толщу верхнеюрско-нижнемелового возраста (Асланян и др., 1975; Книппер, 1975; Сатиан, 1984; Соколов, 1974, 1977), а также частично отмечены в комплексах пород мелового и мел-нижнеэоценового возрастов. В геолого-структурном отношении наиболее информативным в Ширако-Базумском секторе в отношении офиолитов является Базумский горст, представляющий восточную оконечность сектора (рис. 1).

В западной половине северного борта горста офиолиты выдержанно приурочены к его эндо-контактной части, залегая над катнахпюрской свитой (известняки и их песчанистые разновидности верхнеюрско-нижнемелового возраста). Здесь мощность толщи офиолитов составляет 400-600 м. Она перекрывается пелитоморфными, мергелистыми и глинистыми известняками (спитакская свита нижнемелового возраста). Еще выше по разрезу расположены аргиллиты, алевролиты, известняки, песчаники с прослойками туфов и туфоосадочных пород (чах-чахская свита альбского возраста). Разрез горста завершается тонко-полосчатыми, мергелистыми, местами ожелезненными, глинисто-кремнистыми известняками урасарской свиты (верхний коньяк – палеоцен?).

Горст имеет широтный структурный план, прослеживаясь восточнее русла р. Чкнах на 1,7 км (0,8 км к юго-востоку от вершины горы Климово). На этом участке отмечается стык горста с четко проявленной разрывной структурой (левый сдвиг) диагональной ориентировки (СЗ-ЮВ).

В результате базумский горст претерпевает определенные структурные изменения (рис. 1): катнахпюрская свита резко обрывается, в результате чего офиолиты входят в контакт с вулканогенно-осадочной толщей эоцена, сужаясь в мощности до 250-300 м. Расположенные выше офиолитов свиты горста своими юго-восточными концами плавно стыкуются с горизонтом офиолитов. Под воздействием сдвига эти концы приобрели удлиненно-округлую эллипсоидальную форму.

По своему простираению горст и толща офиолитов продолжаются до 7,5 км на юго-восток от вышеотмеченного структурного узла). В конце этого интервала, в результате проявления нового структурного узла (рис. 1), в строении горста произошла более существенная перестройка. Этот узел сформировался на пересечении диагональных зон СВ-ЮЗ и СЗ-ЮВ простираения. Здесь висячем борту структурной зоны СВ-ориентировки (аз. пад  $315^{\circ} < 40-65^{\circ}$ ) происходит четкое ограничение горста по простираению и резкое расширение полосы офиолитов (до 600-700 м), прослеживаемой по его южному борту. Во внутренней части горста, на промежутке резкого сближения офиолитов северного и южного бортов, выступает крупный блок глаукофановых сланцев (2,0 x 0,7 км), который также имеет почти широтную ориентировку и восточное клиновидное окончание.

По полосе отмеченной структурной зоны, на ее висячей стороне, происходит четкое ограничение базумского горста и выклинивание всех слагающих его комплексов пород. В лежащей стороне данной структурной зоны развиты вулканогенно-осадочные образования палеогена Севано-Ширакского прогиба. Здесь присутствуют тела лейкогранитов (небольших по размерам) и выдержанные тела экстрезивных риодацитов того же комплекса. Весьма важным является специфика структурного плана проявления отмеченных интрузивных и экстрезивных тел. Как видно из рис. 1, хотя они и имеют перпендикулярную ориентировку по отношению к пограничной структурной зоне, однако никак не преодолевают ее и не проникают в пределы горста. Исходя из этого, можно допустить, что указанная восточная структурная граница горста ограничивает взаимопроникновение разновозрастных комплексов пород и носит глубинный характер (Меликян, 2000; Расцветаев, 1980).

Приведенные данные довольно четко выявляют роль структурных факторов в проявлении пород офиолитовой ассоциации в верхних ярусах земной коры. В рассмотренном случае становится очевидным значение этих факторов в резком окончании Базумского горста вместе с участвующими в нем офиолитами.

**Юго-восточный (Севанский) сектор офиолитов.** Благодаря крупным размерам, особенностям строения, информативности и своему геолого-прикладному значению, данный сектор остается в центре внимания исследователей. Однако ряд проблем геологии и тектоники сектора все еще остается нерешенным. В первую очередь это касается вопроса тектоно-структурного плана и

внутреннего строения офиолитов сектора. Обычно этот план рассматривается подчиненным северо-западной, близширотной – северо-западной, либо северо-восточной ориентировке. Первый из отмеченных вариантов выдвигался исследователями, поддерживающими синхронный характер расположения офиолитов с общим дугообразным структурным планом территории Малого Кавказа.

Детальные исследования восточной и западной частей данного сектора позволяют говорить о широтной-близширотной (З-СЗ) ориентировке офиолитов, особенно их крупных массивов (рис. 1). Они подчинены геолого-структурному этажу пород офиолитовой ассоциации турон-коньякского времени (Меликян, 1967). Позднее, в связи с разработкой новых представлений о формировании офиолитовой ассоциации пород Малого Кавказа, становление офиолитов в этом районе было отнесено к юрско-нижнемеловому времени (Книппер, 1975; Ломизе, 1983; Сатиан, 1984; Соколов, 1977 и др.), с чем мы вполне согласны.

При общем близширотном (З-СЗ) простираении массивы офиолитов в Севанском секторе проявлены в виде прерывисто-кулисообразных тел (рис. 1), что, по нашим наблюдениям, обусловлено воздействием скрытой структурной сети. В ней главной является диагональная (СВ) система с проявлением также меридиональной и близширотной (СВ-В) систем; северо-западная ориентация имеет ограниченное развитие. В противоположность этому, за пределами данного сектора, в районе отсутствия офиолитов Севанской и Амасийской зон, северо-западная система имеет заметное развитие. В сочетании с северо-восточной системой она контролирует интрузивный и субвулканический магматизм орогенного этапа.

В Севанском секторе офиолитов простираение массивов часто ограничено также структурами меридиональной ориентировки. Это особенно заметно между Шоржинским и Артанишским, а также между Артанишским и Джильским массивами. Меридиональная система в сочетании с близширотной (З-СЗ) контролирует Арпункский (Кясаманский) массив в целом, определяя его морфологию. Роль этой системы особенно подчеркивается в строении Шоржинского массива и западного окончания самого сектора. Этот массив длиной в 2 км имеет широтную ориентировку (рис. 1). Его максимальная ширина (0,6 км), постепенно сужаясь на запад, доходит до 0,1 км и разветвляется на две составные части. Северная сохраняет широтную ориентировку, а южная приобретает юго-западное направление (по СВ-ЮЗ структурной системе). Обе ветви выклиниваются по простираению через 150-200 м. Участок выклинивания представляет собой осевую часть зоны крупной региональной разрывной структуры строго меридиональной ориентировки. По нашим наблюдениям и данным других исследователей (Меликсетян и др., 1975; Абовян, 1981), она прослеживается и на юге (включая Вайоцзорский регион) и является структурой глубинного заложения, контролируя особенности взаимоотношений разновозрастных комплексов пород (в частности, и восточное окончание

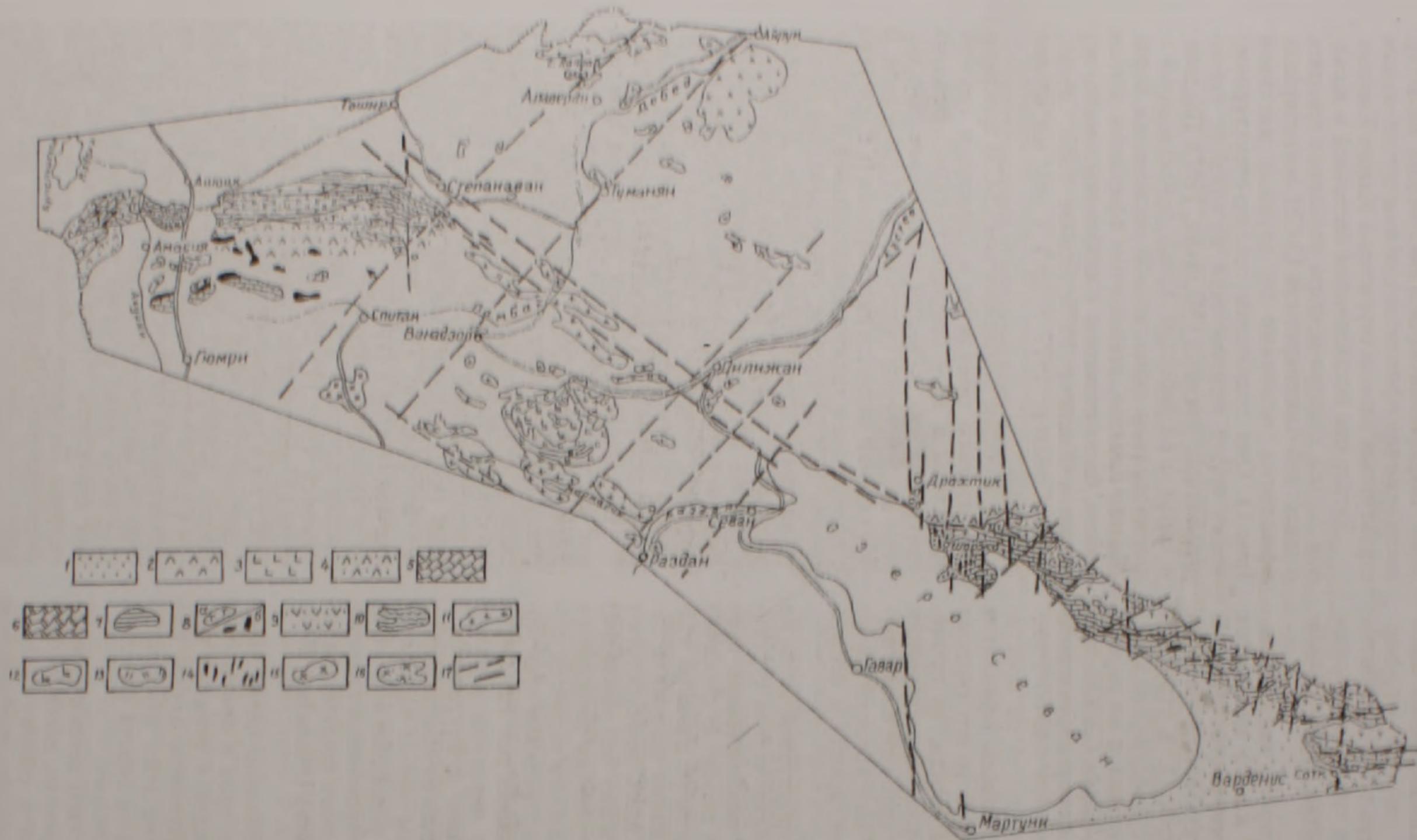


Рис. 1. Геолого-структурная схема Амасийского и Севанского сегментов офиолитов и разделяющей их зоны. Составил Л.С.Меликян по материалам К.Н.Паффенгольца и других исследователей с дополнениями автора.

Условные обозначения. Породы по возрастным системам. Четвертичная: 1 – осадочные (с вулканогенным материалом). Неогеновая: 2 – вулканогенные. Палеогеновая: 3 (поздний эоцен) – эпилейцитовые порфиры, трахитоиды, их туфы, туфобрекчии. 4 (поздний эоцен-палеоцен) – вулканогенные, вулканогенно-осадочные, осадочные. Меловая: 5 (поздний сенон) – осадочные; 6 (ранний отдел) – спитакская, чах-чахская, урасарская свиты. Юрско-меловая: 7 (поздняя юра-ранний мел) – катнахюрская свита. Офиолитовая ассоциация пород: 8а – гипербазиты, базиты, кварцевые диориты, плагиограниты (массивы), б – мелкие выходы тех же пород; 9 – вулканогенно-осадочные. Палеозойская (и древнее): 10 – метаморфические сланцы (глаукофиановые). Интрузивные и экструзивные образования. Палеогеновая: 11 (поздний эоцен-ранний олигоцен) – гранодиориты, граносиениты, монциониты, граниты, сиенит-диориты, тоналиты; 12 – псевдолейцитовые, нефелиновые и щелочные сиениты; 13 (поздний эоцен) – субвулканические и экструзивные кварцевые порфиры, альбитофиры, липарито-дациты, дациты; 14 (эоцен) – габбро и диабазы. Меловая: 15 (поздний мел-эоцен) – граниты, гранодиориты, диориты, габбро-диориты, альбитофиры, микрогранит-порфиры. Палеозойская (?): 16 – лейкограниты, мигматиты, микроклиновые граниты, диориты, габбро-диориты (район Цахкуняцкого хребта). Зоны разрывных структур: 17 – сквозные системы глубокого заложения.

Ведийской зоны офиолитов), а также крупных морфоструктурных единиц (граница между Аре-гунийским и Севанским хребтами, а также запад-ное окончание Варденисского и Вайкского хреб-тов). В эту же полосу упирается Шоржинский массив. На фронтальном участке западного вы-клинивания этого массива, в указанной меридио-нальной разрывной зоне вскрывается крупный выход туфоосадочных пород среднего эоцена, пронизанный множеством тел габброидов, ориен-тированных также меридионально-перпендику-лярно простиранию офиолитов. Кроме того, выклинивание Шоржинского массива ультраба-зитов сопровождается проявлением на его се-верном борту крупного субвулканического тела (1,6 x 1,5 км) андезит-трахиандезитового состава, апофизы которого пересекают массив в мери-диональном направлении.

Большое геолого-структурное значение дан-ной зоны заключается также и в том, что в ней выклинивается и вулканогенно-осадочная толща офиолитовой ассоциации наряду с надофио-литовой свитой известняков верхнего сенона. Первая выклинивается восточнее Шоржинского массива (в 2 км), а вторая – вместе с массивом гипербазитов. Необходимо подчеркнуть, что здесь, по приведенным данным, происходит не об-рыв Севанского сектора офиолитов, а его вы-клинивание.

Таким образом, в пространственном распре-делении офиолитов в обоих секторах направля-ющей является широтно-близширотная система, в то время как меридиональная и диагональная контролируют особенности их внутреннего строения. Основная широтно-близширотная сис-тема рассмотренных секторов является продол-жением анатолийского структурного плана, ко-торый сопровождается широким развитием офио-литов в Малой Азии. Все вышеприведенные данные говорят о возможной самостоятельнос-ти Амасийского и Севанского секторов в Ана-толийско-Малокавказско-Иранской шовной зо-не офиолитов.

Геологические особенности взаимоотноше-ний обоих секторов проявлены довольно четко. Восточная граница Базумского горста и приуро-ченных к нему офиолитов обусловлена наличием широкой структурной зоны диагональной СВ-ЮЗ ориентировки. Она отмечена А.Т.Асла-няном и др. (1975), Г.В.Егоркиной и др. (1973, 1976). Эта зона выделена указанными исследо-вателями в междуречье Агстев-Дебед-Раздан-Ка-сах и по верховью р.Мармарик. Она известна в пределах Сомхето-Карабахской зоны как Идже-ванский синклиний. По всей ширине данной диагональной полосы до участка небольшого вы-хода офиолитов на северо-западной окраине озе-ра Севан (в нижнем течении р.Дзкнагет) офио-литы отсутствуют. На этом интервале широко представлены интрузивно-субвулканические комплексы олигоцена, палеогена, а также мезозоя (Асланян и др. 1975; Меликсетян и др., 1975 и др.). Это подтверждается и обобщенными геофи-зическими данными, исходя из которых А.Т. Ас-ланян и соавторы (1975) подчеркивают приуро-ченность пород офиолитовой формации к под-

нятиям фундамента по центральной части анти-клинория Севано-Акеринской зоны, а к опущен-ным интервалам тяготеют интрузии умеренной магмы. В той же работе отмечается, что выход офиолитов в ущелье р. Дзкнагет не отражается на геофизических полях из-за своего небольшого размера.

В результате геофизических исследований Г.В.Егоркина и соавторы (1973, 1976) по сейс-мическим разрезам (аппаратура типа "Земля"), а также по данным гравиметрии и магнитометрии подтвердили, что на Малом Кавказе областям рас-пространения офиолитов соответствуют верти-кальные зоны, в которых отсутствуют отража-ющие сейсмические горизонты, т.е. офиолиты обусловлены вертикальными глубинными раз-ломами. По их данным, присеванские офиолиты контролируются зоной СЗ-ЮВ ориентировки, до-стигая по вертикали поверхности Мохо. Однако с этим трудно согласиться, т.к. вертикальность залегания указанных авторами структур никак не сохранилась бы при формировании офио-литового структурного этажа (Меликян, 1967) или под воздействием любых перемещений офиолитов. Наряду с этим, как видно из приве-денных нами данных, офиолиты Севанской и Ама-сийской зон, а самое главное, Северо-Анатолий-ского региона (включая и Эрзинджанский син-таксис) имеют, в основном, широтно-близширот-ную, а не диагональную СЗ-ЮВ ориентировку, как считают Г.В.Егоркина и соавторы.

Многолетние и детальные геофизические исследования Ш.С.Оганесяна (1972), Ш.С.Ога-несяна и С.Н.Назаретяна (1980) показали, что Севанская зона больших градиентов  $\Delta g$ , сохраняя свою целостность, западнее участка Драхтик продолжается с близширотной (ЗСЗ) ориен-тировкой. А в районе г.Апарана, изгибаясь на СЗ и разветвляясь, данная зона теряет свою четкость, почти исчезая в пределах диагональной (СВ-ЮЗ) структурной зоны междуречья Агстев-Дебед.

В результате детальных геофизических ис-следований А.Г.Бабаджян (1988) подчеркивает, что офиолиты в Ведийском и Севанском секторах приурочены к зонам относительно высоких градиентов силы тяжести и что Присеванская зона офиолитов характеризуется также линей-ными, локальными положительными аномалиями  $\Delta T$ , интенсивность которых убывает по направ-лению от Большого к Малому Севану. По зна-чению  $\Delta g$ , согласно А.Г.Бабаджяну, основные и ультраосновные породы Присеванской зоны характеризуются поднятием верхних контактных поверхностей. Исходя из этого, а также из данных скв. N2 – Дилижан (глубина 1200 м), Присеван-ская зона не продолжается на СЗ при переходе от Тохлуджинского (Драхтикского – ЛМ) бло-ка к Дилижанскому. По данным А.Г.Бабаджяна (1988), А.Г.Бабаджяна и С.М.Оганесяна (1980), зона больших и горизонтальных градиентов  $\Delta g$  постепенно расчленяется на две ветви северо-западнее крайнего небольшого выхода серпен-тинизированного перидотита Драхтикского участка. Одна из них продолжается на север, а другая, плавно изгибаясь, приобретает широтную

ориентировку. Далее она тянется на СЗ до г. Апарана, разветвляясь на более тонкие полосы.

До вышеуказанных геофизических исследований Меликсетян и соавторы (1975) выдвинули близкое по характеру представление относительно Севанской зоны офиолитов. По их данным, согласно особенностям рельефа Мохо, эта зона на границе Большого и Малого Севана, изгибаясь, следует на ЮЗ и далее, ориентируясь на З-СЗ, выклинивается.

Можно допустить, что идею широтной ориентировки офиолитов Севанской зоны частично разделяли также А.Т. Асланян и соавторы (1975), отмечая возможность существования Масрикского погребенного поднятия офиолитов, ориентированного в западном направлении широтно, а на востоке сливаясь с офиолитами Акеринского сегмента в Азербайджане.

*Возможные интерпретации.* По своей геолого-структурной позиции Амасийский сегмент можно рассматривать как восточное продолжение северной ветви Эрзинджанского синтаксиса офиолитов, сохранившего свою общую ориентировку. К центральной части Малого Кавказа этот сегмент, как видно из приведенных выше данных, претерпел воздействие ряда структурных факторов, которые обусловили его ограничение. Исходя из отмеченного, офиолиты Амасийско-Степанаванского интервала (до района правобережья р. Холодный родник) являются продолжением северной краевой ветви северо-анатолийского пояса. М.Л. Баженов, В.С. Буртман (1990) и другие рассматривают этот сегмент в качестве восточного конца сuture Мезотетиса.

Офиолиты Севанского сегмента А.Л. Книппер (1975) включает в состав тутхунского прогиба океана Тетис, характеризуя его океаническим типом коры. По мнению этого автора, в конце неокома сиалические массы Африкано-Аравийской платформы продвинулись под породы кристаллического основания герцинского обрамления северного побережья океана Тетис, что привело к образованию серпентинитового меланжа. Время от времени этот меланж выжимался. В пиренейской фазе протрузии меланжа, смешиваясь с блоками верхнеюрских и палеогеновых пород, прорвались в верхние слои коры, что привело к формированию складчатой структуры этой территории.

По нашим представлениям и исходя из рассмотренных выше данных, специфика внутреннего тектоно-структурного плана офиолитов Севанского сегмента позволяет предположить его продолжение на запад. В пользу этого свидетельствуют также данные Р.Т. Мириджаняна (1976), М.А. Сатиана (1984), М.Л. Баженова, В.С. Буртмана (1990) о наличии офиолитов в скважинах южного берега оз. Севан, у с. Карчахпюр. Однако М.А. Сатиан (1984), М.Л. Баженов и В.С. Буртман (1990), интерпретируя весьма ограниченные данные о присутствии офиолитов на участках р. Дзкнагет и у с. Карчахпюр, считают

возможным выделение еще одной самостоятельной зоны офиолитов Ширако-Зангезурской (близмеридиально-северо-западной ориентировки). Исходя из приведенных нами данных, с такой интерпретацией мы не согласны.

В свое время предположение о возможной взаимосвязи офиолитов Севанской зоны и апаранской серии пород Цахкуняцкого блока было рассмотрено А.А. Беловым и С.Д. Соколовым (1973).

В дальнейшем отдельные интервалы апаранской серии и вся серия в целом были детально изучены Р.А. Хоренян (1981 и др.) и В.А. Агамаляном (1987). Ими был подчеркнут сложный характер данной серии, проявленный в наличии собственно океанических и островодужных комплексов вулканитов. Однако, они не подтверждают взаимосвязь вулканитов апаранской серии и офиолитов Севана. Этот вопрос более основательно рассмотрен Г.С. Закариадзе, Р.Г. Магакяном и соавторами (1987). Согласно полученным ими данным, "...по своим геохимическим особенностям вулканиты апаранской серии отвечают дифференцированной толеитовой серии островодужного типа, которая по всем исследованным признакам проявляет полную аналогию с толеитовой серией верхней юры – неокома бассейна р. Дебед (Туманянский район Армении) и резко отличается от островодужных толеитовых серий офиолитов Севано-Акеринской зоны". Мы разделяем это представление о возможной самостоятельности Дебедской диагональной (СВ – ЮЗ) геолого-структурной зоны, расположенной между офиолитами Амасии и Севана.

По своим тектоно-структурным особенностям Севанская офиолитовая зона могла бы продолжаться на запад, сливаясь с Эрзинджанским синтаксисом. Однако, это слияние не произошло из-за сложных геолого-структурных особенностей центральной части Малого Кавказа, возможно и из-за субдукции зоны западнее оз. Севан. В этом отношении интересной является версия, предложенная Р.Л. Мелконяном, Р.А. Хоренян и З.О. Чибухчяном (2000). Указанные авторы подтверждают наличие мезозойского островодужного магматизма на Малом Кавказе не только в Сомхето-Карабахской и Капанской структурно-формационных зонах, но и в отдельных блоках Цахкунк-Зангезурской зоны, особенно в Цахкуняцком блок-антиклинории. Они объясняют это субдукцией коры океана Тетис как под южную окраину Евразии, так и под северную окраину Армяно-Иранской плиты. Исходя из геолого-структурных особенностей (и специфики магматизма) Цахкуняцкого и Сомхетского блоков, а также Севанской зоны офиолитов, можно допустить, что возможная субдукция осуществлялась южнее Цахкуняцкого блок-антиклинория и была ориентирована на С-СВ (по нашим представлениям и в соответствии с вышеприведенными геофизическими данными). Агамалян (1987) предполагает субдукцию в западном направлении.

В целом, исходя из вышеизложенного, можно заключить, что Севанский и Амасийский (Ширако-Базумский) секторы являются составной частью Анатолийско-Малокавказско-Иранской шов-

Приведенный факт еще раз подтверждает отсутствие офиолитов под мощной толщей эоцена между Амасийским и Севанским сегментами.

ной зоны офиолитов. Они расположены параллельно и кулисообразно, тем самым расширяя данную шовную зону. Между рассмотренными сегментами находятся Дебед-Агстевская диагонально ориентированная (СВ-ЮЗ) структурно-магматическая островодужная зона и фрагменты других структурных сооружений.

В дополнение ко всему вышеизложенному, необходимо отметить, что на Международной тектонической карте Европы, составленной под руководством Н.С. Шатского, Ганса Штилле, А.А. Богданова, Ф. Блонделя и др. (1962), офиолиты Севанского сегмента четко представлены в широтной-близширотной ориентировке, что вполне соответствует фактам, рассмотренным нами в данной работе.

Автор статьи выражает благодарность доктору геол.-мин. наук, академику НАН РА Джрбашяну Р.Т. за ценные замечания и редактирование данной работы, а также рецензенту, доктору геол.-мин. наук Сатиану М.А. за детальное рассмотрение статьи и критические замечания.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абовян С.Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 304 с.
- Агамалян В.А. Мезозойский аккреционный комплекс (апаранская серия Цахкуняцкого хребта Армянской ССР). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, N2, с.13-24.
- Асланян А.Т., Вегуни А.Т., Милай Т.А., Никольский Ю.И., Сироткин Т.Н. Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, N6, с.35-51.
- Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги альпийского пояса Карпаты-Кавказ-Памир. М.: Наука, 1990, 167 с.
- Бабаджян А.Г. Глубинное строение и геодинамика бассейна озера Севан по геофизическим данным. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1988, 136 с.
- Бабаджян А.Г., Оганесян С.М. Гравитационная модель верхней части земной коры по профилю Маркара-Пойлы. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, N6, с. 60-68.
- Белов А.А. Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981, 211 с.
- Белов А.А., Соколов С.Д. Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении. Сов. геол., 1973, N8, с.26-41.
- Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М. и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. Сов. геол., 1973, N6, с. 80-91.
- Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М. Изучение глубинных разломов по материалам станций "Земля" на территории Армении. Разведочная геофизика, вып.72, М.: Недра, 1976, с.29-40.
- Закариадзе Р.С., Магакян Р.Г. и др. Проблемы раннеальпийской эволюции Малого Кавказа в свете геохимических данных о вулканических сериях островодужного типа. В сб.: Строение сейсмо-фокальных зон. АН СССР, Меж-ведомств. тект. комитет. Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1987, 215 с.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975, 208 с.
- Ломизе М.Г. О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья. Изв. Высших уч.заведений, Геол. и разведка, 1970, N11, с.32-41.
- Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983, 194 с.
- Международная тектоническая карта Европы. М 1:2 500 000 Составлена подкомиссией по тектонической карте мира под руководством Н.С. Шатского, Ганса Штилле, А.А. Богданова, Ф. Блонделя М.: 1962.
- Меликсетян Б.М., Архиллов Б.К., Капралов Г.П., Мешерякова В.Б. Особенности тектоно-магматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения в южной части Малого Кавказа (сообщение 1). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, N6, с. 52-69.
- Меликян Л.С. "Общекавказское" и северо-западное направления в структуре "Кавказского региона", их сущность и взаимоотношения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2000, Т. 53, N1-2, с. 22-27.
- Меликян Л.С., Паланджян С.А., Чибухчян З.О., Вардазарян Ж.С. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1967, N1-2, с.3-15.
- Мелконян Р.Л., Хоренян Р.А., Чибухчян З.О. К вопросу о мезозойском магматизме Цахкунк-Зангезурской зоны Малого Кавказа. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2000, т.53, N3, с.17-29.
- Мириджанян Р.Т. Тепловой поток через базит-гипербазитовый комплекс пород в районе южного побережья озера Севан. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, N6, с.86-89.
- Оганесян Ш.С. Гравитационное поле и его геологическое истолкование. Геология АрмССР, т.10, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1972, с. 49-83.
- Оганесян Ш.С., Назаретян С.Н. О связи между геофизическими полями и сейсмичностью на территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, N6, с.51-59.
- Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация. В кн. Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. АН СССР, ГИН, Труды, вып. 340, М.: Наука, 1980, с. 145-197.
- Сатиан М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 193 с.
- Соколов С.Д. Тектонический меланж Амасийского района (Малый Кавказ). Геотектоника, 1974, N1, с.69-77.
- Соколов С.Д. Олиостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука 1977, 94 с.
- Хоренян Р.А. Петрохимические особенности мезозойских вулканитов Цахкуняцкого массива. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, N3, с. 38-42.

**ԱՄԱՍԻԱ-ՍԵՎԱՆԻ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԳՈՏՈՒ ՆԵՐՔԻՆ ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔԻ  
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ՈՐՈՇ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ  
(ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅՈՒՆ)**

**Լ. Ս. Մելիքյան**

**Ա մ փ ո փ ու մ**

Նախորդ բոլոր հետազոտողները Ամասիա-Սևանի օֆիոլիտային գոտին դիտարկել են որպես Անատոլիայի և Հյուսիսային Իրանի օֆիոլիտները կապող միասնական կառույց: Սակայն հետագայում, օֆիոլիտների զարգացման մի շարք կարևոր հանգույցներում կատարած երկրաբանական-կառուցվածքային մանրամասն քարտեզագրումը թույլ տվեց ճշտելու, որ Ամասիայի և Սևանի օֆիոլիտային հատվածները ձևավորվել են Թեթիս օվկիանոսի խորջրյա մասերում՝ որպես տարանջատված սեգմենտներ՝ կուլիսաձև դասավորությամբ: Նրանցում օֆիոլիտները դրսևորվել են լայնակի կամ դրան մոտ կառուցվածքային զուգահեռ հատակագծով: Հյուսիս-արևելք – հարավ-արևմուտք և հյուսիս-հարավ ուղղվածության խզվածքային երկարածիգ համակարգերը կտրուկ սահմանափակում են վերը նշված հատվածները և նրանցում արտահայտված օֆիոլիտներն ըստ տարածման: Այդ իսկ պատճառով Ամասիայի և Սևանի օֆիոլիտային հատվածները տարանջատված են միմյանցից օֆիոլիտներից զուրկ տարածքով, զգալի ձգվածությամբ: Այն հագեցված է ավելի երիտասարդ ինտրուզիվ և էկստրուզիվ տոնալիտային և ալկալային – ալկալայինին մոտ ապարներով: «Սևան-Ամասիայի օֆիոլիտային գոտու» ներքին կառուցվածքի վերը նշված յուրահատկությունները հաստատվում են նաև երկրաֆիզիկական տվյալներով:

**SOME GEOLOGICAL AND STRUCTURAL FEATURES OF INNER  
STRUCTURE OF THE AMASSIYA-SEVAN OPHIOLITIC ZONE  
(REPUBLIC OF ARMENIA)**

**L. S. Melikyan**

**Abstract**

Earlier studies have all considered the Amassiya-Sevan zone of Lesser Caucasian ophiolites as a single regional suture structure linking Anatolian ophiolites to the ones in the Northern Iran. This work discusses the results of detailed geological and structural mapping of a number of nodes in the Stepanavan and Sevan regions, which allows one to suggest that ophiolites in this area, having evolved within general deep Anatolian-Lesser Caucasian portion of the Tethys Ocean, represent autonomous segments arranged en-echelon. They reveal latitudinal-to-nearly latitudinal structural plan. Within the mentioned sectors, structural systems of the persistent NE-SW and meridian orientation, delimit the strike of ophiolites. As a result, the mentioned sectors are separated one from another by a considerable non-ophiolitic interval that is saturated with series of young intrusive and extrusive rocks of the tonalitic and sub-alkaline complexes. The identified geological and structural features of the inner structure of the Sevan-Amassiya belt are supported by geophysical data as well.

## К МЕТОДОЛОГИИ ИЗУЧЕНИЯ ТЕХНОГЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ В ГОРОДАХ

© 2004 г. А. З. Адамян<sup>\*)</sup>, А. С. Сааков<sup>\*\*)</sup>, Л. В. Саакян<sup>\*)</sup>

<sup>\*)</sup>Центр эколого-ноосферных исследований НАН РА  
375025, Ереван, ул. Абовяна, 68, Республика Армения  
ecocenter@rambler.ru, ecocenter@sci.am

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

Поступила в редакцию 24.09.2004 г.

В статье на примере меди рассмотрены основные вопросы методологии изучения и оценки литогеохимических техногенных геохимических аномалий, по мере неуклонного развития промышленности, захватывающей все более значительные территории. На основе многолетнего опыта выявления и оценки природных геохимических аномалий при поисках минеральных месторождений, а также результатов последних лет по изучению техногенных аномалий даны рекомендации по рациональному комплексу методов изучения техногенных аномалий, особо выделяя важность изучения подвижных форм загрязнителей природных сред.

Известно, что города, особенно с развитой промышленностью, являются главными источниками загрязнения окружающей среды и прежде всего природных ландшафтов. Это обстоятельство определяет исключительную актуальность систематического и комплексного изучения образовавшихся в природной среде техногенных геохимических аномалий – разнообразных химических элементов и их соединений. Обозначение накоплений различных химических элементов и их соединений, связанных с деятельностью человека, термином геохимических аномалий (заимствованным из практики геохимических поисков минеральных месторождений) представляется весьма логичным, из чего следует важнейшая роль геохимии в изучении техногенных (в более широком смысле – антропогенных) изменений окружающей среды. Последние в основном представляют результат химических изменений поверхности геоида вследствие деятельности человека.

Актуальность рассматриваемой проблемы привела в последней трети прошлого столетия к бурному развитию исследований по изучению процессов загрязнения окружающей природной среды с определенной хаотичностью в выборе методов исследований, как обычно бывает в случае появления новой области теоретических и практических исследований. Существующему и в настоящее время известному разнообразию методических подходов в значительной мере способствовал полидисциплинарный характер изучения особенностей процессов техногенного загрязнения окружающей среды. Из изложенного однозначно вытекает исключительная актуальность постоянного совершенствования, в первую очередь унификации широкого комплекса методов изучения и оценки техногенных геохимических аномалий различного происхождения. Акцент на необходимость унификации этих методов определяется прежде всего необходимостью облегчения обобщения выполненных в различных регионах исследований в области охраны окружающей среды с целью установления ос-

новополагающих (универсальных) закономерностей формирования техногенных геохимических аномалий различного генезиса и состава.

Поворотным пунктом в развитии методов изучения загрязнения окружающей среды химическими элементами и их соединениями является широкое внедрение в практику природоохранных работ комплекса методов изучения геохимических аномалий, разработанных и опробованных в течение десятилетий при поисках рудных месторождений в СССР (отбор, обработка и анализ проб, интерпретация результатов анализов и оценка геоэкологического риска и т.д.), широким фронтом начатое в шестидесятых годах прошлого столетия С. В. Григоряном и Ю. Е. Саеком (С. В. Григорян, 1992; Григорян, Саек, 1980). В результате этот набор методов в настоящее время занял свое достойное место в общем комплексе методов изучения техногенных геохимических аномалий, особенно в картографировании подобных аномалий.

Как известно, в течение многих лет основным аналитическим методом анализа проб, отбираемых при геохимических поисках минеральных месторождений, в основном являлся полуколичественный эмиссионный спектральный анализ, обладающий высокой производительностью, возможностью одновременного определения в одной навеске проб до 40 химических элементов и, как следствие этого, – низкой стоимостью. Основным недостатком этого метода является его низкая воспроизводимость, что существенно ограничивает его применение в других областях. В течение многолетнего применения при геохимических поисках месторождений полезных ископаемых постоянно производилось усовершенствование этого метода, направленное на улучшение его воспроизводимости; в результате был разработан так называемый приближенно-количественный спектральный анализ, который отличается лучшей воспроизводимостью, но тем не менее не является количественным, что необходимо иметь в виду при интерпретации результатов его применения.

Для иллюстрации этого положения на рис. 1 приведены графики изменения содержания меди – одного из наиболее характерного и распространенного загрязнителя окружающей среды, особенно в районах действия горно-металлургических предприятий. Последнее обусловлено тем, что медь в заметных количествах содержится в рудах практически всех типов рудных месторождений и в результате как разработки месторождений, так и металлургического передела добытых руд широко рассеивается в окружающей среде, загрязняя атмосферу, водные артерии и создавая на различных геохимических барьерах контрастные техногенные геохимические аномалии.

На рис. 1 приведены графики изменения содержания меди, проанализированной в одних и тех же пробах двумя методами – атомно-абсорбционным (вскрытие пробы сплавлением) и приближенно-количественным эмиссионным спектральным. Оба метода определяют валовое содержание элементов (в данном случае – меди) и в идеале должны дать идентичные результаты. Как следует из рис. 1, между двумя графиками существуют определенные различия, величины которых отчетливо зависят от содержания меди. Для высоких содержаний (0,01-1,0%) наблюдаются наиболее близкие значения сравниваемых методов анализа. Для низких концентраций существенно

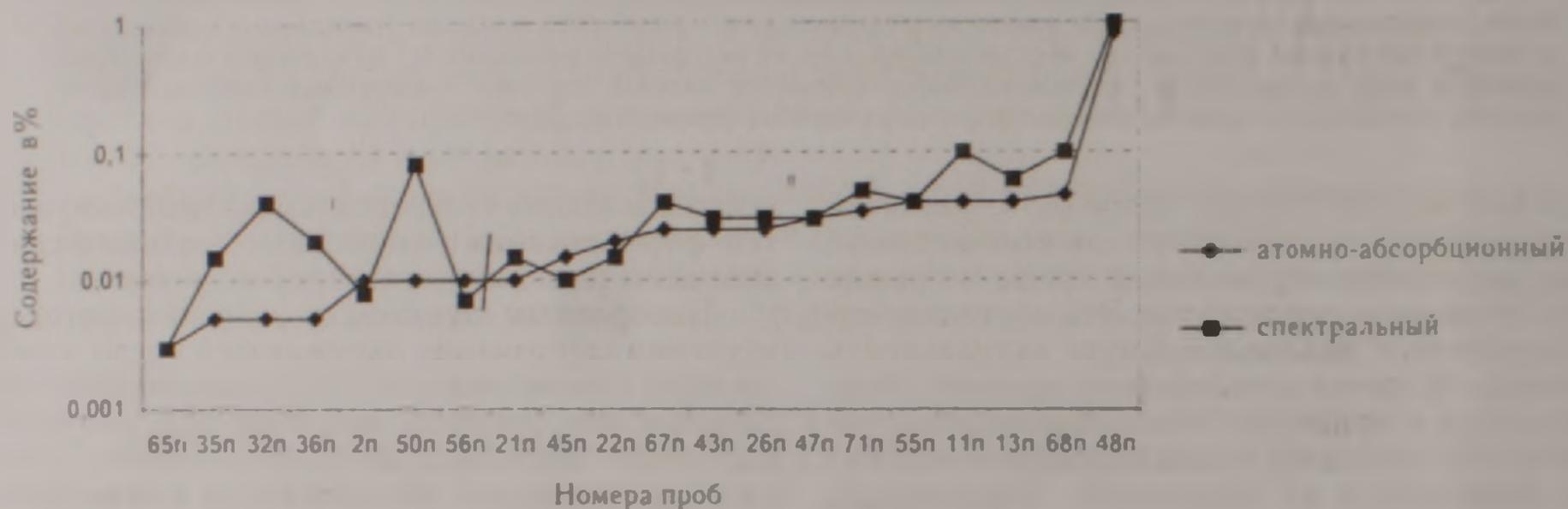


Рис. 1. Графики изменения содержания меди, определенные двумя методами анализа (атомно-абсорбционным и полуколичественным эмиссионным спектральным)

больше расхождений. В табл. 1 приведены средние содержания для указанных выше интервалов концентраций меди, рассчитанные по результатам анализов 20 проб, приведенных на рис. 1. Как следует из данных табл. 1, для высоких содержаний меди средние значения по двум методам разнятся меньше.

$S = \sqrt{S_1^2/N_1 + S_2^2/N_2}$ ,  $S_1^2$  и  $S_2^2$  – дисперсии сравниваемых выборок, а  $N_1$  и  $N_2$  – число выборок.

Ниже приводятся расчеты для проб двух частей приведенных на рис. 1 двух совокупностей проб: с содержаниями меди до 0,01% (совокупность первая) и более 0,01% (вторая совокупность).

*Первая совокупность.* Число проб – 7, средние содержания:  $C_1 = 0,02\%$  (спектральный анализ),  $C_2 = 0,0069\%$  (АА анализ).

Таблица 1.

Средние содержания меди

Средние содержания меди, %			
Интервал содержаний меди, %			
< 0,01		0,01-1,0	
Методы анализа проб			
Атомно-абсорбционный	Спектральный	Атомно-абсорбционный	Спектральный
0,007	0,025	0,089	0,117
0,025:0,007 = 3,6		0,117:0,089 = 1,3	

Приведенные в табл. 1 различия между данными двух видов анализа были статистически оценены с помощью Критерия Стьюдента (оценка существенности выявленных различий). Оценка производилась для обеих выборок по известным формулам

$$t = \bar{A}/S \quad (1)$$

где  $\bar{A}$  – разность сравниваемых средних содержаний исследуемого элемента:  $\bar{A} = \bar{C}_1 - \bar{C}_2$ , а

$$S = \sqrt{9,1 \cdot 10^{-6}/7 + 0,046/7} = 0,0812;$$

$$t = (\bar{C}_2 - \bar{C}_1)/S = (0,02 - 0,0069)/0,0812 = 0,16$$

Для 5% уровня значимости по табл. 2 (1)  $t$  распределение Стьюдента для числа проб 12 (7+7-2) значение  $q$  равняется 2,179, что существенно выше расчетного. Это означает, что установленное различие между сравниваемыми средними не является существенным.

*Вторая совокупность.* Аналогичные результаты получены по второй совокупности, где:  $t = (C - \bar{C})/S = 0,028/0,074 = 0,38$ . Для 5% уровня значимости по табл. 2 (1)  $t$  распределения Стьюдента для числа проб (13+13-1) значение  $q$  равняется 2,064, что существенно превосходит расчетное значение и подтверждает несущественность расхождений средних при 5% уровне значимости.

Эти данные, а также результаты подобных исследований авторов по другим объектам одно-

значно свидетельствуют о возможности использования при изучении техногенных аномалий результатов эмиссионного спектрального полуколичественного анализа (в модификации приближенно-количественной) геохимических проб, что имеет принципиальное и большое практическое значение, поскольку предоставляет возможность использования этого вида анализа для экологической оценки огромных территорий, в пределах которых в течение десятилетий спектральный анализ был использован при геохимических поисках минеральных месторождений. Речь, конечно, идет только об анализах лабораторий, специализированных на анализах геохимических проб с существенно высоким качеством анализа (приближенно-количественный спектральный анализ). В качестве такого примера можно отметить спектральную лабораторию ИМГРЭ (г. Москва), результаты которой использованы в этой статье.

В первую очередь следует отметить возможность эффективного использования того огромного объема спектральных анализов, которые были выполнены в прежние годы. Для примера отметим, что в бывшем СССР за более чем полувековую историю применения геохимических методов при поисках минеральных месторождений ежегодно отбиралось 6-10 млн. геохимических проб, проанализированных спектральным методом до 40 элементов.



● точка отбора проб

Рис 2 Точки отбора проб

На рис. 2 показаны точки отбора почвенных проб на территории г. Еревана, а на рис. 3 – распределения меди, оконтуренные по результатам спектрального анализа. На этом рисунке за бор-

товое содержание принято содержание меди в 0,01% (это максимальное фоновое значение аридных почв по А. Левинсону, 1980), поскольку минимально-аномальное содержание для этой площади не установлено. Его правильное определение – задача исключительной сложности, поскольку требует геохимического опробования огромных территорий, позволяющего гарантированный выход за пределы техногенных аномалий, т.е. зон влияния крупных промышленных центров.

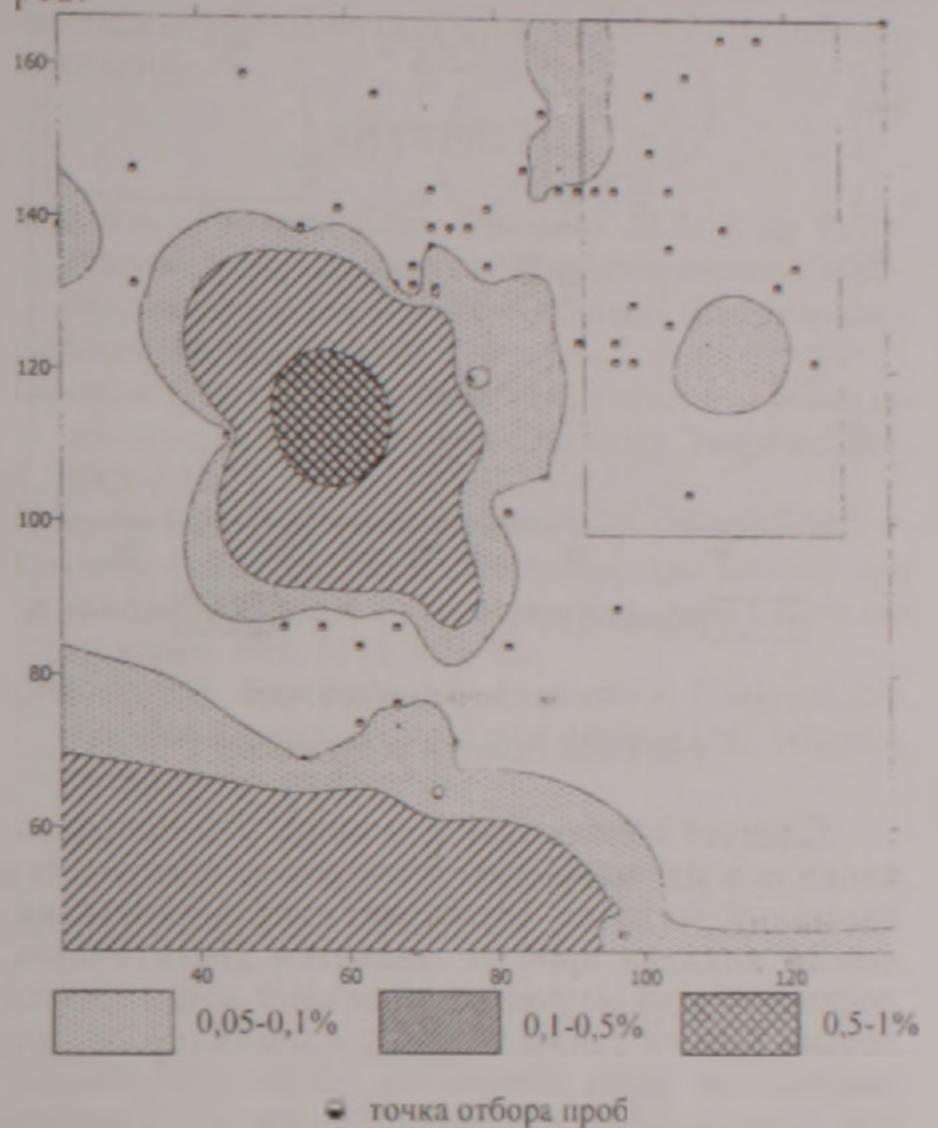


Рис 3 Cu (валовое содержание)

Для упрощения этой задачи был использован предложенный С.В. Григоряном (1965) метод определения параметров фонового распределения элементов, основанный на «лоскутном» характере техногенных аномалий. Суть этого метода заключается в том, что любая техногенная аномалия крупного промышленного центра, благодаря множеству источников загрязнения, имеет лоскутную природу, обусловленную чередованием аномальных и фоновых участков. Применение этого метода заключается в составлении карты с условным минимально-аномальным содержанием меди, равным, как отмечалось выше, верхнему пределу содержания меди в почвах аридных районов (0,01%). Эта карта приведена на рис. 3. Северо-восточная часть этого рисунка отмечается минимальными содержаниями (<0,01%) и была выбрана в качестве фонового участка. По пробам этого участка были рассчитаны величины минимально-аномального содержания меди с величиной, равной  $C+2S$ . Аномалии меди, оконтуренные с такой величиной минимально-аномального содержания, приведены на рис. 4.

## Результаты фазового анализа проб на медь, % (навески проб 1г)

Условия экстракции	Проба 511	Проба 111
Сплавление	0.016	0.0152
1н HCl, 2 мин кипения	0.011	0.0055
1н HNO <sub>3</sub> , 2 мин кипения	0.011	0.0055
Дист вода, 2 мин кипения	0,0005	н о
Конц HCl (37%), 2 мин кипения	0.011	0.007
1н HCl, 30 мин комн темп	0.007	0.001
1н HNO <sub>3</sub> , 30 мин комн темп	0.007	0.0017
Дист вода, 30 мин комн темп	Н о	Н о

Н о - не обнаружено (<0,00005%)

0,015% был подвергнут различным видам фазового анализа проб. В табл.2 приведены результаты этих анализов.

На рис.5 для иллюстрации соотношений различных форм меди приведены графики изменения содержания меди, определенных атомно-абсорбционным методом способами валового и фазового анализа. Фазовый анализ заключался в экстракции меди раствором 1н HCl с 30 мин. при комнатной температуре.

На рис.6 показано площадное распределение подвижной формы меди (условия экстракции 1н HCl с 30 мин. экспозицией при комнатной температуре). Эти аномалии, как и аномалии валовых содержаний меди (рис.4), оконтурены с помощью равновероятных величин минимально-аномального содержания меди ( $\bar{C} + 2S$ ). Как показывает сравнение рис.4 и 6, аномалии подвижных форм меди существенно более контрастны и значительны в размерах и более объективно отражают степень загрязненности территории, а также опасности этого загрязнения для живой природы.

Обобщая приведенные выше данные, следует отметить, что спектральный анализ по-прежнему остается важным аналитическим методом изучения техногенных геохимических аномалий. Его основным назначением следует считать фиксацию и оконтуривание многокомпонентных техногенных аномалий, дальнейшее изучение и количест

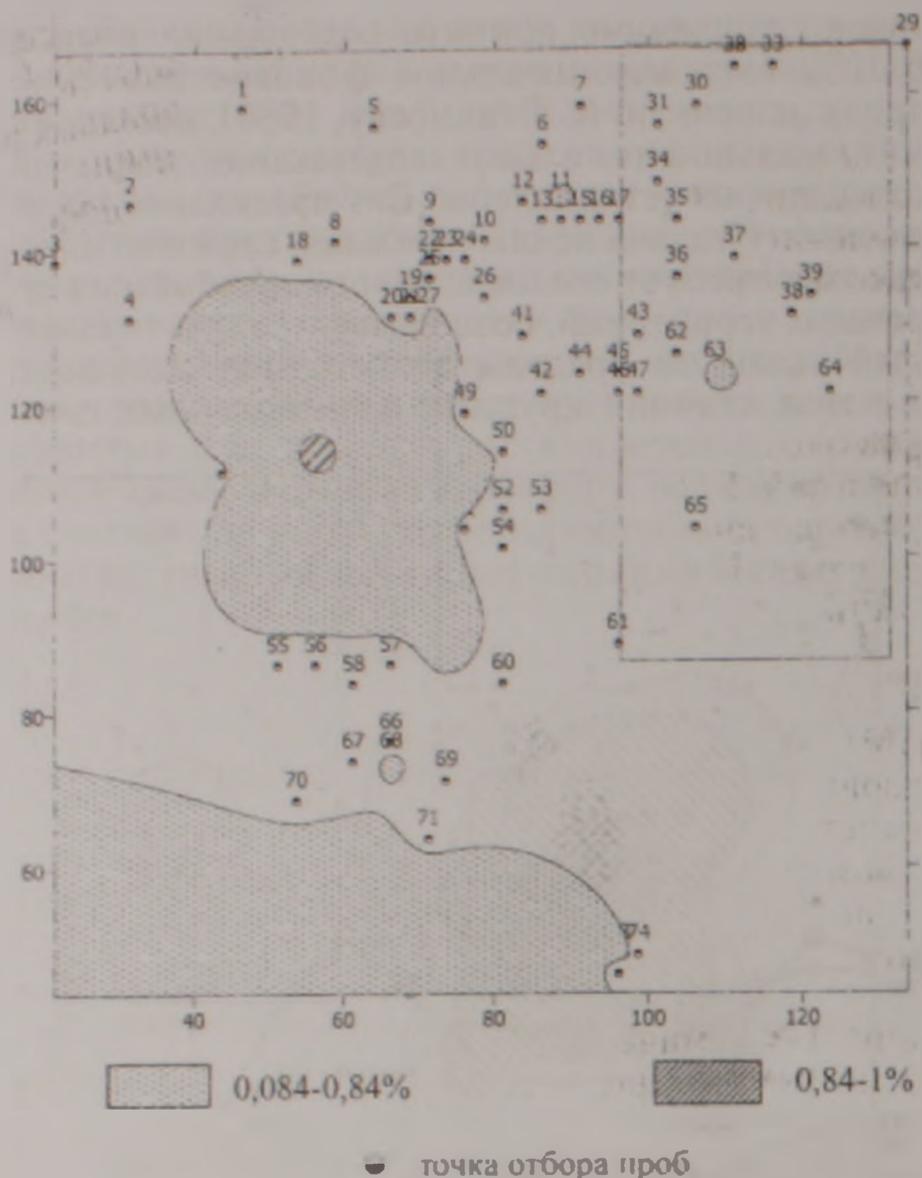


Рис 4 Cu (валовое содержание)

Следует однако иметь в виду, что использование при изучении техногенных геохимических аномалий методов (даже количественных) валового анализа проб не является достаточным, поскольку при изучении аномалий этого класса весьма нужны данные о содержаниях различных подвижных форм элементов, поскольку именно они представляют наибольшую опасность загрязнения растений, вод и через них живых организмов. Речь идет о методах фазового геохимического анализа проб, предложенных С.В. Григоряном для изучения геохимических ореолов рудных месторождений (Григорян, 1963). Для изучения особенностей распределения в пределах описываемой площади подвижных форм меди материал двух проб с валовым содержанием меди 0,016 и

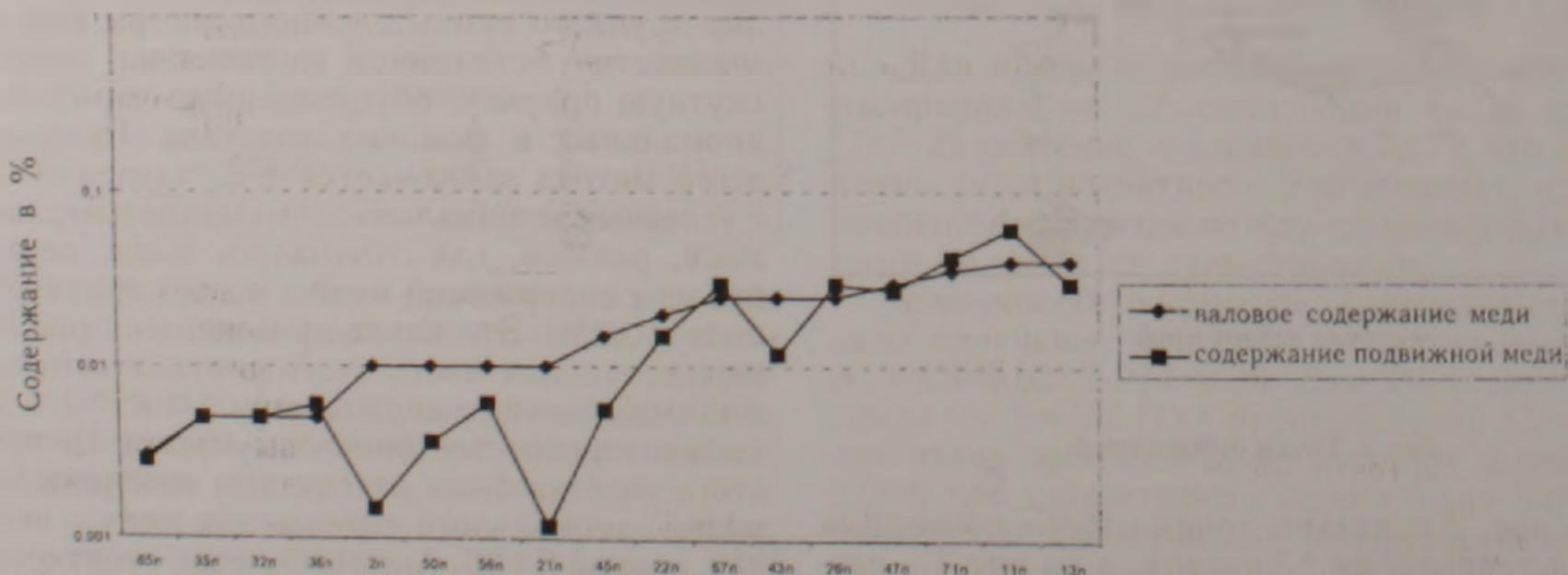


Рис 5 Графики изменения валового и подвижного содержаний меди

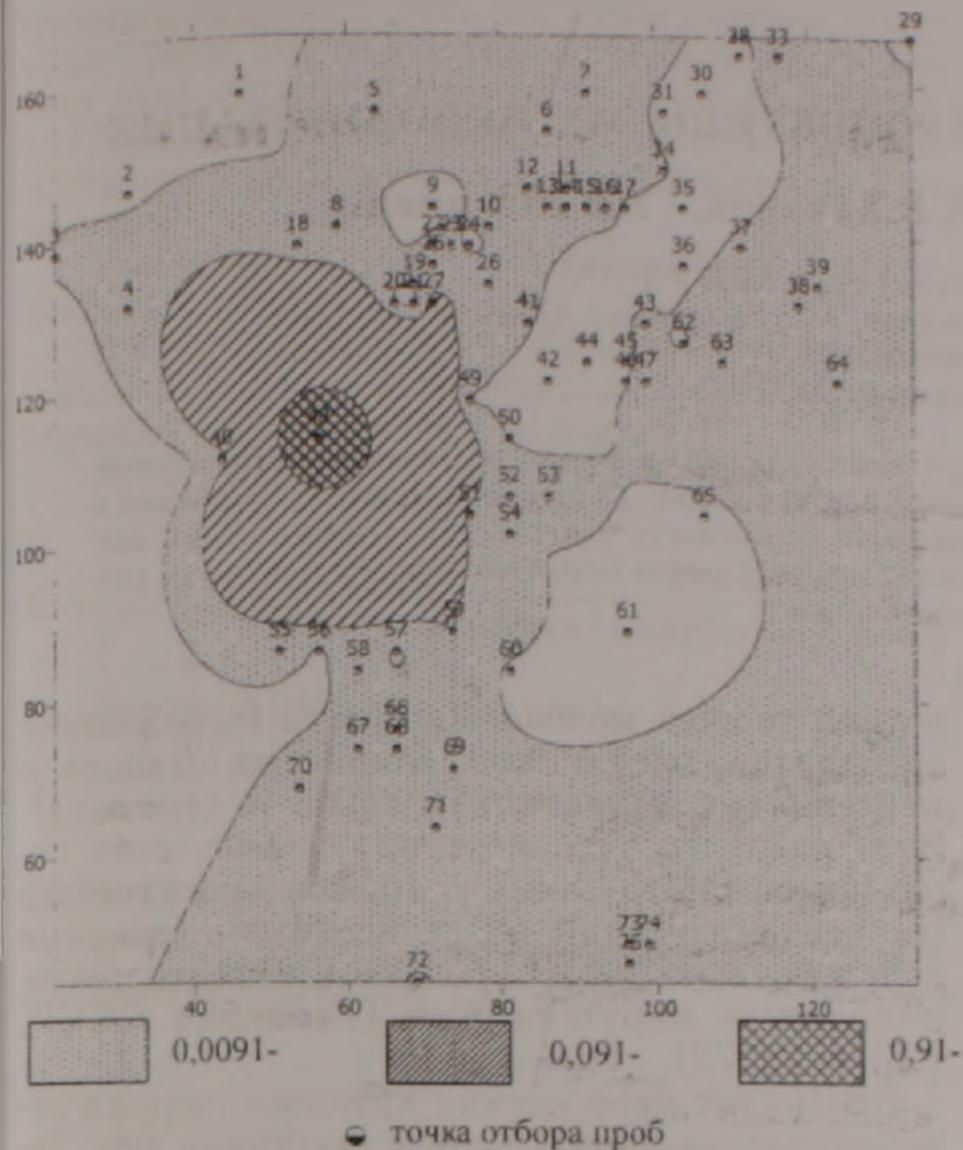


Рис 6 Cu (содержание подвижной формы)

венная оценка влияния которых на окружающую среду потребуют привлечения более прецизионных аналитических методов, включая различные модификации фазового анализа.

Приведенные выше данные представляют собой один из первых опытов оконтуривания и оценки в городах техногенных геохимических аномалий подвижных форм элементов-загрязнителей. Эти исследования заслуживают продолжения с целью охвата как более широкого набора элементов-загрязнителей, так и дальнейшего совершенствования методов изучения подобных аномалий.

### ЛИТЕРАТУРА

Беус А.А., Григорян С.В., Ойзерман М.Т. и др. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. М.: Недра, 1965, 120 с.

Григорян С.В. Об увеличении глубинности поисков по первичным ореолам урана. Атомная Энергия, №1, 1965, с.44-51.

Григорян С.В. Рудничная геохимия. М.: Недра, 1992

Григорян С.В., Сагс Ю.Е. Геохимические методы при решении некоторых экологических задач. Советская геология, 1980, N 11, с.78-83.

Levinson A.A. Introduction to Exploration Geochemistry. The 1980 Supplement, Applied Publishing Ltd., Wilmette, Illinois, USA. pp 615-924.

## ՔԱՂԱՔՆԵՐԻ ՏԵԽՆԱԾԻՆ ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ ԱՆՈՄԱԼԻԱՆԵՐԻ ՈՒՍՈՒՆԱՍԻՐՈՒԹՅԱՆ ՄԵԹՈԴՈԼՈԳԻԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

Ա. Զ. Ադամյան, Ա. Ս. Սահակով, Լ. Վ. Սահակյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում պղնձի օրինակով քննարկվում են լիթոերկրաքիմիական տեխնաժին անոմալիաների ուսումնասիրության և բնական գնահատման մեթոդոլոգիայի հիմնահարցերը: Նշվում է, որ արտադրության կայուն աճի պայմաններում շրջակա միջավայրի տեխնաժին ուղղվածությունը գրավում է ավելի մեծ ստրաժքներ:

Հիմնվելով հանքավայրերի որոնման երկրաքիմիական մեթոդների մշակման և կիրառման բազմամյա փորձի վրա, ինչպես նաև օգտագործելով տեխնաժին անոմալիաների վերջին տարիների ուսումնասիրության գիտական արդյունքները, տրվում են տեխնաժին անոմալիաների արդյունավետ ուսումնասիրության եղանակներ: Հատուկ ընդգծված է բնական միջավայրի քիմիական էլեմենտների շարժունակ ձևերի կողմից աղտոտման ուսումնասիրության կարևորությունը:

## ON METHODOLOGY OF STUDYING OF TECHNOGENIC GEOCHEMICAL ANOMALIES IN CITIES

A. Z. Adamyan, A. S. Sahakov, L. V. Sahakyan

Abstract

On the example of copper the basic questions of methodology of studying and an estimation of lithochemochemical technogenic anomalies are considered using long-term experience of revealing and an estimation of natural geochemical anomalies of mineral deposits, and also results of last years on studying of technogenic anomalies an effective complex of methods of studying of technogenic anomalies has been developed. In the article the importance of studying of mobile forms of chemical elements is also shown.

## МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ НКР И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

© 2004 г. Э.С.Халатян, Х.В.Хачанов, Г.В.Шагинян

Институт геологических наук НАН РА  
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
E-mail: hrshah@sci.a  
Поступила в редакцию 05.12.2003 г.

Рассматриваются перспективы использования минеральных источников Туджур-Ширланской гидрогеохимической зоны, а также источников Туми и Туг в бальнеологических целях. Приводятся их гидрохимические и санитарно-бактериологические характеристики. Подчеркивается вероятность использования минеральных вод, помимо бальнеологии, в качестве стабильных геохимических предвестников землетрясений, а также как возможный источник утилизации некоторых редких металлов и газов.

Источники углекислых минеральных вод на территории Арцаха с языческих времен привлекали внимание, что отражено в ряде манускриптов на разных языках, находящихся в хранилище древних рукописей Армении – Матенадаране и свидетельствующих о многовековом использовании минеральных вод Арцаха и смежных регионов в целебных целях.

В 1184 году врач Мхитар Гераци в книге "Утешение при лихорадках", написанной на доступном для народа языке, дает рекомендации по использованию минеральных вод для излечения от различных заболеваний. Труд Мхитара Гераци – выдающееся произведение в мировой истории медицины, что отмечалось позже рядом европейских историков медицины. Мхитар Гераци предостерегал людей от бесцельного использования минеральных вод, рекомендуя пользоваться водой только для исцеления от болезней (Յերաղի, 1832).

Историк XIII века Степанос Орбелян, наряду с описаниями природы и исторических памятников Сисакана, дал сведения и по использованию местным населением углекислых минеральных вод. Этим автором использовались рукописи Татевского монастыря, в которых содержались данные и о соседних регионах.

Заслуживает особого внимания деятельность медиков XV века – Амирдовлата Амасиаци (Амасиаци, 1990) и Григориса. Последний был автором фармакологии и учебника.

Сведения о минеральных водах и их использовании приводятся арабскими, персидскими и европейскими исследователями.

Вместе с тем первые целенаправленные научные изыскания в этой области начаты с середины XX столетия, и данные этих исследований приводятся в ряде публикаций (Аскеров, 1954; Бабаев, 2002; Гидрогеология СССР, т. XII, 1969; Кашкай, 1960). Наиболее известны Ширланская группа минеральных вод и источник Туджур (Лисогор), входящие в Туджур-Ширланскую гидрогеохимическую зону (Шушинский район).

Туджур-Ширланская гидрогеохимическая зона приурочена к Сарыбабинскому синклинию Севано-Акеринской структурно-формационной зоны Малого Кавказа, выполненному отложениями средней юры (туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники, порфириты) и оса-

дочной толщей мелового возраста (чередование аргиллитов, песчаников, глинистых сланцев и мергелистых известняков альба и сеномана). Весь комплекс вулканогенных и осадочных пород прорван интрузиями ультраосновного состава (серпентинизированные перидотиты). Коренные породы сильно дислоцированы и разбиты тектоническими нарушениями (Геология СССР, т. XLVII, 1972).

В местах пересечения крупного надвига северо-западной ориентации с долинами рек Зарыслы и Сарыбаба, на участках Туджур и Ширлан, с давних пор наблюдались естественные выходы углекислых минеральных вод, питание которых происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков в районах трещиноватых пород юры (келловей, титон) и нижнего мела (альба, сеноман). Вследствие наличия углекислого газа и повышенного гидростатического давления из пород ультраосновной формации разгружаются восходящие воды, разбавленные в верхней зоне пресными поверхностными водами.

**Источник Ширлан.** Расположен в 32 км к запад-северо-западу от г. Шуши, в долине р. Сарыбаба. Состоит из двух участков – Верхнего и Нижнего.

Систематическое изучение минеральных вод этого источника начато в 1953-1954 гг., когда было пробурено несколько скважин. Вода скважины №5 подавалась по минералопроводу длиной 32 км к санаторному комплексу г. Шуши.

В 1959-1962 гг. проводились дополнительные разведочные работы. На обоих участках были пробурены и опробованы еще 8 скважин. Результатом этих работ явилась оценка эксплуатационных запасов минеральных вод, которые были утверждены Государственным комитетом по запасам СССР (Протокол ГКЗ СССР №5994 от 19.06.1970 г.).

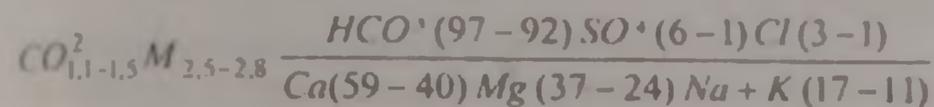
В 1973-1977 гг. были продолжены гидрогеологические разведочные и опытные работы с целью увеличения эксплуатационных запасов минеральных вод и изучения их химического состава. Были пробурены 4 скважины глубиной от 200 до 485 м – три на участке Верхний Ширлан, одна – на участке Нижний Ширлан, пройденные в порфиритах бата. Результатом этих исследований стала оценка эксплуатационных запасов углекислых минеральных вод участка

Верхний Ширлан с дебитом  $406 \text{ м}^3 / \text{сутки}$  (Протокол №25 Производственно-технического Совета экспедиции "Азгеокаптажминвод" от 4.11.1977г.) Эти работы показали большую стабильность режима и качества минеральных вод во времени.

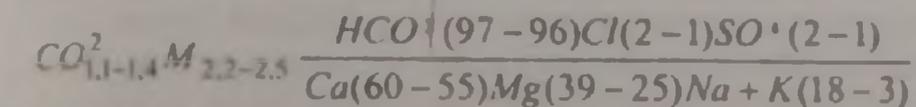
Выделяются три типа Ширланских слабоуглекислых минеральных вод:

I. Гидрокарбонатные, кальциево-магниевые: (здесь и далее состав приводится от ионов с большим содержанием к меньшему)

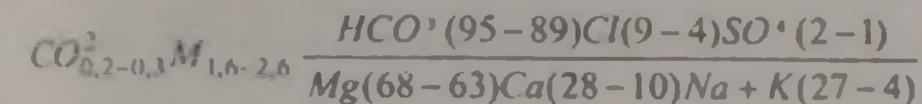
Нижний Ширлан, скв. №13



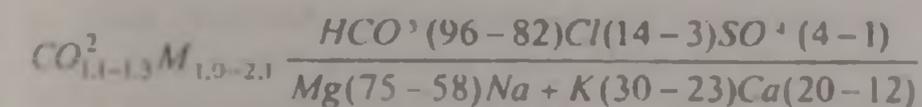
Верхний Ширлан, скв. №17



II. Гидрокарбонатные, магниевые-кальциевые: Верхний Ширлан, скв. №19



III. Гидрокарбонатные, магниевые-натриевые: Верхний Ширлан, скв. №25/73



Спонтанная газовая фаза практически представлена углекислым газом – до 98,7% объема (96,6-98,5% – Нижний Ширлан, 84,0-98,7% – Верхний Ширлан). Вода холодная ( $T=5,3-12,9^\circ\text{C}$  – Нижний Ширлан,  $9,0-12,9^\circ\text{C}$  – Верхний Ширлан), слабокислая ( $pH = 6,3-6,6$  – Нижний Ширлан,  $6,2-6,8$  – Верхний Ширлан), железистая ( $Fe_{\text{общ}}$  до  $25,5 \text{ г/л}$ ), кремнистая ( $H_2SiO_4 \approx 105 \text{ мг/л}$ ).

В незначительных количествах обнаружены рудные микрокомпоненты (Cu – до  $0,02 \text{ мг/л}$ , Ni – до  $0,03 \text{ мг/л}$ , Pb – до  $0,005 \text{ мг/л}$ , Zn – до  $0,1 \text{ мг/л}$ , V – до  $0,08 \text{ мг/л}$ ). Их содержания не превышают предельно-допустимые концентрации (ПДК), установленные ВОЗ (1994г.) (Экологически чистые подземные..., 1998).

Растворенные органические вещества присутствуют в незначительных количествах, практически отсутствует органический азот. Микробный ценоз скуден, коли-титр и коли-индекс в норме, что указывает на отсутствие поверхностного загрязнения и на антимикробное действие самой воды.

Источники Туджур (Лисогор). Расположены в 17км (по шоссе) от г. Шуши, у Лисогорского перевала.

Изучение минеральных вод началось в 1953-1954гг. Было пробурено несколько скважин, и на базе скважины №2 был создан цех по розливу минеральной воды, действовавший до 1961г.

В 1959-1962гг. и в 1966-1969гг. разведочные

работы продолжались. Были оценены эксплуатационные запасы минеральных вод по категории В, утвержденные в ГКЗ СССР в количестве  $70 \text{ м}^3 / \text{сутки}$  (Протокол №5994 от 19.06.1970г.). В обоснование запасов лег дебит скважины №15/2.

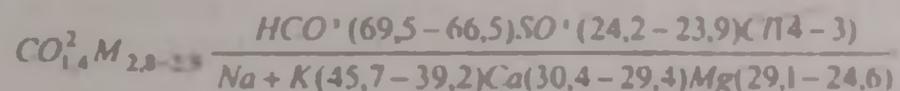
Воды Лисогорских источников углекисло-железистые, гидрокарбонатные, магниевые-кальциевые или кальциево-магниевые, малой минерализации ( $2,3-2,6 \text{ г/л}$ ), холодные ( $T=8,5-13^\circ\text{C}$ ). В целом по своим физико-химическим свойствам они близки к Ширланским.

Особенностью вод Туджур-Ширланской гидрогеохимической зоны является преобладание магния над кальцием и большое количество железа – до  $6 \text{ мг/л}$  в окисной форме и до  $26 \text{ мг/л}$  – в закисной. Высокое содержание Mg схоже с минеральными водами Татев-2, Суренаван, Сот (все в Армении), Уравели (Грузия) и с некоторыми водами Дальнего Востока (Дарасунские, Куксинские) и связано с циркуляцией вод в железисто-магнезиальных ультрабазитах.

Проведенные в 1953-1954 и в 1960гг. клинико-экспериментальные исследования по изучению лечебных свойств Лисогорских и Ширланских минеральных вод позволили установить, что их можно использовать при лечении заболеваний желудка, кишечника, печени, кровеносной и сердечно-сосудистой систем, обмена веществ и др. (Бабаев, 1965; Кашкай, 1960).

К Туджур-Ширланской гидрогеохимической зоне можно отнести и источник Туджур, расположенный на СВ окраине г. Степанакерта, на левом берегу р. Каркар. Здесь в 80-х гг. прошлого столетия была пробурена всего одна скважина.

Гидрохимический анализ воды, произведенный в ИГН НАН РА, позволил отнести ее к гидрокарбонатно-сульфатной натриево-кальциевой с общей минерализацией до  $3 \text{ г/л}$ . Вода холодная ( $T=17,5^\circ\text{C}$ ), слабокислая ( $pH=6,25$ ), кремнистая ( $H_2SiO_4=100 \text{ мг/л}$ ), слабо минерализованная:



В воде обнаружены относительно высокие содержания таких элементов, как As ( $0,5-0,6 \text{ мг/л}$ ,  $KK=17-20$ ), Rb ( $0,8 \text{ мг/л}$ ,  $KK=4$ ).

Формирование воды происходит, скорее всего, в серпентинизированных участках гипербазитовых отложений.

Несмотря на относительно высокие питьевые качества воды Туджур (Степанакерт), санитарно-бактериологический анализ, произведенный в лаборатории Санэпидстанции НКР в 2001г., показал, что высокий микробный ценоз, повышенные коли-титр и коли-индекс не позволяли использовать ее в питьевых целях. По всей вероятности, бактериологическое загрязнение минеральной воды имело антропогенное происхождение – рядом с источником проходит городской канализационный коллектор, состояние которого оставляет желать лучшего. Скорее всего, слив городского канализационного коллектора в

р Каркар способствовал загрязнению минерального источника. Это подтверждалось и органолептическими показателями: вода была с характерным запахом, присущим канализационным водам.

В настоящее время органолептические свойства изменились в лучшую сторону, что стало поводом для повторного санитарно-бактериологического анализа, произведенного 13.08.2003г. той же лабораторией, который дал следующие результаты: микробный ценоз скуден (в незначительных количествах обнаружены сульфатредуцирующие и аммонифицирующие микроорганизмы), коли-титр и коли-индекс в норме –  $>333$  и  $<3$  соответственно. Очевидно, загрязнение минеральной воды сточными водами носит временной характер и связано, по всей вероятности, с сезоном дождей.

По нашему мнению, режимные наблюдения по составу минеральных вод необходимо сочетать с санитарно-бактериологическими анализами. Кроме того, считаем необходимым в дальнейшем определять общее содержание органики, учитывая обстоятельство влияния ее на сферу анализа. В дальнейшем желательно охарактеризовывать окислительно-восстановительные условия углекислых вод Арцаха и смежных регионов.

*Источники минеральных вод Туми и Туг.* Расположены близ одноименных селений. Здесь выделяются два типа минеральных вод:

1. Сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые, углекислые, кремнистые. Общая минерализация 1,1-1,3г/л. Содержание свободной углекислоты 0,6-1,0г/л, кремниевой кислоты – 83мг/л. Кроме того, в них отмечается концентрация борной (2,7мг/л) и фосфорной (0,2мг/л) кислот, а также меди (0,015мг/л). Воды холодные.

2. Гидрокарбонатные магниевые-кальциевые, углекислые, кремнистые, с общей минерализацией 2,2-3,3г/л, холодные. Содержание свободной углекислоты 1,7-2,2г/л, кремниевой – 120-172мг/л, борной – 13,0-26,0мг/л, фосфорной – 0,18-0,2мг/л, окисного железа – 1,0-3,0мг/л, закисного железа – 12,0-30,0мг/л, меди – 0,01-0,02мг/л, мышьяка – 0,04мг/л.

Основной компонент газовой фазы в обоих типах Туми-Тугских вод – углекислота (97-99%). Азот, кислород и редкие газы присутствуют в небольших количествах.

Необходимо отметить, что изучение минеральных вод Арцаха, кроме научного интереса и бальнеологических целей, преследует и ряд прикладных, в частности:

– При режимных наблюдениях могут быть выявлены стабильные геохимические предвестники землетрясений, названные в 1993 году В.А.Игумновым и А.Э.Казаряном "геохимическим затишьем" (Игумнов и др., 1999, Igumnov, Kazarian, 1993). Впервые обнаружены при исследовании геохимических рядов, полученных по

скважине Лернадзор-2 Капанского района Армении перед Норманским (М-6,8; 1983г., Турция), Спитакским (М-7,0; 1988г., Армения) и Рудбарским (М-7,7; 1990г., Иран) землетрясениями. Суть предвестников заключается в том, что примерно за 4 месяца до землетрясения значения средней концентрации параметра и его дисперсия ведут себя диаметрально противоположно: средняя концентрация практически не меняется, а дисперсия резко уменьшается и остается стабильной до момента главного толчка. Синхронность в появлении этого типа предвестника отмечается для многих компонентов и параметров ( $\text{HCO}_3^-$ , Cl, pH и др.).

– В последние десятилетия положено начало изучению возможного использования углекислых вод в качестве промышленного источника по извлечению некоторых редких элементов и газов (Халатян и др., 1999-2000). В связи с этим некоторые минеральные воды Арцаха после специального исследования могут оказаться пригодными для получения углекислого газа и редких металлов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Амирдовлат Амасиаци. Ненужное для неучей. М.: Наука, 1990. 878 с.
- Аскеров А.Г. Минеральные источники Азербайджана. Баку: Изд. АГУ, 1954. 334 с.
- Бабаев А.М. Гидрогеологические условия формирования и гидрогеохимические особенности месторождений минеральных вод Азербайджана. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. докт. геол.-мин.наук. Баку, 2002, 55 с.
- Геология СССР. Т. XLVII. Азербайджанская ССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1972. 520 с.
- Гидрогеология СССР. Т. XII. Азербайджанская ССР. М.: Недра, 1969. 408 с.
- Игумнов В.А., Таян Р.Н., Халатян Э.С. К неогектонической активности Южного Зангезура. Известия строителей Армении. 1999, спец. выпуск №4, с.8-10.
- Кашкай М.С. Геолого-петрографическая характеристика, минеральные источники и полезные ископаемые Шушинского района. Баку: Изд. АН Азерб.ССР. 1960. 198 с.
- Халатян Э.С., Арутюнова М.Н., Халатян А.Р. Извлечение редких металлов из терм Армении. Тр. Горно-металлургического инст-та, Ереван, 1999-2000, с.68-74.
- Экологически чистые подземные питьевые воды (минеральные, природные, столовые). Рекомендации по обоснованию перспективных участков для добычи с целью промышленного розлива. М.: ГИДЭК, 1998. 32 с.
- Միգրացիոն Զերնացի: Չերնացից Միգրացիոնիօն: Վեներիկ: Տպ. Ս. Ղազար, 1832, 150 էջ:
- Igumnov V., Kazarian A. The geochemical precursors to earthquake and relaxation of geochemical parameters. Proceedings of scientific meeting: Migration of fluids in the subsoil and seismic events: Compared experience. Venice, Italy, 1993, p.149-151.

## ԼՂՀ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՋՐԵՐԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ՕԳՏԱԳՈՐԾՈՒՄԸ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԸ

Է. Ս. Խալաթյան, Ք. Վ. Խաչանով, Հ. Վ. Շահինյան

### Ա մ փ ո փ ու մ

Քննարկվում են ԼՂՀ Թբուջուր-Շիրլան հիդրոքիմիական գոտու, ինչպես նաև Թումի և Թուգ հանքային աղբյուրների ջերմուկաբուժական նպատակներով օգտագործման հեռանկարները: Բերվում են նրանց հիդրոքիմիական և սանիտարա-մանրէաբանական բնութագրերը: Բացի ջերմուկաբուժությունից, ընդգծվում է նաև հանքային ջրերի օգտագործման հավանականությունը որպես երկրաշարժերի կայուն երկրաքիմիական կանխանշան, ինչպես նաև որպես որոշ հազվագյուտ մետաղների և գազերի կորզման հնարավոր արդյունաբերական աղբյուր:

## MINERAL WATERS IN THE NKR AND PROSPECTS OF THEIR USE

E. S. Khalatyan, Kh. V. Khachanov, and H. V. Shabinyan

### Abstract

The authors consider prospects of using mineral sources of the T'tujour-Shirlan hydro-chemical zone, as well as the Toumi and Toug springs for balneal purposes. Hydro-chemical and sanitary-bacteriological characteristics of these springs are presented. Apart from balneology, emphasis is placed on the probability of using these mineral waters as stable geochemical precursors to earthquakes, and as a potential source of utilization of several rare metals and gases.

## СДВИГОВАЯ ПОЛЗУЧЕСТЬ И ПРЕДЕЛЬНО-ДЛИТЕЛЬНАЯ ПРОЧНОСТЬ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ

© 2004 г. С. Р. Месчян

Институт механики НАН РА  
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 246, Республика Армения  
E-mail hrshah@sci.a  
Поступила в редакцию 05.12.2003 г.

В статье рассмотрены вопросы предельно-длительной и сдвиговой ползучести глинистых грунтов, принимая их как тела Бингама-Шведова. Скорость ползучести грунта представлена двучленным обобщенным реологическим уравнением и с его использованием решена задача скорости движения грунта по наклонной поверхности.

Одним из основных видов деформирования глинистых грунтов является формоизменение, а наиболее распространенным в природе видом – простой сдвиг (рис. 1,б). В отличие от сложного формоизменения, когда на всех шести гранях выделенного из массива элементарного параллелепипеда действуют нормальные и касательные напряжения, в случае простого сдвига только на его четырех взаимоперпендикулярных гранях действуют нормальные напряжения  $\sigma$  и две пары касательных напряжений  $\tau$  (рис. 1,а). В последнем случае имеет место скашивание элемента на угол  $\gamma = \Delta S / a$ , называемое относительной деформацией сдвига ( $\Delta S$  – абсолютная деформация сдвига,  $a$  – высота зоны сдвига) (рис. 1,б).

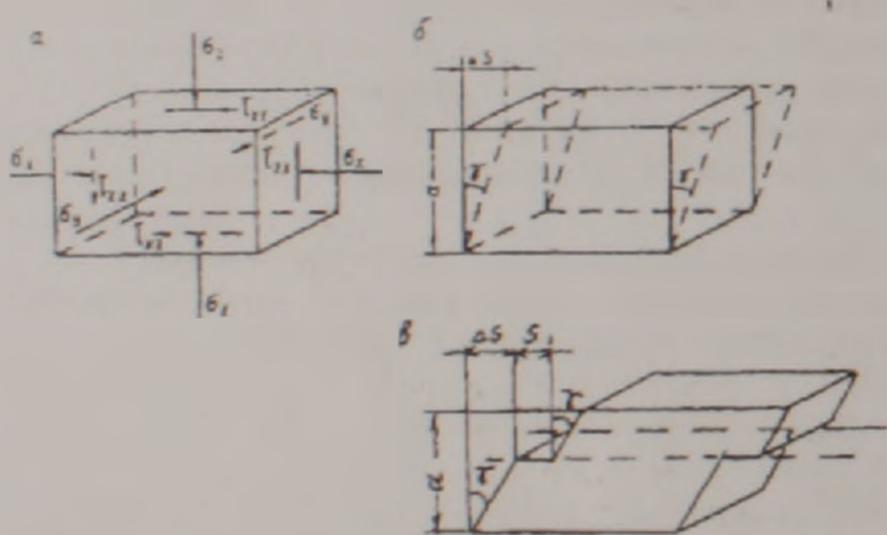


Рис 1 Схема напряженного состояния грунтового элемента при простом сдвиге (а), его сдвиг (скашивание) под действием касательных напряжений (б), образование плоскости скольжения – нарушение сплошности элемента (в).

Испытание образцов глинистых грунтов на простой сдвиг осуществляют методами скашивания (Сотников, 1960) и закручивания (Месчян, 1985) образцов после их уплотнения под действием уплотняющих давлений. Если в первом случае деформации сдвига образцов существенно ограничены по величине, то во втором случае они практически не ограничены.

Как объемные деформации (деформации уплотнения), так и деформации сдвига глинистых грунтов под действием постоянных касательных напряжений  $\tau$  развиваются во времени в виде сдвиговой ползучести  $\dot{\gamma}_t$  -  $\tau$  (рис. 2). Причем, если в первом случае деформации ползучести имеют только затухающий характер, то при сдвиговой

ползучести, в зависимости от уровня касательного напряжения  $\tau / \tau_c$  ( $\tau_c$  – прочность, сопротивление грунта сдвигу), деформации сдвиговой ползучести  $\dot{\gamma}_t$  протекают в стадиях затухающей ползучести (ОА), течения – ползучести практически с постоянной скоростью (АВ) и ползучести с возрастающей скоростью – разрушения материала (ВС) (Вялов, Скибицкий, 1961; Вялов, 1978).

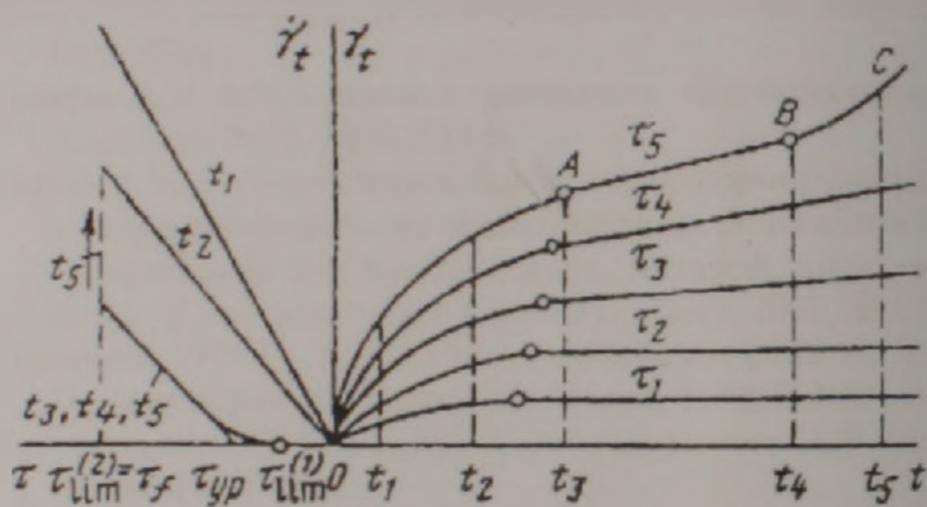


Рис 2 Типичное семейство кривых ползучести грунта при простом сдвиге – зависимость касательное напряжение  $\tau$  – скорость деформации простого сдвига  $\dot{\gamma}_t$  для различных моментов времени  $t$ .  $\tau_{lim}^{(1)}$  – первое предельное напряжение сдвига;  $\tau_{lim}^{(2)}$  второе предельное напряжение сдвига;  $\tau_c$  – сопротивление грунта сдвигу,  $\tau_{cp}$  – предел текучести-деформирования с постоянной или возрастающей скоростью сдвига.

В зависимости от состава, состояния плотности-влажности и структурной прочности глинистого грунта исчерпание его прочности может происходить с нарушением его сплошности и проявлением поверхности скольжения (рис. 1,б) после достижения некоторой критической деформации сдвига  $\gamma_{cp}$ , или без ее образования (рис. 2,б). В первом случае, по Н.Н.Маслову, имеем дело со скрыто-пластичными, а во втором случае – с пластичными глинистыми грунтами (Зарецкий, 1998), когда грунт течет как вязкая жидкость.

Совершенно очевидно, что если в первом случае допускаемое на грунт касательное напряжение ограничивается величиной его сопротивления сдвигу  $\tau < \tau_c$ , то во втором случае оно ограничивается допустимой скоростью деформирования, обусловленной сроком службы сооружения.

Если типичное семейство кривых сдвиговой ползучести (рис.2,б) представить в виде реологических кривых скорости вязко-пластичного течения грунта, касательное напряжение  $\tau$  – скорость деформации сдвига  $\dot{\gamma}$  (рис.2,а), то нетрудно заметить их зависимость от стадий ползучести.

Кривые  $\dot{\gamma} - \tau$ , построенные в стадии затухающей ползучести ( $t_1, t_2$ ), характеризуют поведение вязкой ньютоновской жидкости. Кривые, построенные в стадии течения АВ ( $t_3, t_4$ ), характеризуют поведение вязко-пластичного тела Бингама-Шведова, которое на оси  $\tau$  отсекает отрезок  $\tau_{yp} \equiv \tau_{lim}^{(1)}$ , называемый пределом текучести – пределом перехода от стадии затухающей ползучести в стадию течения. Здесь  $\tau_{lim}^{(1)}$  мы назвали первым предельным касательным напряжением, которое является истинным указанным пределом и мало отличается от  $\tau_{yp}$ , названного Н.Н.Масловым (Зарецкий, 1998; Маслов, 1955), порогом ползучести  $\tau_{lim}$ .

Касательное напряжение  $\tau_{lim}^{(2)}$ , которое является пределом перехода от стадии течения в стадию разрушения-ползучести с возрастающей скоростью глинистого грунта, мы назвали вторым предельным касательным напряжением или пределом длительной прочности  $\tau_{l\infty}$ .

Из вышеизложенного следует, что когда вязко-пластичный глинистый грунт течет с постоянной скоростью при любом значении касательного напряжения ( $\tau_{yp}=0$ ), и зависимость  $\dot{\gamma} - \tau$  представляется прямой (рис.2,а), она подчиняется закону течения ньютоновской жидкости (Маслов, 1955):

$$\tau = \eta \frac{d\dot{\gamma}}{dt} = \eta \frac{dV_y}{dy}, \quad (1)$$

то понятие прочности грунта теряет свой смысл, в этом случае свойство грунта определяется его вязкостью – коэффициентом вязкости  $\eta$ . В (1) –  $dV_y / dy$  – изменение скорости по высоте слоя.

Когда течение вязко-пластичного грунта наступает после преодоления предела текучести  $\tau_{yp} = \tau_{lim}^{(1)}$  (порога ползучести, по Н.Н.Маслову  $\tau_{lim}$ ), выражение (1) записывается следующим образом (Маслов, 1955):

$$\tau - \tau_{yp} = \eta \frac{d\dot{\gamma}}{dt} = \eta \frac{dV_y}{dy}. \quad (2)$$

Выражение (2) справедливо в пределах  $\tau < \tau_{lim}^{(2)} \equiv \tau_{l\infty}$ .

Следует заметить, что входящие в (1) и (2) параметры  $\eta$  и  $\tau_{yp}$  зависят от состояния плотности-влажности грунта – от уплотняющего давления  $\sigma_z$ .

Применимость уравнения Бингама-Шведова (2) для описания реологических кривых  $\dot{\gamma} - \tau$  вязко-пластичных грунтов экспериментально установлена М.М.Берку (под руководством Г.М.Шахунянца) (Шахунянец, 1953), С.Н.Сотниковым (1960) (под руководством Н.Н.Маслова) и автором этой статьи (Месчан, 1978). В частности М.М.Берку на кривой зависимости  $\dot{\gamma} - \tau$  выделил статическое ( $\tau_{lim}^{(1)}$ ) и динамическое ( $\tau_{yp}$ ) предельные напряжения, а также аномалию вяз-

кости при малых градиентах скорости.

Таким образом, для определения предельных касательных напряжений ( $\tau_{yp} \equiv \tau_{lim}^{(1)} = \tau_{lim}$ ,  $\tau_{lim}^{(2)} = \tau_{l\infty}$ ), а также коэффициента вязкости глинистых грунтов  $\eta$ , наиболее достоверным является исследование семейства экспериментальных кривых сдвиговой ползучести, построенного по результатам длительных испытаний образцов-близнецов грунтов на сдвиг. Однако, поскольку проведение длительных испытаний образцов-близнецов глинистых грунтов на сдвиг не всегда возможно, вернее часто невыполнимо из-за ограниченности как лабораторных возможностей, так и времени, определение указанных характеристик, в первую очередь предела длительной прочности, осуществляют различными кратковременными методами.

Вопрос о предельно-длительной прочности глинистых грунтов и о методе ее определения относительно кратковременными испытаниями в течение нескольких десятков лет является предметом обсуждения, часто переходящего в бурные споры о механике грунтов и инженерной геологии. Причиной тому послужило внесение в механику грунтов в качестве “стандартной” “мгновенной прочности” грунта со стороны ряда ученых – М.Н.Гольдштейна, А.М.Скибицкого, С.С.Вялова и др. (Вялов, 1961, 1978; Гольдштейн, 1957) и возможность потери устойчивости ряда крупных гидроэнергетических сооружений вследствие снижения “мгновенной” прочности глинистых грунтов во времени. Этими авторами понятие “мгновенной” прочности как “стандартной” в механику грунтов было перенесено из механики мерзлых грунтов и льда.

Судя по названию, “мгновенная прочность” глинистых грунтов должна соответствовать их прочности, определенной мгновенным испытанием образцов. Поскольку продолжительность испытания образцов глинистых грунтов всегда существенно выше нуля, эту прочность следует называть кратковременной или начальной (Зарецкий, 1998; Месчан, 1965), зависящей от длительности ее определения. Очевидно, что кратковременной или начальной следует называть также пиковую прочность  $\tau_p$  грунта, определяемую при различных скоростях испытания образцов в режиме контроля касательных напряжений. Следовательно, зависящую от продолжительности времени испытания образцов прочность грунта нельзя называть ни “мгновенной” и ни “стандартной”.

В бывшем СССР сопротивление глинистых грунтов сдвигу (прочность) было принято определять испытанием образцов грунтов в режиме контроля деформаций сдвига, по методу их затухания (Руководство, ... 1956). В этом случае образцы грунтов испытывались ступенчатым приложением касательных напряжений, с приложением каждой ступени после условной скорости стабилизации деформации сдвига (0,01 мм/мин) от действия предыдущей ступени. Этот метод в дальнейшем был узаконен (ГОСТ 12248-66).

Совершенно очевидно, что для решения возникшей проблемы следовало установить наименьшее значение сопротивления сдвигу глини-

рых грунтов путем загрузки образцов-близнецов равными ступенями касательного напряжения через различные постоянные интервалы времени и осуществить сравнение полученных данных со стандартной прочностью, определенной методом затухающих деформаций сдвига (Месчан, 1961).

В нашей работе, опубликованной в январе 1961 г. (Месчан, 1961) были приведены результаты испытания образцов-близнецов трех разновидностей глинистых грунтов нарушенного сложения в режиме контроля деформации сдвига с продолжительностью опытов от одной до 930 минут. Было установлено, а в дальнейшем многочисленными опытами подтверждено (Месчан, 1965), что наименьшим значением сопротивления глинистых грунтов сдвигу является стандартное  $\tau_{st}$  сопротивление сдвигу, определенное методом затухающих деформаций сдвига.

В опубликованной в конце 1961 г. книге В.А. Флорина по этому вопросу написано: "Сравнение длительной прочности с мгновенной не представляет интереса. Особо следует проверить уменьшение длительной прочности по сравнению со стандартной, находя последнюю в условиях полной стабилизации от каждой ступени вертикальной и горизонтальной нагрузок". Н.Н. Маслов (1955) по этому поводу отмечал, что "любые нагрузки, при которых наблюдается затухающая ползучесть, не могут служить показателями длительной прочности грунта. Более логично в качестве критерия для длительной прочности принимать нагрузку, которая вызывает прогрессирующую ползучесть". К сожалению, многие исследователи этого вопроса не потрудились свои данные сопоставить со стандартной прочностью глинистых грунтов (Гольдштейн, 1957).

Длительными (до 800 дней) испытаниями глинистых грунтов нарушенного сложения на сдвиг при уровнях касательного напряжения в пределах  $\tau/\tau_{st} = 0,85-0,90$  нами было установлено (Месчан, 1985), что сдвиговая ползучесть протекает только в стадиях затухающей ползучести и течения (рис.3). Это значит, что стандартное сопротивление этих грунтов сдвигу является их предельно-длительной прочностью  $\tau_{st} = \tau_{l,m}$ . Этот вывод не относится к очень плотным жестким глинистым грунтам, обладающим прочными цементационными связями (конденса-

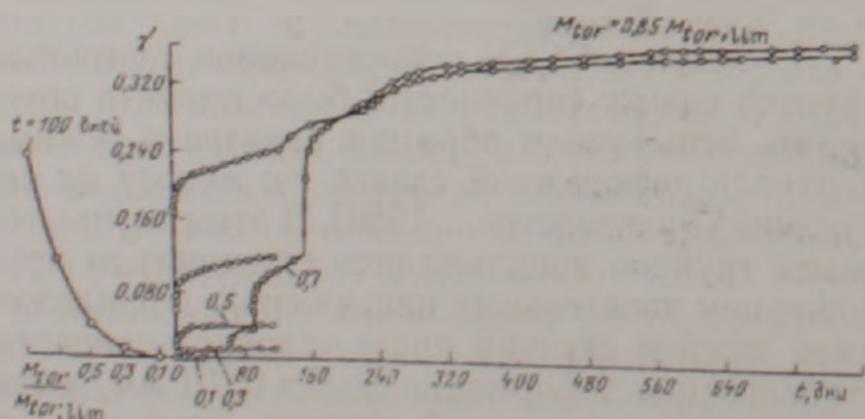


Рис.3 Семейство кривых ползучести глины 10-69 ( $\rho = 2620 \text{ кг/м}^3$ ,  $\rho_s = 1920 \text{ кг/м}^3$ ,  $w = 0,262$ ,  $I_p = 0,21$ ), определенное испытанием кольцевых образцов-близнецов на кручение ( $\sigma = 0,2 \text{ МПа}$ )

ционные структуры по П.А. Ребиндеру). В этом случае, как отмечал автор (Месчан, 1965), сдвиговая ползучесть может привести к очень медленному разрушению структуры глинистого грунта и снижению прочности во времени. Поэтому предельно-длительная прочность этих грунтов может быть ниже их стандартной прочности до 20%.

Многочисленными нашими опытами установлено, что предел текучести  $\tau_{up}$  (первое предельное касательное напряжение  $\tau_{lim}^{(1)}$ ) изменяется в интервале  $\tau_{up}/\tau_{st} = 0,4-0,45$ .

Опытами А.У. Скемптона (1964), М.Н. Гольдштейна, С.С. Бабицкой (1964) и др., подвергших испытанию образцы глинистых грунтов на сдвиг в режиме контроля касательных напряжений, была установлена зависимость их пиковой прочности  $\tau_p$  и независимость остаточной прочности  $\tau_r$  от скорости загрузки, а также равенство последней и предельно-длительной прочности грунтов  $\tau_r \approx \tau_{l,m}$ . Это равенство обусловлено практически полным исчезновением структурного сцепления глинистого грунта в процессе весьма больших деформаций сдвига при отмеченном режиме испытания образцов.

Нами выполнены сопоставительные исследования остаточной  $\tau_r$  и стандартной  $\tau_{st}$  прочностей глинистых грунтов нарушенного и природного сложения. Осуществлены испытания образцов-близнецов на кручение на приборах М-5 (Месчан, 1978) при очень больших углах закручивания. Опытами установлено, что остаточная прочность этих грунтов, определенная в режиме контроля касательных напряжений, практически совпадает со стандартной прочностью, определенной в режиме контроля деформаций сдвига (Месчан, 1961). Установлено также, что при больших углах закручивания образцов параметр  $c$  закона Кулона практически равняется нулю ( $c \approx 0$ ) (Месчан, 2003). Аналогичные результаты получены ранее А.У. Скемптоном (1964).

Рассматривая вопрос о теории прочности глинистых грунтов под действием касательных напряжений, Н.Н. Маслов (1984) выделял случаи А и Б. В случае А исключается ползучесть грунта (здесь имеется в виду деформация течения). В случае Б имеет место длительная деформация сдвига.

Начальное сопротивление глинистых грунтов сдвигу Н.Н. Маслов представил трехчленным уравнением (1955):

$$\tau_f = \sigma \operatorname{tg} \varphi_w + c = \sigma \operatorname{tg} \varphi_w + \Sigma_w + c_c \quad (3)$$

где  $\varphi_w$  и  $\Sigma_w$  — зависящие от влажности грунта  $w$  угол внутреннего трения и сцепление связности,  $c_c$  — структурное сцепление, определяемые из опыта.

При соблюдении условия

$$\tau < \sigma \operatorname{tg} \varphi_w + c_c = \tau_{lim} \quad (4)$$

отсутствует течение грунта, имеет место только затухающая деформация сдвига.  $\tau_{lim}$  — порог ползучести (предел текучести  $\tau_{up}$ ).

Исходя из вышеизложенного, выражение предельно-длительной прочности скрытопластичных глинистых грунтов в условиях длительного про-

явления ползучести (течения) Н.Н. Маслов (1984) представил в следующем виде:

$$\tau_{lim} = \sigma tg\varphi_w + \Sigma_w, \quad (5)$$

а пластичных грунтов:

$$\tau_{lim} = \Sigma_w. \quad (6)$$

Выражение (3), в отличие от мнения Н.Н. Маслова, представляется (Зарецкий, 1998) как выражение "мгновенной прочности", а (4) – как предел длительной прочности глинистых грунтов. При таком толковании (4) получается, что стадия течения грунта с постоянной скоростью (АВ) (рис.2) всегда переходит в стадию ускоренной ползучести – в стадию прогрессирующего разрушения, как при ползучести мерзлых грунтов и льда (Гольдштейн, 1957). Вместе с тем продолжительными экспериментами доказана возможность весьма длительного течения глинистых грунтов с постоянной скоростью (Месчан, 1985). Доказательством тому является также более чем шестивековая деформация Пизанской башни.

Следует также заметить, что, по Н.Н. Маслову (1955), М.Н. Гольдштейну (1971), в процессе длительного деформирования – сдвиговой ползучести, протекающей при касательных напряжениях, меньших по величине их предела стандартной прочности  $\tau_{1.5}$ , имеет место повышение прочности вязко-пластичных глинистых грунтов в результате длительного, медленно протекающего сдвига, называемого реопсией. Упрочнение глинистых грунтов в результате длительных, медленно протекающих деформаций сдвига, подтверждено автором этой статьи (1965), назвав их "наклепом" в 1962г., а С.С. Вяловым в 1978г. Это значит, что в процессе весьма длительного и медленного сдвига наряду со снижением прочности грунта, вследствие нарушения прочности структурных связей, имеет место явление реопсии, компенсирующее это снижение и обеспечивающее весьма длительную деформацию течения без нарушения сплошности материала.

Изложенное выше позволяет заключить, что простейшим и надежным методом определения предельно длительной прочности  $\tau_{lim}$  скрытопластичных глинистых грунтов, обладающих пределом течения, является испытание их образцов по методу затухающих деформаций сдвига в режиме контроля деформаций или определение остаточной прочности  $\tau_r$  при испытании образцов в режиме контроля касательных напряжений  $\tau$  (крутящих моментов  $M_{кр}$ ) при больших деформациях сдвига (закручивания) (ГОСТ 12248-96).

Для определения предела текучести (порога ползучести по Н.Н. Маслову) можно использовать реологическую кривую зависимости скорость деформации сдвига  $\dot{\gamma}$  – касательное напряжение  $\tau$ , построенную по данным испытания образцов на сдвиг при определении прочности грунта в режиме контроля касательных напряжений.

Приравнивая порог ползучести  $\tau_{lim}$  к пределу текучести  $\tau_{yp}$ , Н.Н. Маслов выражение (1) представил следующим образом:

$$\tau_{lim} = \tau_{yp} = c_c + \sigma tg\varphi_w, \quad (7)$$

а (2) в виде:

$$\tau - (\sigma tg\varphi_w + c_c) = \eta \frac{d\gamma}{dt} = \eta \frac{dV_y}{dy}. \quad (8)$$

Аналогичные выражения между интенсивностями касательных напряжений  $\tau_r$ , скоростями деформаций сдвига  $\dot{\gamma}$  и средним нормальным напряжением  $\sigma_w$  для случая пространственного напряженно-деформированного состояния предложили А.С. Строганов (1961) и С.Е. Гречишев (1963).

Недостатками (8) являются пренебрежение затухающими деформациями сдвиговой ползучести (которые часто соизмеримы с деформациями течения), изменчивостью состояния плотности-влажности при реологической характеристике  $\eta$  и  $\dot{\gamma}$  в течение времени под действием нормальных напряжений.

Используя реологические уравнения (1) и (8), Н.Н. Маслов (1955) впервые поставил и решил задачи течения по наклонной поверхности слоя пластичных и скрытопластичных глинистых грунтов (рис.4). Эти задачи нами решены с уче-

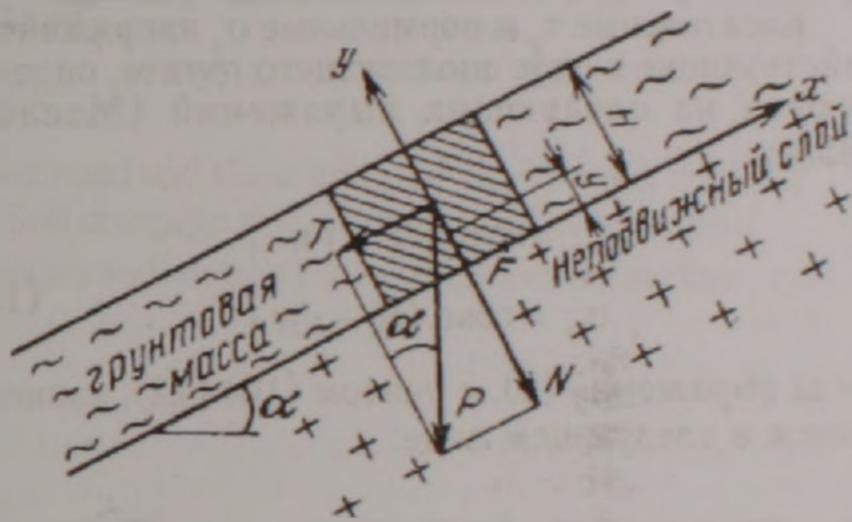


Рис 4 Схема решения задачи о скорости течения слоя скрытопластичных грунтов по наклонной поверхности

том изменчивости реологических свойств грунтов под действием собственного веса, нелинейности деформации сдвига и сейсмических воздействий (Месчан, 1985).

Чтобы полнее учесть сдвиговую ползучесть глинистых грунтов при изменчивости касательных напряжений в пределах  $\tau_r > \tau > 0$  мы воспользовались представлением семейства кривых ползучести в виде семейств затухающей ползучести и течения с постоянной скоростью (Месчан, 1985). При этом учитываем, что зависимость касательное напряжение  $\tau$  – скорость затухающей ползучести  $K_1(t)$  является нелинейной, а активная часть касательного напряжения  $(\tau - \tau_{yp})$  – скорость течения с постоянной скоростью  $K_2$  (линейной). Установлено также (Месчан, 2003), что при больших деформациях сдвига параметр  $c$  выражения остаточной прочности практически равен нулю ( $c \approx 0$ ). Небезынтересно отметить, что еще в 1955 г. Н.Н. Маслов (1955) отмечал, что ввиду малости в запас прочности можно написать  $c = 0$ .

Учитывая изложенное выше, выражение (8) нами представлено в следующем виде:

$$\frac{d\gamma}{dt} = \frac{dV_y}{dy} = K_1(t) \left( \frac{\tau}{\tau_r} \right)^n + K_2 \left( \frac{\tau - \tau_{yp}}{\tau_r} \right), \quad (9)$$

где  $K_1(t) = 1/\eta(t)$  – переменная во времени скорость затухающей ползучести при единичном уровне касательного напряжения ( $\tau/\tau_r = 1$ ),  $K_2$  – скорость течения при  $(\tau - \tau_{yp})/\tau_r = 1$ ,  $\tau_r$  – остаточная прочность грунта ( $\tau_r = \sigma_y \operatorname{tg} \varphi$ ).

Из (9) следует, что при  $\tau \leq \tau_{yp}$  сдвиговая ползучесть протекает только в стадии затухающей ползучести, а скорость течения грунта с постоянной скоростью наступает при  $\tau > \tau_{yp}$ .

Выражение  $K_1(t)$  определяется из уравнения меры затухающей ползучести (Месчан, 1985):

$$\omega_1(t) = c_0 (1 - e^{-\Delta_0 t}), \quad (10)$$

а  $K_2$  из

$$\omega_2(t) = K_2 t, \quad (11)$$

где  $c_0$  – предельная мера затухающей ползучести,  $\Delta_0$  – параметр.

Для примера использования выражения (9) ниже приводится решение задачи Н.Н. Масловым (1955) о движении слоя скрытопластичного грунта по наклоненной под углом  $\alpha$  поверхности (рис. 4), с учетом отмеченных выше условий.

Касательные  $\tau$  и нормальные  $\sigma$  напряжения, действующие в слое сползающего грунта, определяются из следующих выражений (Маслов, 1955):

$$\left. \begin{aligned} \tau_y &= \sin \alpha (H - y) \gamma \\ \sigma_y &= \cos \alpha (H - y) \gamma \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

тогда выражение (9), с учетом (10)-(12), записывается в следующем виде:

$$\frac{d\gamma}{dt} = \frac{dV_y}{dy} = c_0 \Delta_0 e^{-\Delta_0 t} \left[ \frac{\gamma (H - y) \sin \alpha - \tau_{yp}}{\gamma (H - y) \cos \alpha \operatorname{tg} \varphi} \right]^n + K \frac{\gamma (H - y) \sin \alpha - \tau_{yp}}{\gamma (H - y) \cos \alpha \operatorname{tg} \varphi} \quad (13)$$

После простых преобразований выражение (13) можно представить в следующем виде:

$$dV_y = A_1 e^{-\Delta_0 t} \int dy + A_2 \int dy - A_2 A_3 \int \frac{dy}{(H - y)} + c, \quad (14)$$

где

$$A_1 = \frac{c_0 \Delta_0 \operatorname{tg}^n \alpha}{\operatorname{tg}^n \varphi}; \quad A_2 = \frac{K_2 \operatorname{tg} \alpha}{\operatorname{tg} \varphi}; \quad A_3 = \frac{\tau_{yp}}{\gamma \sin \alpha} \quad (15)$$

Учитывая, что при  $y=0$ ,  $V_y$  выражение скорости деформирования слоя грунта представляется в следующем виде:

$$V_y = A_1 e^{-\Delta_0 t} + A_2 y + A_2 A_3 \ln \frac{H - y}{H}$$

Скорости  $V$  движения поверхности сползающего слоя ( $y=H$ ) в различные моменты времени  $t$ , при  $\gamma = 1730 \text{ кг/м}^3$ ;  $\varphi = 15^\circ$ ;  $\operatorname{tg} \varphi = 0,268$ ;  $n=2$ ;  $c_0 = 0,0055$ ;  $\Delta_0 = 0,084 \text{ 1/день}$ ,  $\alpha = 15^\circ$ ;  $\tau_{yp} = 0,000025 \text{ кгс/м}^2$  и  $K = 0,0131 \text{ 1/день}$  приведены в таблице.

Как видно из данных таблицы, затухающая

Дни, $t$	Скорости смещения поверхности слоя грунта $V_y$ м/день		
	Затухающие ползучести	Деформации течения	Полная скорость
1	0,0428	0,0655	0,1083
10	0,020	0,0655	0,0855
100	$1,16 \cdot 10^{-5}$	0,0655	0,0655
1000	0	0,0655	0,0655

часть деформации сдвига поверхности сползающего слоя грунта практически полностью стабилизировалась при  $t=1000$  дней, а его дальнейшее движение протекает с постоянной скоростью течения.

## ЛИТЕРАТУРА

- Вялов С.С., Скибицкий А.М. Вопросы реологии грунтов. Доклады к V межд. Конгрессу по механике грунтов и фундаментостроению. М.: 1961, с. 22-30.
- Вялов С.С. Реологические основы механики грунтов. М.: Высшая школа, 1978, 447 с.
- Гольдштейн М.Н. Ползучесть и длительная прочность глинистых грунтов. Тр. совещания по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методы их изучения. Т.2. М.: 1957, с.5-12.
- Гольдштейн М.Н. Механические свойства грунтов. М.: Стройиздат, 1971, 367 с.
- Гольдштейн М.Н., Бабицкая С.С. Расчет устойчивости склонов с учетом ползучего сдвига. Вопросы геотехники, 1964, №7, с.83-95.
- Зарецкий Ю.К. Идеи Н.Н. Маслова в современной геотехнике. Основания, фундаменты и механика грунтов. 1998, №6, с. 2-8.
- Маслов Н.Н. Условия устойчивости склонов в гидротехническом строительстве. М.-Л.: Госэнергоиздат, 1955, 467 с.
- Маслов Н.Н. Физико-техническая теория ползучести глинистых грунтов в практике строительства. М.: Стройиздат, 1984, 176 с.
- Месчан С.Р. О влиянии длительности испытания на сопротивление грунтов сдвигу. Докл. АН Арм.ССР, 1961, т. 32, №1, с.31-36.
- Месчан С.Р. О длительном сопротивлении сдвигу глинистых грунтов. Изв. АН АрмССР. Физико-технические науки, 1965, т.18, №3, с.85-97.
- Месчан С.Р. Начальная и длительная прочность глинистых грунтов. М.: Недра, 1978, 207 с.
- Месчан С.Р. Экспериментальная реология глинистых грунтов. М.: Недра 1985, 342 с.
- Месчан С.Р. Два способа определения предельно-длительного сопротивления глинистых грунтов сдвигу. Основания, фундаменты и механика грунтов, 1961, №1, с.14-18.
- Месчан С.Р. Прочность глинистых грунтов при больших деформациях сдвига. Основания, фундаменты и механика грунтов, 2003, №3, с.10-14.
- Руководство по лабораторному определению физико-механических характеристик грунтов при строительстве оснований сооружений. М.: Госстройиздат, 1956, 76 с.
- Сотников С.Н. Закономерности развития деформации ползучести глинистых грунтов при сдвиге. Научное сообщение ЛИСИ.Л.1960, 41 с.

Шахунянц Г.М. Земляное полотно железных дорог. М.: Транжелдориздат 1953, 827 с.  
Флорин В.А. Основы механики грунтов. Т.2. Л.-М.: Гост

стройиздат, 1961, 543 с.  
Skempton A.W. Long-term stability of clay slopes. Geotechnique, 1964, 14(2), p 77-101.

## ԿԱՎԱՅԻՆ ԳԵՏՆԱՀՈՂԵՐԻ ՍԱՀՔԱՅԻՆ ՍՈՂՔԸ ԵՎ ՀԱՐԱՏԵՎ ԱՄՐՈՒԹՅՈՒՆ

Ս. Ռ. Մեսչյան

Ա մ փ ո փ ո մ

Հոդվածում քննարկվում են կավային գետնահողերի հարատև ամրության ու սահ-  
քային սողքի հարցերը, գետնահողերը դիտելով, ինչպես Բինգհամ-Շվեդովյան մարմին-  
ներ: Գետնահողային սահքի արագությունները ներկայացվել են երկանդամ ռեոլոգիական  
առնչությամբ և օգտագործելով այն լուծվել է թեք հարթակով գետնահողի շերտի շարժման  
արագության խնդիրը:

## SHEAR CREEP AND MAXIMUM LONG-CONTINUED STRENGTH OF CLAYEY SOILS

S. R. Meschyan

Abstract

The paper addresses issues of maximum-long continued and shear creep of clayey soils, while  
the soils are considered as Bingham-Shvedov bodies. Soil creepage rate is represented as a binomial  
generalized rheology equation, applied to solve the task on soil motion rate along a sloping surface.

## ОСОБЕННОСТИ ВЕКТОРНОЙ СЪЕМКИ МЕТОДОМ БЛУЖДАЮЩИХ ТОКОВ ПРИ НЕРЕГУЛЯРНОЙ СЕТИ ПУНКТОВ НАБЛЮДЕНИЙ

© 2004 г. А. К. Матевосян

Институт геологических наук НАН РА  
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республики Армения  
E-mail: ramelk@sci.am  
Поступила в редакцию 01.04.2004 г.

В статье представлен пример реализации векторной съемки при исследованиях техногенного электрического поля нерегулярной разряженной сетью пунктов наблюдений. В результате проведенного математического моделирования установлено, что, несмотря на уменьшение разрешающей способности измерений при использовании нерегулярной сети по сравнению с правильной сетью, такие электроразведочные исследования методом блуждающих токов можно рекомендовать при большей контрастности по удельному электрическому сопротивлению исследуемого объекта от вмещающей среды.

К настоящему времени проведенные теоретические и экспериментальные электроразведочные исследования контактным (гальваническим) способом регистрации (методами сопротивлений, вызванной поляризации, блуждающих токов, естественного поля, теллурических токов, заряда и др.) свидетельствуют о неоспоримом преимуществе векторной съемки, заключающейся в измерении двух взаимно перпендикулярных составляющих напряженности электрического поля в каждом пункте наблюдений, по сравнению со способами, использующими одну приемную линию. Однако, в основном, площадные векторные измерения осуществляются по правильной (квадратной или прямоугольной) сети пунктов наблюдений, и объем таких исследований ограничен, поскольку для получения качественных результатов требуется строгое соблюдение как ортогональности, так и размеров приемных линий, что зачастую практически невыполнимо.

В статьях (Матевосян, 2002<sub>1</sub>, 2002<sub>2</sub>) оценена погрешность при векторной съемке, возникающая из-за смещения пунктов наблюдений от квадратной сети, рассмотрена возможность использования нерегулярной сети пунктов наблюдений при площадных электроразведочных исследованиях и на конкретных примерах разнотипных геоэлектрических моделей показана эффективность предлагаемого способа регистрации и преобразования первичного и вторичного (электрохимического) электрических полей при работах методами сопротивлений и вызванной поляризации.

В данной статье представим особенности и оценим разрешающую способность векторных измерений методом блуждающих токов (БТ) при нерегулярной сети пунктов наблюдений.

С целью решения поставленной задачи проведено математическое моделирование электрического поля блуждающих токов на поверхности разнотипных геоэлектрических моделей (Матевосян, 2002<sub>2</sub>) при различных циклах измерений, которые состояли из 540 моментов времени и имитировались поверхностными точечными источниками тока (вариации величин силы токов задавались случайным образом), произвольно расположенными на поверхности исследуемой геоэлектрической модели по разные сто-

роны от планшета съемки на расстояниях порядка 100, 300 и 1000 м от центра планшета (системы координат  $XOY$ ) соответственно.

В процессе моделирования, согласно разработанной единой электроразведочной методике векторных исследований (Матевосян, 2002<sub>2</sub>), определялись параметры техногенного электрического поля: напряженность и приращения напряженности (при  $\Delta T$ , равном  $2\tau$ , где  $\tau$  – условная единица времени) для планшета съемки  $-42 м \leq (x, y) \leq 42 м$  при шаге по  $x$  и  $y$ , равном 1.5 м. Расчеты сперва проводились для шести базисных пунктов наблюдений квадратной (правильной) сети при следующих координатах (в метрах):  $B_1(-39,3)$ ,  $B_2(39,36)$ ,  $B_3(15,-39)$ ,  $B_4(36,3)$ ,  $B_5(-12,36)$ ,  $B_6(-30,-33)$ , а затем – для произвольно выбранных базисных пунктов нерегулярной сети ( $B_1^*$  – пункт наблюдений №142,  $B_2^*$  – №468,  $B_3^*$  – №498,  $B_4^*$  – №796,  $B_5^*$  – №58,  $B_6^*$  – №285), находящихся вблизи пунктов  $B_1$ ,  $B_2$ ,  $B_3$ ,  $B_4$ ,  $B_5$ ,  $B_6$  соответственно. При исследованиях нерегулярной сетью пунктов наблюдений путем нормирования поля по трем базисным пунктам (Матевосян, 2004<sub>1</sub>) воспользовались рассмотренной в (Матевосян, 2002<sub>2</sub>) нерегулярной разряженной сетью. Как следует из рис.1, при определении  $x$ - и  $y$ -составляющих приращения ( $\Delta T = 2\tau$ ) напряженности электрического поля БТ в базисных  $B_1^*$ ,  $B_2^*$ ,  $B_3^*$ ,  $B_4^*$ ,  $B_5^*$ ,  $B_6^*$  пунктах использовались данные, полученные с произвольно ориентированными (от 6 до 10) приемными линиями.

На рис.2 и 3 представлены карты изолиний параметров  $\psi$  и  $\sigma$  (Матевосян, 2004<sub>1</sub>) при нормировании поля по трем базисным пунктам правильной ( $B_1-B_2-B_3$  и  $B_4-B_5-B_6$ ) и нерегулярной ( $B_1^*-B_2^*-B_3^*$  и  $B_4^*-B_5^*-B_6^*$ ) сети на поверхности геоэлектрической модели, состоящей из однородной изотропной среды ( $\rho = 10000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ), содержащей поверхностную полусферическую электрическую неоднородность ( $x_1 = 2 \text{ м}$ ,  $y_1 = 2 \text{ м}$ ,  $z_1 = 0$  – координаты,  $a = 10 \text{ м}$  – радиус) с различной величиной удельного электрического сопротивления  $\rho_1$ .

При  $\rho_1 = 8000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$  (геоэлектрическая модель 3 (Матевосян, 2002<sub>2</sub>)) объект исследования на картах усредненных значений  $\psi$  (Матевосян, 2004<sub>1</sub>)

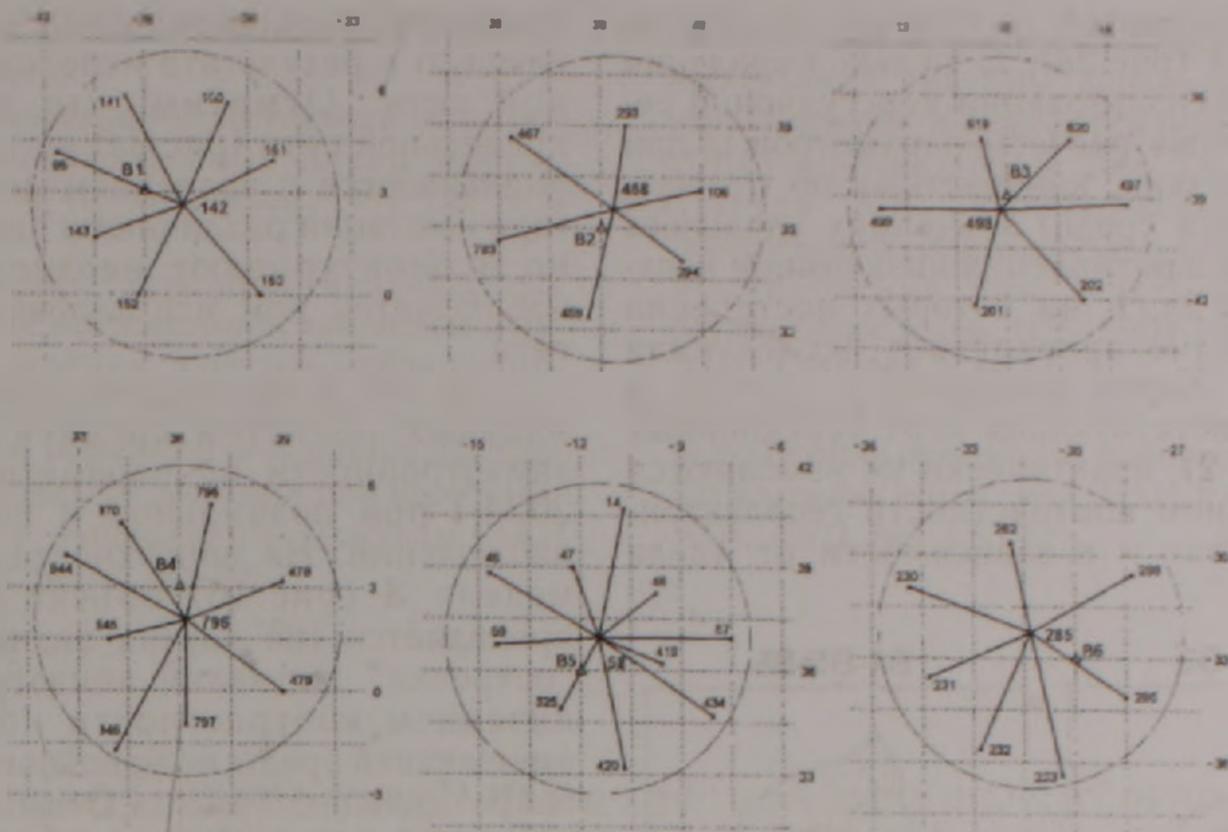


Рис 1. Расположение базисных пунктов при правильной (B1, B2, B3, B4, B5, B6) и нерегулярной (B1\* - №142, B2\* - №468, B3\* - №498, B4\* - №796, B5\* - №58, B6\* - №285) сети наблюдений (с указанием смежных пунктов в радиусе 4,5 м)

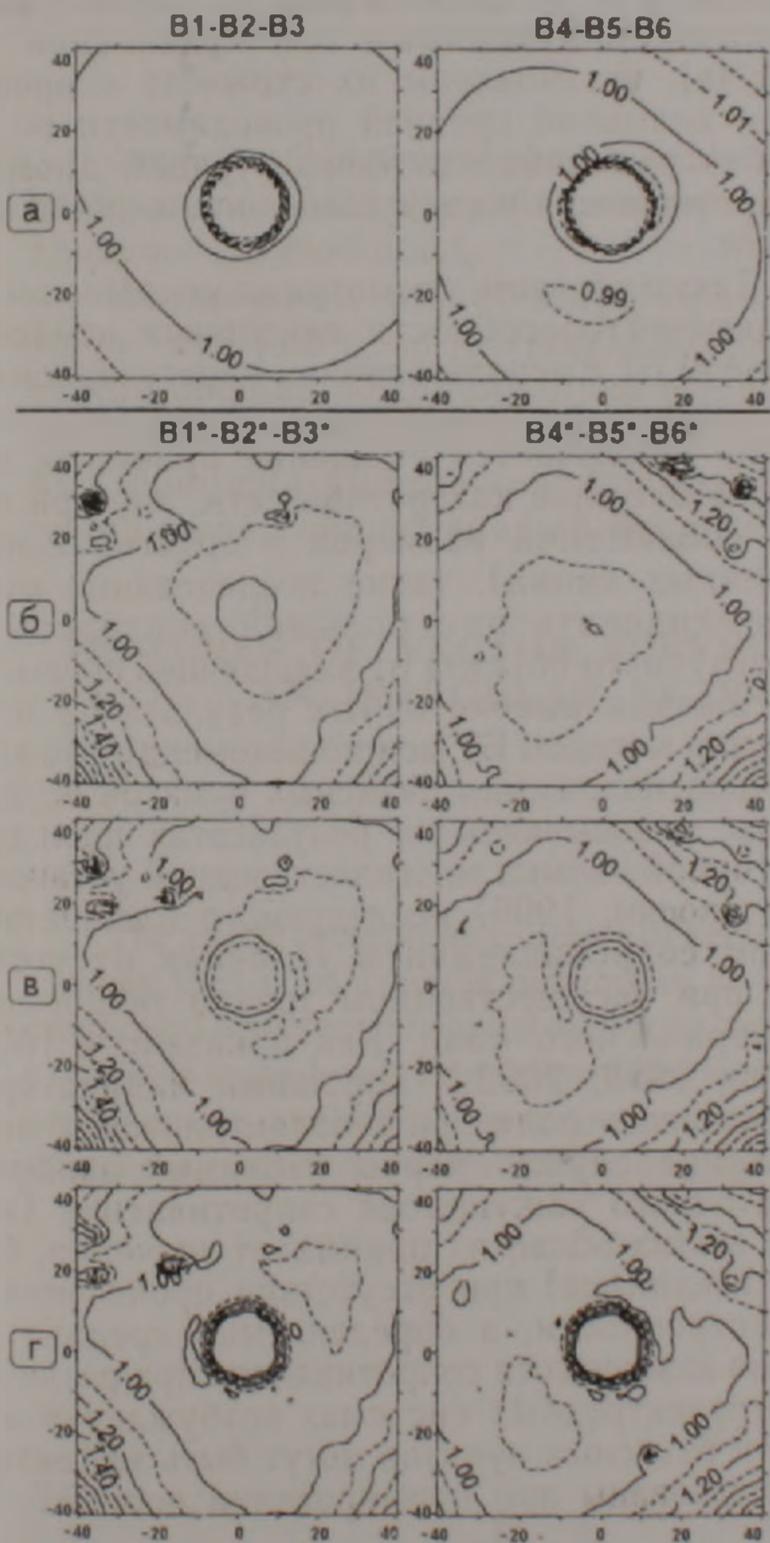


Рис 2. Карты изолиний усредненных значений  $\psi$  путем нормирования поля по трем базисным пунктам правильной (B1-B2-B3 и B4-B5-B6) (а) и нерегулярной (B1\*-B2\*-B3\* и B4\*-B5\*-B6\*) (б-г) сети при следующих величинах  $\rho$ , (в Ом) а, б - 800, в - 500, г - 200

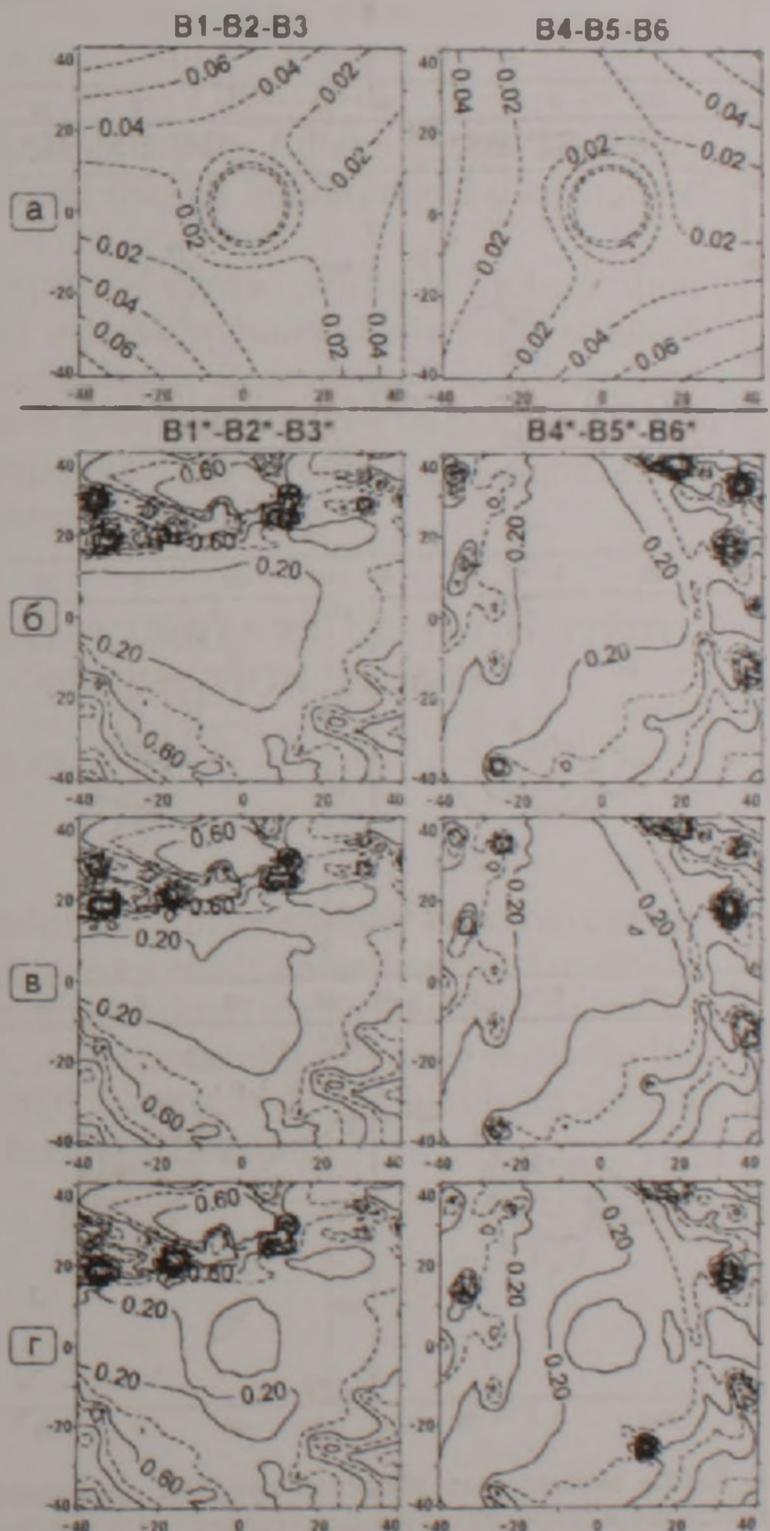


Рис 3. Карты изолиний  $\sigma$  путем нормирования поля по трем базисным пунктам правильной (B1-B2-B3 и B4-B5-B6) (а) и нерегулярной (B1\*-B2\*-B3\* и B4\*-B5\*-B6\*) (б-г) сети при следующих величинах  $\rho$ , (в Ом) а, б - 800, в - 500, г - 200

(рис.2б) не проявляется, в отличие от случая правильной сети (рис.2а). С целью выявления эффективности использования нерегулярной сети проведены также расчеты параметров  $\psi$  при других (более низких, контрастных по отношению к вмещающей среде) значениях удельного электрического сопротивления низкоомной неоднородности (рис.2в,г), на которых постепенно начинает все четче проявляться исследуемая неоднородность. Карты изолиний  $\sigma$  (рис.3), в отличие от соответствующих карт усредненных значений  $\psi$  (рис.2), практически не изменяются (как с увеличением контрастности геоэлектрической модели, так и в зависимости от цикла

измерений) и характеризуют погрешность, возникающую в результате использования нерегулярной сети. Отметим, что значения  $\sigma$  при правильной сети (рис.3а) не только значительно уменьшаются с удалением источников поля БТ (при имитации различными циклами измерений), но и оконтуривают неоднородность, что не наблюдается при использовании нерегулярной сети.

На рис.4 приведены сводные карты аномальных областей средней проводимости и анизотропности по параметру  $\psi$  (Матевосян, 2004) при правильной и нерегулярной сети наблюдений. На поверхности геоэлектрической модели 3 (рис.4б) объект исследования не проявляется (на картах видны незначительные "островки" аномалий анизотропности). С увеличением контрастности неоднородности от вмещающей среды по удельному электрическому сопротивлению (рис.4в,г) выделяются аномальные области проводимости непосредственно над низкоомной неоднородностью, по разные стороны от которой прослеживаются и аномалии анизотропности по  $\psi$ . Сопоставляя эти карты с аналогичными, полученными при правильной сети (рис.4а), установлены их схожесть с проявлением аномалий средней проводимости по  $\psi$  и слабая изменчивость конфигураций аномалий анизотропности по  $\psi$  с изменением цикла измерения.

Таким образом, несмотря на уменьшение разрешающей способности векторных измерений методом БТ с использованием нерегулярной сети наблюдений по сравнению с правильной сетью (когда исключается смещение приемных электродов от узлов квадратной сети, т.е. при строгом соблюдении размеров и ортогональности приемных линий), такие исследования можно рекомендовать при большей контрастности исследуемого объекта от вмещающей среды. Для достижения высокоточных результатов исследований методом БТ можно рекомендовать выбор месторасположения базисных пунктов осуществлять, основываясь на результатах площадной векторной съемки многоэлектродной установкой (Матевосян, 1999) исследуемого планшета методом сопротивлений в условиях отсутствия или при несущественном уровне техногенного электрического поля. Как показано в (Матевосян, 1988, 2002), хорошими индикаторами нормального поля при геоэлектрических исследованиях служат карты изолиний параметра остаточного кажущегося сопротивления (который в этих областях принимает значения, близкие к единице) при отсутствии проявления его анизотропности, а определяемые средние значения кажущегося сопротивления при различных многоэлектродных системах возбуждения в области базисных пунктов могут быть эффективно использованы при нормировании поля БТ.

## ЛИТЕРАТУРА

Матевосян А.К. Способ интерпретации результатов измерений методами сопротивлений и вызванной

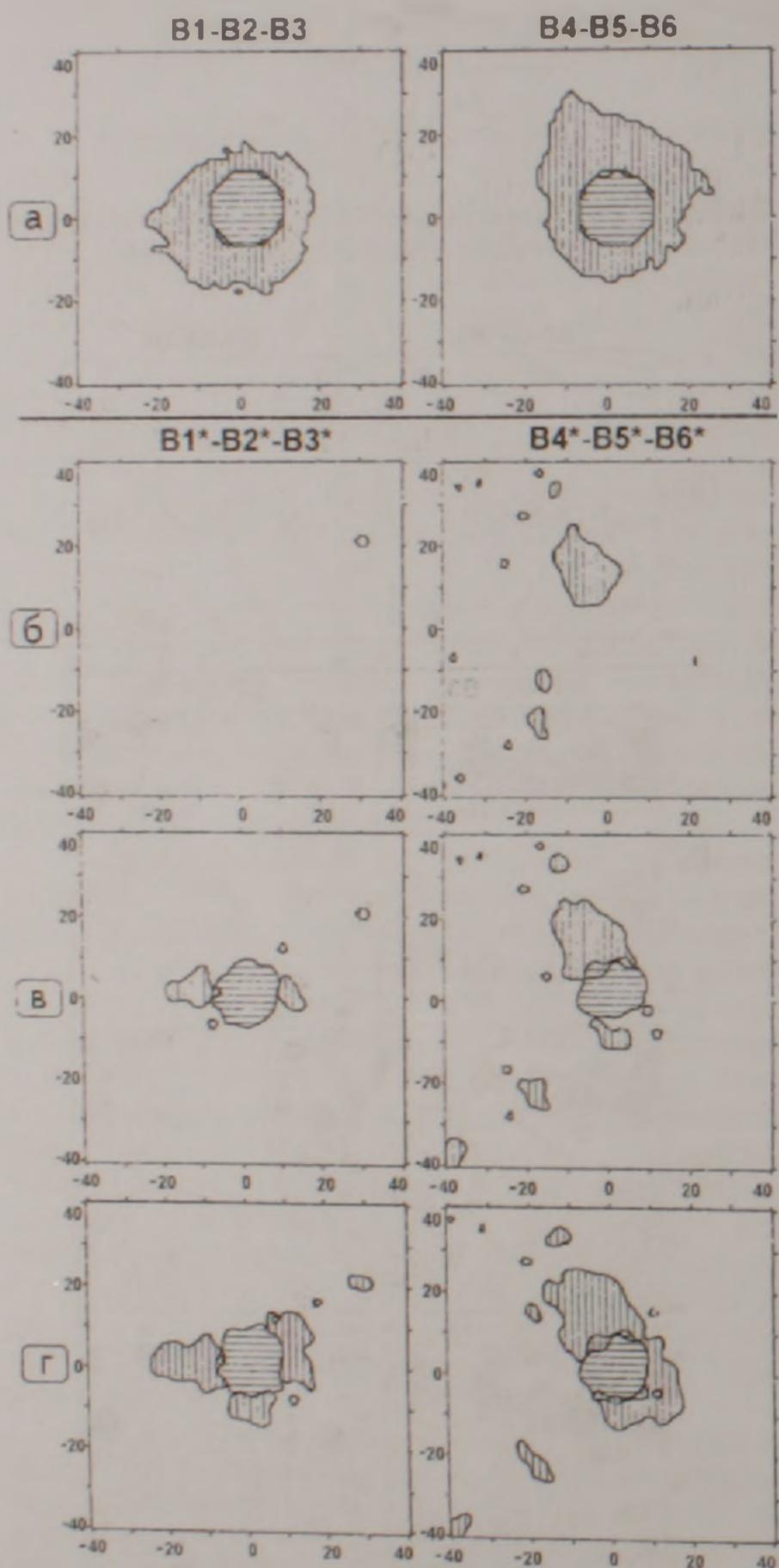


Рис.4. Карты аномальных областей средней проводимости (горизонтальная штриховка) и анизотропности (вертикальная штриховка) по параметру  $\psi$  путем нормирования поля по трем базисным пунктам правильной (B1-B2-B3 и B4-B5-B6) (а) и нерегулярной (B1\*-B2\*-B3\* и B4\*-B5\*-B6\*) (б-г) сети при следующих величинах  $\rho_1$  (в Ом·м) а, б – 800, в – 500, г – 200.

поляризации. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XLI, №3, с. 46-55.

Матевосян А.К. Исследование особенностей электрических полей многоэлектродных систем возбуждения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1999, LII, №1, с. 53-63.

Матевосян А.К. Оценка погрешности площадных электроразведочных исследований, связанной с неточностью установления пунктов наблюдений. Доклады НАН Армении, 2002, 102, №2, с. 147-152.

Матевосян А.К. Способ обработки результатов площадных электроразведочных измерений при нерегулярной сети пунктов наблюдений. Доклады НАН Армении, 2002, 102, №3, с. 243-249.

Матевосян А.К. К вопросу изучения особенностей проявления системы параметрон кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2002, LV, №1-3, с. 54-58.

Матевосян А.К. Классификация первичного техногенного электрического поля и способы его нормирования при исследованиях методом блуждающих токов. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2004, LVII, №1, с.58-61.

Матевосян А.К. Обработка, интерпретация и визуализация результатов векторной съемки методом блуждающих токов. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2004, LVII, №2, с.55-62.

## ԹԱՓԱՌՂ ՀՈՍԱՆՔՆԵՐԻ ՄԵԹՈԴՈՎ ՎԵԿՏՈՐԱՅԻՆ ՀԱՆՈՒՅԹԻ ԱՄԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԳԻՏԱԿԵՏԵՐԻ ԿԱՄԱՅԱԿԱՆ ՑԱՆՑԻ ԺԱՄԱՆԱԿ

Ա. Կ. Մաթևոսյան

Ա մ փ ո փ ո մ

Հողվածում ներկայացված է թափառող հոսանքների մեթոդով վեկտորային հանույթի հետազոտությունների օրինակ տեխնոգեն էլեկտրական դաշտի կամայական նոսրացված դիտացանցի ժամանակ:

Անցկացված մաթեմատիկական մոդելավորման արդյունքների հիման վրա բացահայտված է, որ չնայած կամայական ցանցի օգտագործման ժամանակ չափման տարբերակման ընդունակություն համեմատորեն նվազմանը ճիշտ ցանցի արդյունքների նկատմամբ, այդպիսի էլեկտրահետախուզական հետազոտությունները կարելի է երաշխավորել ուսումնասիրվող օբյեկտի տեսակարար էլեկտրական դիմադրության ավելի բարձր տարբերակման դեպքում պարունակող միջավայրից:

## FEATURES OF VECTOR SURVEY BY STRAY CURRENTS METHOD WITH AN IRREGULAR NETWORK OF OBSERVATION POINTS

A. K. Matevosyan

Abstract

The article presents an example of vector survey implemented in the study of industrial electric field by the use of irregular network of observation points. As a result of mathematical modeling performed it was established that despite measurement resolution drops in case of irregular network compared to the level recorded with the regular network, such electrical prospecting studies by the stray currents method can be recommended if the value of resistivity of the studied object makes a contrasting difference to the corresponding value of the enclosing medium.

## ПОИСК НОВЫХ РЕАГЕНТОВ ДЛЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА АТМОСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ

© 2004 г. А. А. Багдасарян, Р. С. Овсепян, Г. З. Элбакян

*Служба активных воздействий на атмосферные процессы*

*Управление чрезвычайных ситуаций РА*

*375010, Ереван, ул. Пушкина, 25, Республика Армения*

*E-mail: saiap@freenet.am*

*Поступила в редакцию 05.12.2003 г.*

Обсуждается возможность изготовления и использования при активных воздействиях на атмосферные процессы нового двухкомпонентного реагента (смесь частиц цеолита и нанноразмерных аморфных металлов). В этих же целях в качестве льдообразующего реагента предлагается использование представителей почвенной микрофлоры, например цианобактерии (синезеленые водоросли).

В 30 странах мира ведутся работы по регулированию осадков, борьбе с градом, туманами, ураганами с помощью льдообразующих реагентов. Эффективность, экономическая целесообразность и методика проведения опытов по воздействию на атмосферные процессы во многом зависят от свойств реагента, интенсифицирующих конденсационные и кристаллизационные процессы. Основным направлением изучения льдообразующих свойств веществ является экспериментальное исследование. При этом рассматриваются следующие компоненты, характеризующие льдообразующую эффективность реагентов, это – температурный порог льдообразования, образование кристаллов, время срабатывания реагента. Из большого класса изученных органических и неорганических веществ йодистое серебро, обнаруженное еще в 1946 году Воннегатом, остается наиболее универсальным, эффективным льдообразующим реагентом для воздействия на переохлажденные облака с целью их искусственной кристаллизации. Однако, и этот эталонный реагент, практикуемый в оперативных работах, имеет некоторые недостатки – дефицитен, экологически небезупречен, быстро теряет активность под воздействием ультрафиолетовых лучей.

Продвижение в решении проблемы активных воздействий на атмосферные процессы, в частности, связано с поиском новых реагентов, обладающих большими достоинствами по сравнению с практикуемыми. Это касается, помимо физико-химических свойств реагента, технических и методических возможностей их использования.

Целенаправленный поиск активных веществ (реагентов) затруднен. В настоящее время нет единого критерия физико-химических характеристик для отбора веществ, недостаточно разработана строгая теория гетерогенного льдообразования на частицах аэрозоля. Вместе с тем известно, что в качестве ядер кристаллизации могут служить частицы горных пород и почвы органического и биологического происхождения, морские аэрозоли, аэрозоли промышленного происхождения и др.. В ядрах града обнаружены частицы кварца, листьев отмершей растительности, окислы некоторых металлов и т.д., а также

представители микрофлоры.

В настоящее время намечается восстановление противогололедной службы, которая бездействует с 1991 года по объективным материальным и хозяйственным причинам. Взамен испытанного батарейного ракетно-артиллерийского способа воздействия обсуждаются новые методы, в частности, с помощью генераторов различных конструкций, комбинированный метод с применением мощных звуковых полей, совмещенных с реагентными и т.д..

Исходя из специфики проведения воздействий на атмосферные процессы в РА и экономических соображений, предлагается, наряду с йодистым серебром, в качестве реагента использовать цеолиты. Цеолиты относятся к реагентам, которые интенсифицируют кристаллизационные процессы. Вода, адсорбированная цеолитовой решеткой, кристаллизуется и сохраняется в твердом состоянии вплоть до температур, близких к нулю. Такие цеолитовые порошки могут служить ядрами кристаллизации (Качурин, 1978). В исследовании (Krastanov и et al., 1970) получены кристаллы льда в порах частиц порошка цеолита и возможность кристаллизации с его помощью крупных капель воды и переохлажденного тумана. Активация частиц цеолита (образование в них ледяных кристалликов) производилась в интервале температур от  $-20^{\circ}$  до  $-30^{\circ}\text{C}$ .

Эти частицы в дальнейшем производили кристаллизацию капель при небольших отрицательных температурах, вплоть до  $-1^{\circ}\text{C}$ .

Сотрудники службы активных воздействий и физического факультета Ереванского госуниверситета провели предварительную работу по оценке клиноптилолита (местного природного сырья цеолита) для выяснения возможности его использования в качестве реагента. В результате эксперимента получены данные, свидетельствующие о возможности его использования (с диаметром 3-5 мк, гигроскопичностью по массе до 18%) в качестве исходного материала для изготовления реагента. Методика измельчения (механическая, ультразвуковая) позволяет получить размеры частиц сравнительно высокой дисперсности.

Разработка новых реагентов в идеале свя-

зана с необходимостью максимально увеличить их активность, гигроскопичность, найти дешевые и абсолютно нетоксичные реагенты, не подверженные влиянию солнечных лучей, а также расширить возможности воздействия на электрические процессы в облаках и свободной атмосфере на макро- и микроэлектрические процессы зарождения и роста града, капель воды.

Представляется возможным улучшить свойства цеолита добавлением к нему нанноразмерных частиц серебра или других аморфных металлов. Технология получения нанноразмерных порошков аморфных металлов разработана в НПП "Атом". С помощью колебательно возбужденных молекул, например водорода, производится процесс восстановления оксидов при низких температурах, в результате образуются вода и данный металл в аморфном нанноразмерном состоянии. Возможно получение кристаллических нанноразмерных оксидов, а также серебра. Все наннокристаллические материалы обладают дополнительной энергонасыщенностью поверхностных граней. Аморфные нанноразмеры также обладают дополнительной энергией относительно кристаллических материалов. Нанноаморфные материалы (металлы) обладают энергонасыщенностью в квадрате. От этого зависят все физико-химические свойства этих материалов — понижение температуры плавления, химическая, каталитическая активность, зарядовые состояния поверхности, которые могут влиять на микрофизические процессы зарождения и роста частиц жидких и твердых осадков. Возможное проявление этих материалов в электрических процессах — подпитка зарядового состояния капли, градины или их нейтрализация, изменения зарядового состояния зародышей градин и др.

Двухкомпонентный реагент перспективен в опытах управления электрическим состоянием облаков, может воздействовать не только на конденсационные и кристаллизационные процессы, но и микро- и макроэлектрические процессы зарождения и роста града. Однако, токсичность нанноразмерных материалов ограничивает возможность их использования в больших количествах. Внесение в облако нанноразмерных кристаллических частиц металлов, частиц аморфных металлов размерами на порядок выше по сравнению с аэрозольными ионами может воздействовать на процесс электрической коагуляции, на усиление кулоновских и дипольных сил взаимодействия между заряженными частицами, на усиление конденсационно-коагуляционных процессов. Ожидаются известные эффекты, связанные с кристаллизирующим действием частицы в момент соударения с переохлажденной каплей и закреплением на ней, с процессами разделения зарядов. В целом, предлагаемый двухкомпонентный реагент, помимо интенсификации конденсационных, кристаллизирующих процессов, может воздействовать на электризацию облачных частиц в процессах внутриоблачной генерации электрических зарядов, связанных с фазовыми и микроструктурными преобразованиями облачных элементов, а также с их взаимодействиями.

Для окончательного выявления особенностей

реагента, ответственных за его активность в отношении захвата частицами цеолита нанноразмерных материалов, необходимо проведение экспериментов в камере тумана по определению оптимальных соотношений компонент смеси, по влиянию реагента на спектр размеров капель и т.д. Исследование реагента, помимо практического интереса, позволит углубить наши представления об атмосферных электрических процессах, в теории которых остается еще много непонятого.

Для выяснения возможности использования цеолита из местного сырья необходимы: разработка методики обработки (механической, ультразвуковой, искровой, возможно химической) цеолита, которая позволит получить размеры частиц требуемой дисперсности, обеспечивающей оптимальную суммарную поверхность аэрозольных частиц реагента, его высскую льдообразующую способность; активация частиц цеолита (образование ледяных кристалликов выдерживанием цеолита в интервале температур от  $-20^{\circ}$  до  $-30^{\circ}\text{C}$ ); измерение выхода активных частиц на единицу массы вещества; оценка влияния условий получения и способов применения аэрозолей на выход активных частиц; исследование зависимости активных частиц (льдообразующих ядер) от температуры, пересыщений и размеров частиц; определение минимальных размеров ядер, активных при заданной температуре; разработка методики засева реагента в облако.

А для двухкомпонентного реагента (смеси порошков цеолита и нанноразмерных частиц металлов) необходимо изучить влияние соотношений компонент реагента на его активность, электропроводность и его поведение в микрофизических, в том числе и электрических процессах зарождения и роста града.

Растительный мир может быть весьма эффективным источником активных ядер, в конечном итоге и зародышей градин. Это вытекает из результатов исследований (Vali, Schnell, 1976; Хоргуани, 1984), согласно которым льдообразующие свойства ядер растительного происхождения проявляются при сравнительно высоких температурах ( $-1^{\circ}$  до  $-4^{\circ}\text{C}$ ).

Из всех видов осадков наибольшие количества микроорганизмов были получены из града. Согласно обобщению различных исследований (Грегори, 1964) в микрофлоре, содержащейся в градинах, преобладают бактерии. В зародышах градин концентрация нерастворимых аэрозольных частиц составляет  $10^5-10^6 \text{ см}^{-3}$  (в отдельных градинах  $10^7 \text{ см}^{-3}$ ), при этом в более интенсивных градобитиях в зародышах встречаются частицы, размер которых может составлять 200 — 300 мкм (Хоргуани, 1984).

Поэтому весьма заманчивым представляется использование представителей микрофлоры в качестве реагента. На такую возможность нас склонило наличие органики в зародышах града, большая палитра их физико-химических свойств, сопоставимых с таковыми идеальных реагентов. Шкала реальных размеров объектов органического мира позволяет выделить виды микрофлоры с диаметром частиц, сравнимых с частицами реа-

гента. Возможность целенаправленного поиска обусловлена многообразием различных микроорганизмов. Так, согласно (Грегори, 1964), существуют смачиваемые и несмачиваемые споры (что связано с кристаллизационными и конденсационными свойствами реагента), базидоспоры шампиньона и некоторых других грибов, которые, оседая в воздухе, несут небольшой электрический заряд, как положительный, так и отрицательный. Малая плотность, меньшая скорость оседания представителей микрофлоры по сравнению с частицами практикуемых реагентов позволяют их использовать в "предварительном засеве" с заблаговременностью в несколько часов.

Микробиология атмосферы позволяет решать проблему биологической загрязненности воздуха. В нашей работе предполагается загрязнение верхних слоев микрофлорой, представленной полезными видами. Так например, использование полезных почвенных представителей, которые в конечном итоге осядут на земную поверхность с осадками или за счет гравитации, положительно скажется на почвах. Наиболее перспективными в качестве реагента являются очень мелкие споры дождевиков, земляные звездочки, обычные плесени и др. Особый интерес вызывает циановая бактерия (синезеленая водоросль, прокариот)

При подборе растительного реагента необходимо также учесть склеивание их частиц в комочки, что, естественно, нежелательно, например споры *Lycoperidium clavatum* в потоке воздуха легко отделяются одна от другой.

Большая дифференциация физико-химических свойств частиц микрофлоры позволяет их селективное использование, связанное с выбором методики и технологии воздействий. Так например, проведение воздействий по ухудшению условий подпитки верхних слоев градового облака водой, искусственному уменьшению капельно-жидкой водности в основании облака, ярусной обработке облаков, с целью получения дополнительных осадков и т.д.

Представляется целесообразным при внутримассовых процессах перенос частиц микрофлоры осуществлять посредством воздуходувок, что возможно вследствие субмикронных размеров, малой величины плотности растительных реагентов.

По сравнению с используемыми в настоящее время реагентами, растительные имеют ряд преимуществ: использование форм микрофлоры, населяющих почву и водоемы, в экологическом плане намного выгоднее, нежели любой из известных практикуемых реагентов, ибо они нечуждые материалы для природной среды; представители микрофлоры могут нести заряд как положительный, так и отрицательный и могут принять участие в электрических процессах; возможность биотехнологии получения промышленных штаммов микроорганизмов и их сравнительно низкая ожидаемая стоимость.

Для определения степени приемлемости отобранного микроорганизма в воздействиях на атмосферные процессы, во избежание принятия антиэкологического решения, связанного с выбором

микроорганизма-реагента, в первую очередь необходимо разобраться в его роли и месте в природе. Этот подход в работе иллюстрируется на примере циановой водоросли.

Синезеленые водоросли относятся к прокариотам и включают 2500 видов. По морфологическим признакам они обнаруживают огромное разнообразие, встречаются одноклеточные, колониальные и нитчатые. Циановые водоросли самые мелкие из водорослей и больше похожи на бактерии. Водоросли участвуют в создании почвенного плодородия, в процессе накопления и трансформации органического вещества, в естественном биологическом освоении нарушенных и вновь осваиваемых территорий. Известна положительная роль водорослей в повышении микробиологической активности почвы. Все вышесказанное свидетельствует о том, что почвенная водоросль-реагент после искусственного размножения и выполнения прямого назначения в облаке, в конечном итоге достигнет земной поверхности, и его дополнительное поступление в почву способствует интенсификации естественного почвообразовательного процесса, механическому скреплению почвенных частиц нитевидными водорослями, направленному на борьбу с эрозией почвы и т.д.

Имеются положительные результаты опыта размножения в эксперименте циановой водоросли.

Использование циановой водоросли в атмосфере с последующим поступлением на земную поверхность является эколого-сбалансированной технологией, альтернативным решением экологической проблемы повышения плодородия почв. В проектах чаще всего экологическая составляющая выступает в виде эколого-экономического ущерба (отрицательной величины), а в нашем случае ожидается эколого-экономическая выгода. Это обусловлено тем, что дополнительное поступление циановой водоросли в почву направлено на интенсификацию естественного почвообразовательного процесса. Таким образом сначала оцениваем микроорганизм, его свойства в натуральных показателях, затем даем его экономическую оценку, а далее предлагаем технологию, с учетом экологических ограничений. Намечаемая реализация проекта является примером положительных межсекторальных экстерналий.

## ЛИТЕРАТУРА

- Грегори Ф. Микробиология атмосферы. М.: Мир, 1964. 371 с.
- Качурин Л.Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 455 с.
- Хоргуани В.Г. Микрофизика зарождения и роста града. М.: Московское отделение Гидрометеиздата, 1984. 185 с.
- Krastanov L., Genadiev N., Levkov L. Erzeugung von Eiskernen mit Hilfe von Zeolitpulver. — Idojaras, 1970. 74, с.535-538.
- Vali G., Schnell R. Biogenic ice nuclei. Part I. Terrestrial and marine sources. J. Atm. Sci., 1976, vol. 33 N.8. p.1554-1564.

**ՄԹՆՈՒՈՐՏԱՅԻՆ ԵՐԵՎՈՒՅԹՆԵՐԻ ՎՐԱ ՆԵՐԳՈՐԾՈՒԹՅԱՆ ՆՊԱՏԱԿՈՎ ՆՈՐ  
ՌԵԱԳԵՆՏԻ ՈՐՈՆՈՒՄ**

**Ա. Ա. Բաղդասարյան, Ռ. Ս. Հովսեփյան, Գ. Զ. Էլբակյան**

**Ա մ փ ո փ ու մ**

Հոդվածում քննարկվում են մթնոլորտային երևույթների վրա ակտիվ ներգործության նպատակով նոր երկկոմպոնենտ (ցեոլիտի, նանոչափսի ամորֆ մետաղների մասնիկների խառնուրդ) ռեագենտի ստացման և կիրառման հարցերը:

Որպես բյուրեղացնող ռեագենտ առաջարկվում է նաև հողային միկրոֆլորայի ներկայացուցիչների կիրառումը, օրինակ՝ ցիանամանրէներ (կապտականաչավուն ջրիմուռներ)

**SEARCH FOR NEW REAGENTS TO INFLUENCE ATMOSPHERIC  
PROCESSES**

**A. A. Bagdassaryan, R. S. Hovsepyan, G. Z. Elbakyan**

**Abstract**

A possibility is discussed of manufacturing and using a new two-component reagent (a mixture of particles of zeolites and nano-scale amorphous metals) in active impacts on atmospheric processes. To achieve the same purposes, it is suggested to use representatives of soil microflora, for instance cyanobacteria (blue-green algae) as an ice-forming reagent.

ՀՀ ԳԱԱ ԱԿԱԴԵՄԻԿՈՍ Ռ. Տ. ՋՐԲԱՇՅԱՆԻ ԾՆՆԴՅԱՆ 70-ԱՄՅԱԿԻՆ



Լրացավ երկրաբանության բնագավառում ճանաչված գիտնական, ՀՀ ԳԱԱ ակադեմիկոս, Ռուսաստանի բնական գիտությունների ակադեմիայի իսկական անդամ, ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի տնօրեն, հանքաբանա-միներալոգիական գիտությունների դոկտոր Ռուբեն Տիգրանի Ջրբաշյանի ծննդյան 70-ամյակը:

Ռ. Ջրբաշյանը ծնվել է 1934թ. դեկտեմբերի 13-ին, Երևանում, անվանի երկրաբան, Երևանի պետական Համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետի հիմնադիր, Հայաստանի Երկրաբանական ծառայության երախտավորներից մեկի՝ պրոֆ. Տիգրան Ջրբաշյանի ընտանիքում:

1957թ. Ռ. Ջրբաշյանը գերազանցությամբ ավարտել է ԵՊՀ երկրաբանական ֆակուլտետը և աշխատանքի անցել ՀԳԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի պետրոգրաֆիայի բաժնում: 1958-ից սովորել է Մոսկվայի ԽՍՀՄ ԳԱ Մետաղային հանքավայրերի երկրաբանության, պետրոգրաֆիայի, միներալոգիայի և երկրաքիմիայի ինստիտուտի (ИГЕМ АН СССР) ասպիրանտուրայում, որտեղ 1964թ. պաշտպանել է թեկնածուական ատենախոսությունը:

1990թ. Ռ. Ջրբաշյանը Կովկասի հանքային հումքի գիտահետազոտական ինստիտուտում (КИМС) պաշտպանել է դոկտորական ատենախոսություն՝ նվիրված Հայաստանի և հարակից տարածքների պալեոգենյան հասակի հրաբխականության և երկրադինամիկական իրադրությունների փոխկապակցվածության խնդիրներին:

Ռ. Ջրբաշյանի երկարամյա աշխատանքային գիտական գործունեությունը կապված է ՀՀ ԳԱԱ ԵԳԻ հետ, ուր նա անցել է գիտական աշխատողի, հրաբխագիտության բաժնի վարիչի (1989թ.) և 1993թ.-ից մինչ այսօր՝ Ինստիտուտի տնօրենի ուղին:

Նրա հետազոտությունները ընդգրկում են երկրաբանական հիմնահարցերի լայն շրջանակ և վերաբերվում են Հայաստանի և Հարավային Կովկասի երկրակեղևի ձևավորման ընթացքում հրաբխականության դերի պարզաբանմանը հատկապես կայնոզոյան հրաբխականության զարգացման օրինաչափություններին, հրաբխականության և տեկտոնիկայի փոխկապակցվածությանը, տարբեր տեկտոնական կառույցներում հրաբխային գոյացումների տիպերին, նրանց ձևավորման պայմաններին, ժամանակի ընթացքում ապարների նյութական կազմի փոփոխություններին, տարբեր հասակային և երկրադինամիկական պայմաններին բնորոշ հրաբխային շարքերի առանձնահատկություններին, դասակարգմանը և այլն:

Նախկին ԽՍՀՄ մի խումբ ճանաչված գիտնականների հետ համատեղ Ռ. Ջրբաշյանը մեծ ավանդ ունի երկրաբանական նոր հնահրաբխականություն ուղղության ձևավորման ասպարեզում: Նա ամբողջ ԽՍՀՄ տարածքի առաջին և եզակի Հնահրաբխական տարբեր հասակային կտրվածքների 1:10000000 մասշտաբի ատլասի հեղինակներից և խմբագիրներից մեկն է:

Ավելի քան երկու տասնամյակ Ռ. Ջրբաշյանի և Կ. Մուրադյանի կողմից զարգացվում և մշակվում են երկրաբանական վաղ հասակների հրաբխատեկտոնական կառույցների ուսումնասիրման, դասակարգման և հանքաձևավորման ընթացքում նրանց նշանակության խնդիրները:

Վերջին տարիներին նա սերտորեն զբաղվում է Հայաստանի տարածքի համար մեծ կարևորություն ունեցող երկրաբանական վտանգավոր երևույթների շարքում նորագույն հրաբխականության ուսումնասիրմամբ, մասնավորապես՝ հրաբխային վտանգի և ռիսկի գնահատման հարցերով, որոնք անմիջականորեն ծառայան Հայաստանի առջև 90-ական թվականների կեսերին՝ կապված ատոմակայանի վերագործարկման հետ և շարունակվում են մնալ նրա անվտանգությունն ապահովող գործոնների շարքում:

Զգալի է Ռ. Ջրբաշյանի ավանդը 1988թ. Սպիտակի երկրաշարժից անմիջապես հետո բազմաթիվ երկրներից Հայաստան ժամանած սեյսմաբանների գիտական համագործակցության կազմակերպման գործում, ինչը մեծապես նպաստեց Հայաստանում սեյսմաբանական գիտական հետազոտությունների զարգացմանը և այդ ասպարեզում գործնական քայլերի նախաձեռնմանը:

Ռ. Ջրբաշյանը հեղինակ և համահեղինակ է ավելի քան 120 գիտական հոդվածների, այդ թվում՝ 7 մենագրությունների: Այդ աշխատություններից շատերը հրատարակվել են Եվրոպական և Ռուսական գիտական պարբերականներում: Ռ. Ջրբաշյանը բազմիցս ներկայացրել է Հայաստանի երկրաբանական գիտության նվաճումները միջազգային գիտաժողովներում, ճանաչված է և մեծ հեղինակություն է վայելում միջազգային գիտական հանրության շրջանակներում:

1986-91թթ. Ռ. Ջրբաշյանը հանդիսանում էր

Կովկասի Հնահրաբխագիտության հանձնաժողովի նախագահ: Նրա ջանքերով հրաբխականության ուսումնասիրությունները Կովկասում բերվեցին նոր, գիտական ժամանակակից պահանջներին համապատասխան մակարդակի:

1993թ-ից Ռ.Ջրբաշյանը Հրաբխագիտության և Երկրագնդի ընդերքի քիմիայի Միջազգային ասոցիացիայի (IAVCEI) Հայաստանը նրկայացնող անդամն է:

Գիտական գործունեությանը զուգընթաց վարում է զգալի գիտա-կազմակերպչական աշխատանք՝ 2001թ.-ից ՀՀ ԳԱԱ «Գիտություններ Երկրի մասին» տեղեկագրի պատասխանատու խմբագիրն է, Հայաստանի երկրաբանական ընկերության նախագահը, ՀՀ ԳԱԱ Նախագահության անդամ, գիտական աստիճանաշնորհման 054 Մասնագիտական խորհրդի նախագահ, ինչպես նաև՝ ՀՀ Ազգային Խորհրդի նախագահին առընթեր գիտության հարցերով հանձնաժողովի անդամ և այլն: 1994-2003թթ. պրոֆեսորի պաշտոնով դասավանդել է հրաբխագիտություն առարկան ԵՊՀ Երկրաբանական ֆակուլտետում, ղեկավարել ասպիրանտական աշխատանքներ:

Ռ.Ջրբաշյանը մեծ աշխատանք է կատարում Ինստիտուտի միջազգային գիտական համագործակցության ընդլայնման գործում և անմիջական մասնակցություն ունի Վրաստանի, Ռուսաստանի, Ֆրանսիայի, ԱՄՆ-ի, Իտալիայի, Հունգարիայի, Հունաստանի գիտական կենտրոնների և համալսարանների հետ համատեղ կատարվող աշխատանքներում:

Վերջին տարիներին հանրապետությունում ստեղծված բարդ իրավիճակում, ղեկավարելով Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտը, Ռ.Ջրբաշյանը մեծ ջանքեր է ներդրել՝ պահպանելու հանրապետության միակ երկրաբանական գիտահետազոտական օջախը: Բարյացկամ է, պահանջկոտ, արդարացի և սկզբունքային, ինչի շնորհիվ վայելում է գործընկերների մեծ սերն ու հարգանքը:

Բազմամյա բեղմնավոր աշխատանքի համար Ռ.Ջրբաշյանը 1980-1985թթ. արժանացել է ԽՍՀՄ կառավարության մի շարք պարգևների, Ամերիկայի Հայկական գիտական և ճարտարագիտական ընկերության Վ.Համբարձումյանի անվ. մրցանակի (1994), Ռուսաստանի բնական գիտությունների ակադեմիայի ակադեմիկոսներ Պ Կապիցայի և Ա.Էյնշտեյնի անվան հուշամեդալների (1998, 2002), ՀՀ Կառավարության Անանիա Շիրակացու անվան մեդալի (2003):

Իր հոբբելյանը Ռ.Ջրբաշյանը դիմավորում է նոր ստեղծագործական մտահղացումներով: Գործընկերները և բարեկամները ի սրտե մաղթում են Ռ.Ջրբաշյանին քաջ առողջություն, ստեղծագործական նոր նախաձեռնություններ և ամենայն բարիք:

ՀՀ ԳԱԱ Նախագահություն  
ՀՀ ԳԱԱ ՖՄՏԳ բաժանմունք  
ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական  
գիտությունների ինստիտուտ  
ՀՀ ԳԱԱ Տեղեկագրի  
«Գիտություններ Երկրի մասին»  
հանդեսի խմբագրական կոլեգիա

## К 70-ЛЕТИЮ АКАДЕМИКА НАН РА Р. Т. ДЖРБАШЯНА

Известному ученому-геологу, академику НАН Армении, действительному члену Российской академии естественных наук, директору Института геологических наук НАН Армении, доктору геолого-минералогических наук Рубену Тиграновичу Джрбашяну исполнилось 70 лет со дня рождения.

Р. Джрбашян родился 13 декабря 1934г. в Ереване, в семье одного из пионеров геологической службы Армении, основателя геологического факультета Ереванского государственного университета, профессора Тиграна Джрбашяна.

В 1957г., с отличием окончив геологический факультет Ереванского государственного университета, Р. Джрбашян поступил на работу в отделе петрографии Института геологических наук АН АрмССР. С 1958г. проходил аспирантуру в Москве, в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ АН СССР). Здесь же в 1964г. успешно защитил кандидатскую диссертацию.

В 1990г. Р. Джрбашян в Тбилиси, в Кавказском институте минерального сырья (КИМС), защитил докторскую диссертацию, посвященную проблемам взаимосвязи палеогенового вулканизма и геодинамики территории Армении и сопредельных областей Передней Азии.

Многолетняя научная деятельность Р. Джрбашяна связана с ИГН НАН Армении, где он прошел путь от научного сотрудника, заведующего отделом вулканологии (1989), директора Института ИГН НАН Армении с 1993г. по настоящее время.

Научные интересы Р. Джрбашяна охватывают широкий круг геологических проблем, актуальных для территории Армении и смежных областей Южного Кавказа. В частности, они касаются выявления роли вулканизма в формировании земной коры, закономерностей развития кайнозойского вулканизма, взаимосвязи вулканизма и тектоники, типов вулканических образований и условий их формирования в различных тектонических структурах, эволюции.

вещественного состава и химизма вулканических серий во времени и в пространстве в различных геодинамических обстановках и т.д.

Совместно с группой ведущих ученых геологов бывшего СССР, Р.Джрбашян внес существенный вклад в формирование нового, палеовулканологического направления в геологии. Он один из соавторов и соредкторов единственного Палеовулканологического атласа территории СССР масштаба 1:10000000.

Более двух десятилетий Р.Джрбашян, совместно с доктором геол.-мин. наук К.Мурадяном, разрабатывал вопросы строения, состава и систематики вулcano-тектонических структур альпийского тектоно-магматического этапа, а также их роли и значения в процессах рудогенеза.

В последние годы он вплотную занимается актуальными для территории Армении проблемами опасных геологических процессов и, в частности, вопросами оценки вулканической опасности и риска. Необходимость таких разработок, в которых Р.Джрбашян принимает активное участие, возникла в середине 90-х годов, в связи с восстановлением работы Армянской АЭС, и продолжает оставаться актуальной.

Значителен вклад Р.Джрбашяна в деле организации международного сотрудничества ученых сейсмологов, прибывших в Армению сразу после Спитакского землетрясения в 1988г. Это сотрудничество значительно стимулировало развитие в Армении сейсмологических научных исследований на современном уровне и разработку различных практично-организационных шагов.

Р.Джрбашян является автором и соавтором более чем 120 научных статей, в том числе 7 монографий. Многие из его статей опубликованы в научных журналах России и Европы. Р.Джрбашян многократно представлял достижения геологической науки Армении на международных конгрессах, симпозиумах и конференциях и пользуется большим авторитетом в научном сообществе.

С 1993г. Р.Джрбашян – член Международной ассоциации вулканологии и химии недр Земли (IAVCEI) и достойно представляет Армению в этой ассоциации.

В 1986-1991гг. Р.Джрбашян, будучи пред-

седателем Палеовулканологической комиссии Кавказа, активно способствовал развитию подобных исследований в регионе.

Параллельно с научной деятельностью он ведет большую научно-организационную и педагогическую работу. Он – ответственный редактор Известий НАН Армении, серии «Науки о Земле» (2001г.), член Президиума НАН Армении, председатель Специализированного совета 054 по присуждению ученых степеней, президент Армянского геологического общества. 1994-2003гг. Р.Джрбашян в должности профессора преподавал курс вулканологии на геологическом факультете ЕГУ, руководил аспирантами.

Большую работу проводит Р.Джрбашян по организации международного научного сотрудничества ИГН с научными институтами, центрами и университетами России, Грузии, Франции, Греции, США, Венгрии и часто принимает непосредственное участие в совместных разработках.

В последнее десятилетие, на должности директора Института геологических наук, Р.Джрбашян прилагал и прилагает большие усилия для сохранения работоспособности научного коллектива и обеспечения современного научного уровня работ единственной в республике геологической научно-исследовательской организации.

Р.Джрбашян доброжелателен, требователен к себе и коллегам, справедлив, потому заслуженно пользуется большим уважением среди коллег и сотрудников в Армении, а также ученых-геологов за ее пределами.

Оценкой многолетней добросовестной деятельности Р.Джрбашяна стало награждение его в 1980-85гг. несколькими медалями бывшего СССР, присуждение премии В.Амбарцумяна Армянского общества ученых и инженеров США (1994г.), награждение почетными медалями РАЕН им. академиков П.Капицы и А.Эйнштейна, а в 2003г. он награжден медалью им. Анания Ширакаци.

Свой юбилей Р.Джрбашян встречает новыми творческими планами и начинаниями. Коллеги и друзья искренне желают Р.Джрбашяну крепкого здоровья, новых творческих успехов и всего самого доброго в жизни.

**Президиум НАН РА,  
Отделение ФМТН НАН РА,  
Институт геологических наук НАН РА,  
Редколлегия журнала Известия НАН РА,  
Науки о Земле.**