

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. ՄԵԼԶՈՆՅԱՆ, 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,**

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

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Պ.Գ.Ալոյան, Ռ.Տ.Ջրբաշյան, Ա.Ս.Ֆարամազյան, Հայկ Պ.Ալոյան. Պլատինոիդները Հայաստանի արդյունաբերական
հանքաքարերում և նրանց յուրացման հեռանկարները 3

Ֆ.Ա.Հայրապետյան. Տեղեկություններ Հայաստանի տարածքի պալեոգենի հարկային ստորբաժանման մասին 14

Ս.Բ.Աբովյան, Մ.Ա.Մամաջանյան. Զիլ-Սատանախաչի դիորիտ-գաբրո-պերիդոտիտային ինտրուզիվի թափված շերտավորվա-
ծության մասին (Հայաստան) 20

Ջ.Վ.Մխիթարյան, Շ.Հ.Ամիրյան. Վազաչենի ոսկու հանքավայրի ստրուկտուրային, միներալային և առաջացման պայմանների
առանձնահատկությունները 25

Ս.Ա.Ձոհրաբյան, Հ.Գ.Միրզոյան, Ռ.Հ.Սարգսյան. Բարձրավանի հանքային դաշտը՝ երկրաբանությունը, կառուցվածքը,
հանքայնացումը 30

Հ.Հ.Մկրտչյան, Ռ.Ս.Մովսեսյան. Ոսկու և ոսկի - բազմամետաղային երևակումների գնահատողական կոնգիցիաներ 39

Ռ.Ա.Մանդալյան. Հայաստանի Տավուշի և Սյունիքի մարզերի կարբոնատային կարստի զարգացումը 44

Վ.Գ.Գրիգորյան. Գրունտների տատանումների արագացումները ուժեղ երկրաշարժերի ժամանակ: Տարածքային որոշ առանձ-
նահատկություններ 47

Ա.Մ.Ավետիսյան, Վ.Յ.Բուրմին, Կ.Վ.Գևորգյան. Արագածի լեռաների կորի ճշգրտումը Հայաստանի տարածքի երկրաշարժերի
հիմնական պարամետրերի որոշման համար 51

Ա.Կ.Մաթևոսյան. Եռազիմուտայ եղանակ ԲԱՀ էլեկտրական զոնդավորման 56

ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ԿՈՐՈՒՄՆԵՐ

Է.Գ.Մալխասյան 60

СОДЕРЖАНИЕ

П.Г.Алоян, Р.Т.Джрбашян, А.С.Фарамазян, Гайк П.Алоян. Платиноиды в промышленных рудах Армении
и перспективы их освоения 3

Ф.А.Айрапетян. К ярусному подразделению отложений палеогена Армении 14

С.Б.Абовян, М.А.Мамаджанян. О скрытой расслоенности Джил-Сатанахачского дисрит-габбро-перидоти-
тового интрузива (Армения) 20

Дж. В. Мхитарян, Ш. О. Амирян. Некоторые особенности структуры, минералогии и условий образова-
ния Вазашенского месторождения золота 25

С.А.Зограбян, Г.Г.Мирзоян, Р.А.Саркисян. Барцраванское рудное поле – геология, структура, оруде-
нение 30

Г.А.Мкртчян, Р.С.Мовсесян. Оценочные кондиции для золоторудных и золото-полиметаллических
проявлений 39

Р.А.Мандалян. О развитии карбонатного карста в Тавушской и Сюникской областях Армении 44

В.Г.Григорян. О зависимостях ускорений колебания грунтов при сильных землетрясениях. Некоторые
региональные особенности 47

А.М.Аветисян, В.Ю.Бурмин, К.В.Геворкян. Уточнение скоростной кривой для определения основных
параметров землетрясений территории Армении 51

А.К.Матевосян. Трехазимутальная модификация МАК-зондирования 56

ПОТЕРИ НАУКИ

Эдуард Гургенович Малхасян 60

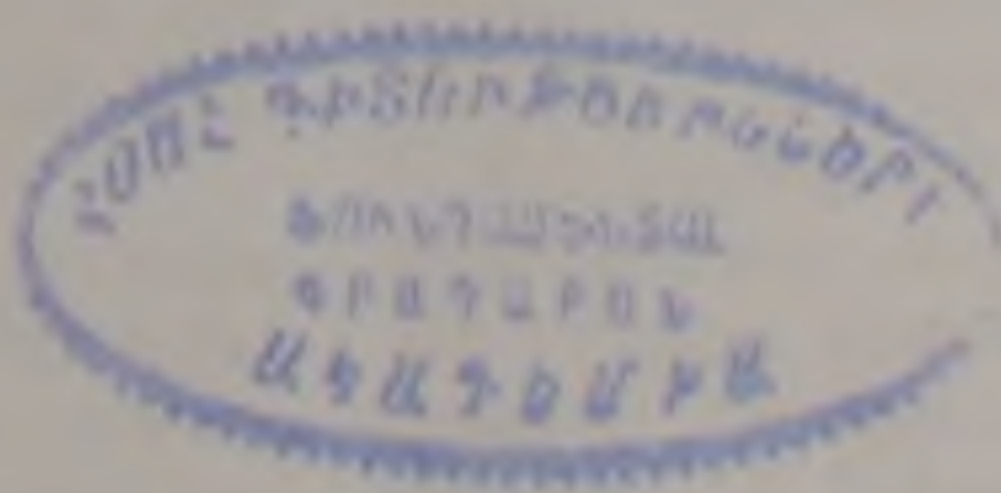


TABLE OF CONTENT

P.G.Aloyan, R.S.Jrbashyan, A.S.Faramazyan, Haik P.Aloyan. Platinoids in industrial ores of Armenia and perspectives of their development	3
F.A.Hayrapetyan. On the subdivision into stages of paleogene deposits in Armenia	14
S.B.Abovian, M.A.Mamajanian. On hidden of layering of Djil-Satanakhach diorit-gabbro-peridotite intrusive (Armenia) .	20
J.V.Mkhitaryan, Sh.H.Amiryan. Some distinctive features of structure, mineralogy and formation settings of the Vazashen gold deposit	25
S.A.Zohrabyan, H.G.Mirzoyan, R.A.Sarkissyan. The Bartsravan ore field - geology, structure, and mineralization	30
H.H.Mkrtchyan, R.S.Movsesyan. Estimate conditions for gold and gold-polimetallic ore manifestation	39
R.A.Mandalyan. On the development of carbonate carst in the Tavoush and Sunik regions of Armenia	44
V.G.Grigoryan. Ground vibration accelerations in strong earthquakes. Some of regional distinctive features	47
A.M.Avetisyan, V.Yu.Bourmin, K.V.Gevorkyan. A more precise velocity curve to estimate main earthquake parameters in the territory of the Republic of Armenia	51
A. K. Matevosyan. Three-azimuthal modification of MAC-sounding	56

LOSSES OF THE SCIENCE

E.G.Malkhasyan	60
-----------------------------	-----------

ПЛАТИНОИДЫ В ПРОМЫШЛЕННЫХ РУДАХ АРМЕНИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ОСВОЕНИЯ

© 2003 г. П. Г. Алоян*, Р. Т. Джрбашян**, А.С. Фарамазян**,
Гайк П. Алоян*

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

**) Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: rubenhar@yahoo.com hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 14 07 2003 г

В статье обобщаются новые аналитические данные по платиноносности руд и продуктов технологического передела разведанных, подготовленных к промышленному освоению и эксплуатируемых месторождений медной, медно-молибденовой, золотополиметаллической и железорудной формаций Армении. Дается формационно-технологическая оценка ранее проведенным исследованиям по платиноносности хромитовой формации Севанского офиолитового пояса. На современном этапе выделяются платиносодержащие рудные и нерудные формации, некоторые из них выделяются впервые. Как наиболее перспективная из рудных формаций рассматривается медно-молибденовая как по качеству, так и по масштабам достигнутых производственных мощностей и технологических возможностей попутного их извлечения. Для медно-молибденовой формации четко прослеживается трехчленная геохимическая парагенетическая ассоциация Mo-Re-Os (МПГ).

По качеству сырья, благоприятным горнотехническим условиям отработки и простоте технологической схемы обогащения с медно-молибденовой формацией может серьезно конкурировать вновь выявленная золото-серебро-платиносодержащая черносланцевая формация Армении. В статье приводится краткое формационно-технологическое сопоставление платиносодержащих месторождений Армении с месторождениями-геотипами мира.

Платиноносность геологических формаций Армении изучена крайне слабо. Аналитическая и технологическая базы отсутствуют. Сырьевая база не подготовлена, хотя имеются довольно-таки обнадеживающие результаты.

Имеющиеся сведения о платиноносности рудных формаций Армении преимущественно основываются на их парагенетической связи с альпинотипными ультрабазитами – с рудами хромитовой формации в серпентинизированных дунитах, по аналогии с широко известными крупными месторождениями мира (Урал, Алдан, Бушвельд и др.), а также на данных фрагментарных единичных проб из гидротермальных месторождений. В результате проведенных исследований в принципе была дана "отрицательная" оценка перспективности платиноносности дунит-гарцбургитовых массивов Севанского офиолитового пояса [1,4]. Аналогичная оценка была дана по гидротермальным месторождениям (Алаверди, Шамлуг, Каджаран, Ахтала, Шаумян), несмотря на вполне приемлемые результаты опробования.

Детальные исследования А.С.Фарамазяна геохимии редких металлов в медно-молибденовых месторождениях Зангезура внесли существенные коррективы в установившиеся традиционные взгляды о платиноносности (Pt,Pd,Os) рудных формаций Армении. Он подтвердил платиноносность руд медно-молибденовой формации и создал минералого-геохимические основы для начала целенаправленных исследований [13, 14,15].

На этой формационно-генетической основе нами за последнее десятилетие проводятся планомерные комплексные исследования по изучению (золото-) платиноносности руд и продуктов технологического передела эксплуатируемых и подготовленных к промышленному освоению

рудных месторождений медной, медно-молибденовой, полиметаллической и золотополиметаллической, а также нерудной черносланцевой формаций и вулканических песков и туфов массива г.Арагац.

В рамках выполненных исследований проводились геолого-минералогические и опробовательские работы в пределах медных (Капан), медно-молибденовых (Каджаран, Агарак, Техут), полиметаллических (Шаумян, Ахтала), золотополиметаллических (Азатек, Марджан, Тертерасар, Личквас-Тей, Сотк) и черносланцевых (Шамут, Антарамут, Иджеван, Джаджур, Джерманис, Нор-Аревик) месторождений. Аналитическим исследованиям подверглись как дубликаты, так и контрольные пробы руд месторождений различных формационно-генетических типов и продукты технологического передела горно-обогачительных (Каджаран, Агарак, Капан) и золотоизвлекающих (Арагат, Айгедзор) фабрик. Отсутствие в республике надежной аналитической базы по платиноидам резко отрицательно сказалось и сказывается на полноценности проводимых научных, геологоразведочных и технологических исследований. Поэтому для получения достоверных данных был использован потенциал базовых аналитических лабораторий России. Всего были проанализированы 75 проб в три этапа. На первом этапе анализы проводились в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН (г.Новосибирск) при содействии доктора геолого-минералогических наук С.А.Паланджяна. Выполнено 29 анализов на благородные металлы – Pt,Pd,Rh, Au и Ag [2]. На втором этапе при содействии и непосредственном участии доктора геолого-минералогических наук Л.А.Арутюняна был выполнен 31 анализ на платиноиды (Pt,Pd,Rh,Os), редкие металлы (Se,Te, Cd,Bi,Ge,In,W,Sb,As) и скандий в рудах

и технологических продуктах месторождений золоторудной, медной и медно-молибденовой формаций Армении. Анализы выполнялись в ЦАЛ ГЕОХИ РАН (г. Москва), ИХТРЭМС и ХАЛ ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) [3]. На третьем этапе произведено 15 анализов на Pt и Pd в рудах и концентратах месторождений черносланцевой (бурые угли и горючие сланцы), медно-молибденовой, золотополиметаллической формаций, а также новейших вулканических пемзовых (магнетитовых) песков в пробирной, а также 50 спектральных анализов на 30 элементов каждый в спектральной лаборатории ЦНИГРИ (г. Москва). Химические анализы на Cu, Mo и Re в концентратах выполнены в ЦАЛ ГМИ (г. Ереван).

Основной метод определения МПГ – атомно-абсорбционный с электротермической атомизацией на спектрометре фирмы Перкин-Элмер.

Полученные новые данные являются надежной базой для проведения целенаправленных минералого-геохимических и технологических исследований по переоценке экономического потенциала геологических формаций Армении.

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал дает нам основание выделить основные платиносодержащие формации Армении и дать их сравнительный анализ с ведущими типами месторождений мира, а также наметить перспективные и первоочередные задачи по их промышленному освоению и прогнозировать новые формации, подлежащие детальному изучению.

Нами выделяются нижеследующие платиносодержащие рудные и нерудные формации:

Рудные формации: 1. Платиносодержащая хромитовая – дунит-гарцбургитовая. 2. Медно-молибденовая – медно-порфировая. 3. Меднорудная в вулканогенно-осадочных отложениях. 4. Полиметаллическая – золотометаллическая в альпийских андезитовых и офиолитовых поясах. 5. Прогнозная формация – железорудная. *Нерудные формации:* 6. Черносланцевая – терригенно-карбонатно-углеродистая. 7. Платиносодержащие новейшие вулканические (титаномagnetитовые) пемзовые пески, шлаки и туфы.

Хромитовая формация представлена небольшими месторождениями (Шоржа, Джил, Бабаджан, Сотк и др.), приуроченными к габбро-перидотитовым массивам Севанского офиолитового пояса. Залегают они среди серпентинизированных дунитов и перидотитов, прорывающих сеонские и эоценовые вулканогенно-карбонатные образования, и трансгрессивно перекрываются вулканогенной толщей олигоцена [1].

Первые сведения о платиноносности серпентинизированных дунитов Шоржинского массива Армении опубликовал А.Г. Бетехтин по результатам изучения коллекций С.Е. Айвазова и К.Н. Паффенгольца, а также детальных личных исследований. Содержание Pt в пробах из коллекции С.Е. Айвазова колеблется в широких пределах: от 1.5 до 70 г/т (пр. 113). При этом из 48 штучных образцов коллекции в 15 определено содержание Pt от следов до 0.84 г/т, а в одном – 1.5 г/т, при содержании золота от следов до 0.3 г/т, а в другом – 1.3 г/т. Результаты анали-

за 17 образцов из коллекции К.Н. Паффенгольца показали Pt от следов до 0.06 г/т. Проведенные детальные исследования в пределах Шоржинского габбро-перидотитового массива, а также промывка сотен тонн элювиальных и долинных отложений (россыпей) дали "отрицательные" (по выражению А.Г. Бетехтина) результаты, хотя и были обнаружены "признаки платины в виде мелких зерен" в рыхлых отложениях к югу от дунит-гарцбургитового массива. В результате многолетних исследований был сделан вывод о том, что "Шоржинский массив значительно отличается от собственно платиновых массивов Урала и скорее приближается к массивам ультраосновных пород, не содержащих в себе промышленных месторождений платины, а элювиальные отложения и делювиальные выносы у самого перидотитового массива металла не содержат" [4].

Отрицательные результаты были получены и по другим массивам и их россыпям. Только в одном случае, к югу от Джил-Хачского дунит-гарцбургитового массива, вблизи хромитового месторождения "Главная жила" была обнаружена самородная платина [1]. По устному сообщению Р.О. Марутяна, при разведке золотоносных россыпей Соткского рудного поля, в районе Севкар-Соткского ультрамафитового массива, в тяжелой фракции некоторых проб наблюдались зерна предположительно платины. Единичные зерна платины были обнаружены также к югу от Соткского массива среди аллювиальных отложений.

В 1985г. С.А. Паланджяном, в рамках исследований по петрологии и металлогении альпинотипных ультрамафитов, были отобраны штучные пробы хромитовых руд и рудовмещающих дунитов по всей площади Шоржинского и по западному краю Джил-Хачского массивов. Специальная обработка проб, с целью обнаружения МПГ, проводилась Г.Г. Дмитриенко в лаборатории минералогии платиноидов СВКНИИ (г. Магадан). Изучение значительной части проб хромитовых руд не дало положительных результатов [10].

Следует отметить, что в пределах азербайджанской части офиолитового пояса также известны многочисленные хромитовые проявления дунитов (Гейдаринская, Ипякская и Бининская группы проявлений), о платиноносности которых нет и речи.

Имеющийся материал по платиноносности хромитовой формации Армении позволяет отметить следующее:

1. Дана отрицательная оценка платиноносности хромитовой-дунит-гарцбургитовой формации Армении. Отмечается, что габбро-перидотитовые массивы Севанского офиолитового пояса, в отличие от уральских ультрабазитов, относятся к неплатиноносным массивам.

2. Рекомендуются при дальнейших поисковых работах проводить "систематический отбор валовых проб весом в несколько тонн" (курсив наш) с последующим обогащением. Если в концентрате не будет обнаружено зерно платины, то "необходимо проанализировать пробу в пробирной лаборатории" [1,4].

Следует отметить, что, во-первых, имеющийся фактический материал и достигнутый технологический уровень обогащения и металлургии МПГ не дают основания делать столь категоричные отрицательные выводы о платиноносности хромитовой-дунит-гарцбургитовой формации Армении, что резко ограничивает перспективы поисковых работ, и, во-вторых, учитывая весьма неравномерный характер распределения МПГ в габбро-перидотитовых массивах других платиноносных провинций мира и современный опыт проведения геологоразведочных работ, трудно согласиться с рекомендацией по проведению крупнолабораторных (полупромышленных или крупнообъемных) испытаний без получения соответствующего аналитического обоснования.

Платиносодержащие хромитоносные ультраосновные породы Уральской провинции, с которыми проводилась аналогия ультраосновных пород Севанского офиолитового пояса, представлены двумя формациями: гипербазитовой и габбро-пироксенит-дунитовой. По результатам работ в Армении укрепилось авторитетное мнение А.Г. Бетехтина о том, что платиноносность (с целью промышленного освоения) характерна только для хромитсодержащих ультрабазитов. Как показали последующие исследования, имеются новые данные, которые не подтверждают это мнение:

1. По составу и характеру хромитового оруденения и по платиноносности гипербазитовая и габбро-пироксенит-дунитовая формации мало отличаются друг от друга [15].

2. Степень серпентинизации дунитов не влияет на величину концентрации МПГ. Вблизи хромитовых скоплений содержания платины значительно выше при общем низком фоновом значении.

3. Повышенной платиноносностью характеризуются в основном крупнозернистые дуниты с богатой вкрапленностью хромшпинелидов [11,15].

Следует учесть, что платиносодержащие хромитовые объекты Урала долгое время оставались слабо изученными, за исключением эксплуатируемого Сарановского месторождения в комплексе дунит-гарцбургит-пироксенит-габбровых интрузий Западного Урала, т.к. промышленность СССР была ориентирована на крупнейшее в мире Кемпирсайское месторождение. На госбалансе России на 1.01.96 г. числились всего 4 месторождения с общими балансовыми запасами около 6.4 млн.т руды.

Анализ платиноносности уральского, алданского, кемпирсайского и бушвельдского типов месторождений хромитовой формации, аналогов дунит-гарцбургитовых массивов Севанского офиолитового комплекса, и весь имеющийся материал дают основание отметить, что дунит-гарцбургитовые массивы Армении могут быть перспективными на МПГ, с учетом новых данных о характере их распределения и размещения в ультраосновных образованиях, а также достигнутого технологического уровня обнаружения и извлечения металлов платиновой группы. Поиски следует продолжать.

Первые сведения о содержании платины в рудах месторождений медной, медно-молибденовой и полиметаллической (золотополиметаллической) формаций Армении были опубликованы О.Е.Звягинцевым, который в течение 1933-1935гг. проводил опробовательские работы в пределах некоторых гидротермальных месторождений Армении. В результате этих работ были получены достаточно высокие единичные данные по содержанию Pt и Pd в рудах Шамлугского медного, Каджаранского медно-молибденового и Шаумян-ского полиметаллического месторождений. В последующем специальных исследований на платиноносность руд Армении не проводилось. Через 40 лет О.Е. Юшко-Захарова опубликовала единичные данные по одному из главных концентраторов Pt и Pd — халькопириту из руд Ахтальского и Азатекского полиметаллических месторождений Армении [18].

В начале 70-х годов прошлого столетия, как уже было отмечено выше, платиноносность медно-молибденовых руд Каджаранского месторождения была подтверждена детальными геохимическими исследованиями А.С.Фарамазяна [13,14,15]. Краткий обзор платиноносности руд месторождений медной, медно-молибденовой и полиметаллической (золотополиметаллической) формаций приводится в работах О.Е. Юшко-Захаровой, Д.А. Додина, В.Е. Бойцова [5,7,18].

Считаем нужным отметить, что конкретных геотипов — месторождений-аналогов для этих формаций, в особенности для меднорудной и золотополиметаллической формаций — пока не установлено, ввиду их слабой изученности и низких содержаний МПГ, а также отсутствия минералов платиновых металлов. Наиболее характерными являются месторождения Урала, Кавказа и Рудного Алтая (Блявинское, Карабашское, Маднеульское, Ахтальское, Худесское, Лениногорское, Зыряновское, Березовское, Золотушинское, Белоусовское, Текели и др.), в мономинеральных пробах и концентратах которых определены Pt, Pd и Rh. Среднее содержание Pd в медном концентрате из девяти месторождений составляет 0.008 г/т (21 проба), а в свинцовых и цинковых концентратах 0.003 г/т (по 26 пробам). Платина установлена только в медных концентратах — в среднем 0.001 г/т [18]. Данные по полиметаллическим месторождениям весьма скудные. Наиболее платиносны свинцово-цинковые и медно-свинцово-цинковые месторождения Рудного Алтая (Риддер-Сокольное, Иртышское, Белоусовское) относительно медно-цинковых (Ново-Березовское). Количество МПГ убывает в ряду галенит-халькопирит-сфалерит-барит. В силикатах содержание МПГ очень низкое [7]. Гравиконцентраты, содержащие Au, Ag, Cu и Bi, слабо обогащены платиноидами. Допускается, что платиноиды присутствуют в виде изоморфной примеси в сульфидах. В черновой меди Усть-Каменогорского комбината содержатся (г/т): Pt — 0.01; Pd — 0.35; Rh — 0.65; Ru — 0.31 и Ir — 0.38, а в черновом свинце (г/т): Pt — 0.005; Pd — 0.15; Rh — 0.003; Ru — 0.004.

Повышенные содержания МПГ установлены в промпродуктах и концентратах золото-поли-

металлических руд Горевского и Орловского месторождений, что дало основание прогнозировать платиноносность полиметаллических руд Ново-Золотушинского, Зареченского, Рубцовского, Таловского (Алтайский край, Алтайский ГОК); Кварцитовой сопки, Третьего рудника (Кемеровская область, Салаирский рудник); Ново-Широкинского (Забайкалье, Ново-Широкинский комбинат) месторождений Южной Сибири (Рудного Алтая) [7].

Медно-молибденовая формация относительно более изучена на платиноносность. О.Е. Юшко-Захаровой изучены минералы медно-молибденовых месторождений трех рудных провинций – Казахстана, Кавказа и Болгарии. По данным единичных мономинеральных проб (халькопирит, молибденит), “высокие концентрации платиновых металлов не обнаружены”. Наблюдается преобладание Pd над Pt, хотя встречаются и обратные соотношения. Сравнительно высокие содержания МПГ характерны для молибденита. Специальными исследованиями установлено, что содержание Os в молибденовых концентратах и молибденитах (Коунрад, Бошекуль, Алмалык, Агарак, Каджаран) зависит от величины рениеносности руд [13,15,17].

Месторождениями-аналогами – геотипами платиносодержащих медно-молибденовых месторождений – являются Сора, Жирекен и Клаймакс.

В прожилково-вкрапленных рудах медно-молибденовой формации Армении содержание МПГ составляет 16-24 мг/т. При этом в медном концентрате составляет 65-143.2, а в молибденовом – 100-573 (с учетом содержания Os в молибденовых концентратах и молибдените). С учетом достигнутых технологических показателей по основным полезным компонентам (медь, молибден), 20-30% от суммарного содержания МПГ концентрируется в медных, а 70-80% – в молибденовых концентратах. О концентрации МПГ в медных концентратах месторождений медно-молибденовой (Каджаран, Агарак) и меднорудной (Капан, Шамлуг) формаций свидетельствуют также данные по медьэлектролитным шламам бывшего Алавердского горно-металлургического комбината, где преимущественно перерабатывались медные концентраты, произведенные в республике. В шламах АГМК содержания МПГ в десятки и сотни раз превышают их содержания в исходных рудах и медных концентратах, т.е. при металлургическом переделе и электролизе черновой меди МПГ вместе с золотом и серебром накапливаются в анодных шламах. А.С. Фарамазян исследовал* 70 дубликатов подекадных представительных проб шламов АГМК за два года. В результате установлены высокие промышленные концентрации этих металлов (г/т):

* Анализы шламов на содержание МПГ выполнены в ИГН АН Казахстана (Алма-Ата) количественным химико-спектральным методом, без предварительного обогащения, чувствительность анализа составила для Pt и Os – 3 г/т, Pd и Rh – 0,1 г/т и Ru и Ir – 1 г/т.

Pt – 9,6-116,3 (в среднем 46,7), Pd – 46,7-240,5 (в среднем 125,2), Rh – 0,5-16,2 (в среднем 3,3), Ru – от н/обн. до 4,0 (в среднем 2,6). Ir, Os – не обнаружены. В настоящее время медные и молибденовые концентраты Армении вывозятся из республики без соответствующей компенсации за МПГ, т.к. аналитическая база и технология по их доизвлечению полностью отсутствуют.

Аналитические исследования показали, что содержание МПГ в рудах и технологических продуктах рудных формаций выражается в разных соотношениях. В медных концентратах Зангезурского ММК отношение Pd:Pt составляет в среднем 1.55 при соотношении Pt:Rh≈66:102:1, а в молибденовых концентратах – в среднем 1.09 при соотношении 141:153:1. Эти соотношения выдерживаются за последние почти 20 лет. В медном концентрате Агаракского ММК также выдерживается установленное соотношение (27:71:1), но в молибденовом концентрате имеем обратную картину – Pt>Pd при соотношении Pt:Rh≈175:100:1. Отношение Pd:Pt≈0.57.

Следует отметить, что содержание Pt и Pd в рудах и технологических продуктах Дастакертского и Айгедзорского медно-молибденовых месторождений значительно ниже, хотя с учетом данных А.С. Фарамазяна по Os в молибдените Айгедзорского месторождения (0.35 г/т) сумма МПГ в молибденовом концентрате составит около 365 мг/т. В медном концентрате Дастакертского месторождения отношение Pd:Pt≈3.3, а в молибденовом – равно 1, что в целом хорошо коррелируется с содержаниями в Каджаране, в то время как в молибденовом концентрате Айгедзорского месторождения, как и в молибденовом концентрате Агарака, наблюдается обратная картина – отношение Pd:Pt≈0.5. Это совпадение не случайное, ибо Агаракское и Айгедзорское месторождения рассматриваются как одновозрастные – верхнеэоценовые, а Каджаранское и Дастакертское – как нижнемиоценовые [15].

Таким образом, для медных концентратов разновозрастных месторождений медно-молибденовой формации (Каджаран, Дастакерт, Агарак, Айгедзор) отчетливо проявляется отношение Pd:Pt>1, а для молибденовых концентратов наблюдаются две тенденции: в концентратах нижнемиоценовых месторождений (Каджаран, Дастакерт) отношение Pd:Pt≈1-1.1, а в концентратах верхнеэоценовых месторождений (Агарак, Айгедзор) Pd:Pt≈0.5-0.57. Общую тенденцию Pd:Pt>1 для месторождений медно-молибденовой формации А.С. Фарамазян объясняет разницей температур на ранних и поздних стадиях рудообразования: на более ранних – сравнительно высокотемпературных стадиях – преобладает платина, а с падением температуры и образованием основной массы сульфидов (пирита и халькопирита) преобладает концентрация палладия [14]. Это объяснение вполне приемлемо и для разновозрастных месторождений, если учесть, что они являются различными фазами единого рудогенного этапа (верхний эоцен-нижний миоцен). Следует учесть также возможность увеличения железистости породообразующих минералов в конце рудогенного этапа, с чем и коррелируется

повышение содержания Pd [6].

В медном концентрате прожилковых руд меднорудной формации (Капан) сумма МПГ составляет 35 мг/т , при соотношении $\text{Pt}:\text{Pd} \approx 1.43$. Низкие содержания МПГ установлены также в медных концентратах месторождений золотополиметаллической (13.8 мг/т) и полиметаллической (24 мг/т) формаций, при соотношении $\text{Pt}:\text{Pd}$ соответственно 0.57 и 0.77.

В полиметаллических месторождениях жильного типа соотношение $\text{Pt}:\text{Pd}$ сильно варьирует. В цинковом концентрате Шаумянского полиметаллического месторождения содержание МПГ составляет 126.4 мг/т , при соотношении $\text{Pt}:\text{Pd}:\text{Rh} \approx 120:5.4:1$. В гравиконцентратах месторождений золотополиметаллической формации (Азатек, Тертерасар, Личквас-Тей) сумма МПГ варьирует от 12.3 до 18 мг/т , при соотношении $\text{Pt}:\text{Pd} \approx 1.43-5.56$; во флотационных концентратах содержание МПГ составляет от $27-42$ до 221 мг/т , при соотношении $\text{Pt}:\text{Pd} \approx 0.05-4$. Резкое преобладание палладия наблюдается во флотационном и коллективном концентратах Соткского месторождения ($\text{Pt}:\text{Pd} \approx 1:20$). Следует отметить интересный факт. В гравиконцентрате крупнолабораторной пробы Тертерасарского месторождения, по данным Аналитического центра ОИГГМ СО РАН (г.Новосибирск), сумма МПГ ($\text{Pt}, \text{Pd}, \text{Rh}$) составляет 12.8 мг/т , при соотношении $10:2:1$ и содержании золота и серебра по 170 г/т . В промышленном гравиконцентрате (Айгедзорская ЗИФ, 2000г.), по данным пробирной лаборатории ЦНИГРИ (г.Москва), содержание благородных металлов составляет: $\text{Pt} - 60 \text{ мг/т}$, $\text{Pd} - 60 \text{ мг/т}$, $\text{Au} - 39 \text{ г/т}$ и $\text{Ag} - 52 \text{ г/т}$. Фабричный концентрат дает более объективные данные, что подтверждается также металлургическими опытами ГМИ (г.Ереван). Можно ожидать, что при промышленной переработке руд золотополиметаллической формации фактические содержания МПГ будут гораздо выше.

Таким образом, на основании вышесказанного можно отметить следующее:

1. В медных концентратах разновозрастных месторождений медно-молибденовой (Каджаран, Дастакерт, Айгедзор, Агарак) и полиметаллической (Ахтала) формаций отчетливо прослеживается соотношение $\text{Pd}:\text{Pt} > 1$, что выдерживается в целом (приближается к 1) и для молибденовых концентратов, за исключением агаракского и айгедзорского концентратов, где это отношение составляет 0.5-0.57, что отражает полифазность палеогенового рудогенного процесса.

2. В медных концентратах месторождений меднорудной (Капан) и гравитационных и флотационных концентратах полиметаллической (Шаумян) и золотополиметаллической (Азатек, Марджан, Тертерасар) формаций устойчиво выдерживается соотношение $\text{Pt}:\text{Pd} > 1$, за исключением Соткского месторождения, где это соотношение равно 0.05.

3. В технологических продуктах базовой Араратской золотоизвлекательной фабрики в целом выдерживается соотношение $\text{Pd}:\text{Pt} > 1$.

Вышеприведенные данные свидетельствуют о том, что МПГ являются характерной примесью

для гидротермальных месторождений Армении, их поведение значительно отличается от общепринятых геохимических построений, и потому необходимо проведение специальных минералого-геохимических исследований на современном аналитическом уровне с учетом технологических особенностей рудных формаций.

Формы нахождения МПГ в рудах и рудных формациях Армении еще не выяснены. Они распределены в них весьма неравномерно. МПГ присутствуют в рудах в виде изоморфной примеси в основных рудных минералах. По мнению А.С.Фарамазяна, они "образуют субмикроскопические выделения собственных минералов, размеры которых находятся на грани разрешения светового микроскопа" [13,14].

Парагенетическая триада Mo-Re-Os (платиноиды). Исходя из ранее установленной корреляционной связи между рением и радиогенным осмием, с одной стороны, и молибденом и рением – с другой [13,15], нами оконтурены обогащенные концентрации трехчленного парагенезиса – молибден-рений-платиноиды (то же молибден-рений-радиогенный осмий).

Специальный анализ материалов разведки и эксплуатации Каджаранского месторождения показывает, что основная масса медного и молибденового оруденения разобщена в пространстве, и площади высоких концентраций медных руд смещены по отношению к молибденовым. Наибольшие площади богатых молибденовых руд и зон концентраций отмечены в пределах центральной части штокверка (гор. 1990-1850м, на площади $500 \times 800 \text{ м}$). Они имеют преимущественно широтное и близширотное простирание, соответствуют общему плану простирания дайковых образований и выдержаны на глубину. Обогащенные площади вытянуты на 350 м при ширине 60 м . Участки концентрации меди в основном приходятся на южный фланг месторождения, но фрагментарно выступают и на севере. Они имеют субмеридиональное простирание при ширине полосы обогащения $350-500 \text{ м}$. С глубиной морфология площади обогащения меняется, но общая ориентация выдерживается. На отдельных участках штокверка площади высоких содержаний молибдена и меди смещены, но во всех случаях эти участки отличаются как размерами, так и морфологией контуров концентрации.

На Техутском месторождении наиболее обогащенные участки медно-молибденовых руд сосредоточены в центральной части штокверка между горизонтом шт.2 (890 м) и дном проектного контура карьера (680 м) и вытянуты в широтном направлении на площади $250 \times 400 \text{ м}$. Контурные высокие содержания меди и молибдена здесь в принципе совпадают с незначительным смещением на юго-восток. Наивысшие содержания по сечениям наблюдаются вдоль оси скв.655 на глубинах $170-220 \text{ м}$: содержание рения составляет свыше 700 г/т , молибдена – 0.067% , а меди – 0.63 . По данным разведки, такие же обогащенные участки в контуре промышленных запасов были оконтурены на Агаракском, Айгедзорском и Дастакертском месторождениях с целью их дальнейшей прогнозной оценки по аналогии. С дру-

гой стороны, для руд и продуктов технологического передела (в отдельных случаях для мономинеральных проб) медно-молибденовой формации в имеющихся материалах приводятся усредненные показатели, что значительно осложняет перспективную оценку платиноносности руд этой формации. Поэтому проведено групповое и контрольное опробование обогащенных участков в пределах контура промышленных запасов Каджаранского месторождения.

Исследованиями установлено, что в молибденитах армянских медно-молибденовых месторождений осмий в основном представлен радио-генным изотопом ^{187}Os – продуктом бета-распада изотопа ^{187}Re , при этом примесь обыкновенного осмия варьирует в пределах 5-10% [3,15]. На этом основании рений-осмиевый метод был использован для определения возраста медно-молибденовых месторождений Зангезура. Были получены две разновозрастные группы месторождений: верхнеэоценовая (Агарак, Айгедзор) с абсолютным возрастом $43.9 \pm 2.5 - 56.6$ Ма и нижнемиоценовая (Каджаран, Дастакерт) с возрастом $24.3 \pm 1.2 - 22.5 \pm 1.3$ Ма [15]. Причем содержания Re и Os в молибденитах нижнемиоценовых месторождений (Дастакерт, Каджаран) имеют более низкие значения, и, естественно, корреляционная кривая занимает более низкую ступень, в то время как в молибденитах верхнеэоценовых месторождений (Агарак, Айгедзор) содержания этих металлов значительно выше, а корреляционная кривая занимает более верхнюю ступень (рис. 1). Полученные нами новые данные по молибденовым концентратам Зангезурского ММК, выпущенным в течение 1996-1998гг., подтверждают линейную зависимость Mo, Re и Os.

По-видимому, это следствие, во-первых, генетических особенностей образования разновозрастных месторождений, а во-вторых, зависит от различий в содержаниях осмия в молибденитах и молибденовых концентратах, т.к. в молибденитах содержания осмия варьируют от 20-60 до 200 мг/т, а в молибденовых концентратах Зангезурского ММК – от 106 до 300 мг/т. Интересно отметить, что данные по Айгедзорскому и Техутскому месторождениям, где содержание рения достигает 600-700 г/т, хорошо накладываются на усредненную корреляционную кривую обогащенных концентратов Каджаранского месторождения, тем самым отражая прямую зависимость рения и осмия в рудах медно-молибденовой формации Армении.

Таким образом, приведенный выше материал дает нам основание уверенно говорить о трехчленном геохимическом парагенезисе – молибдений-платиноиды для руд медно-молибденовой формации. Интересно отметить, что почти к аналогичным выводам пришли Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис для черносланцевой формации. Они отмечают, что в некотором отношении платиноиды похожи на рений, т.к. в восстановительной среде рений, как и платиноиды, также является сидерофилом, а радио-генный изотоп ^{187}Os порождается изотопом ^{187}Re . На этом основании они допускают, что некоторая часть осмия генетически связана с рением, и потому не случайно, что некоторые сульфидоносные черные сланцы, обогащенные рением, одновременно богаты платиноидами. В качестве примера приводится германский Купфершифер [17]. Здесь уместно вспомнить предположение О.Е. Звягинцева о том, что “в кристаллохимическом отношении суль-

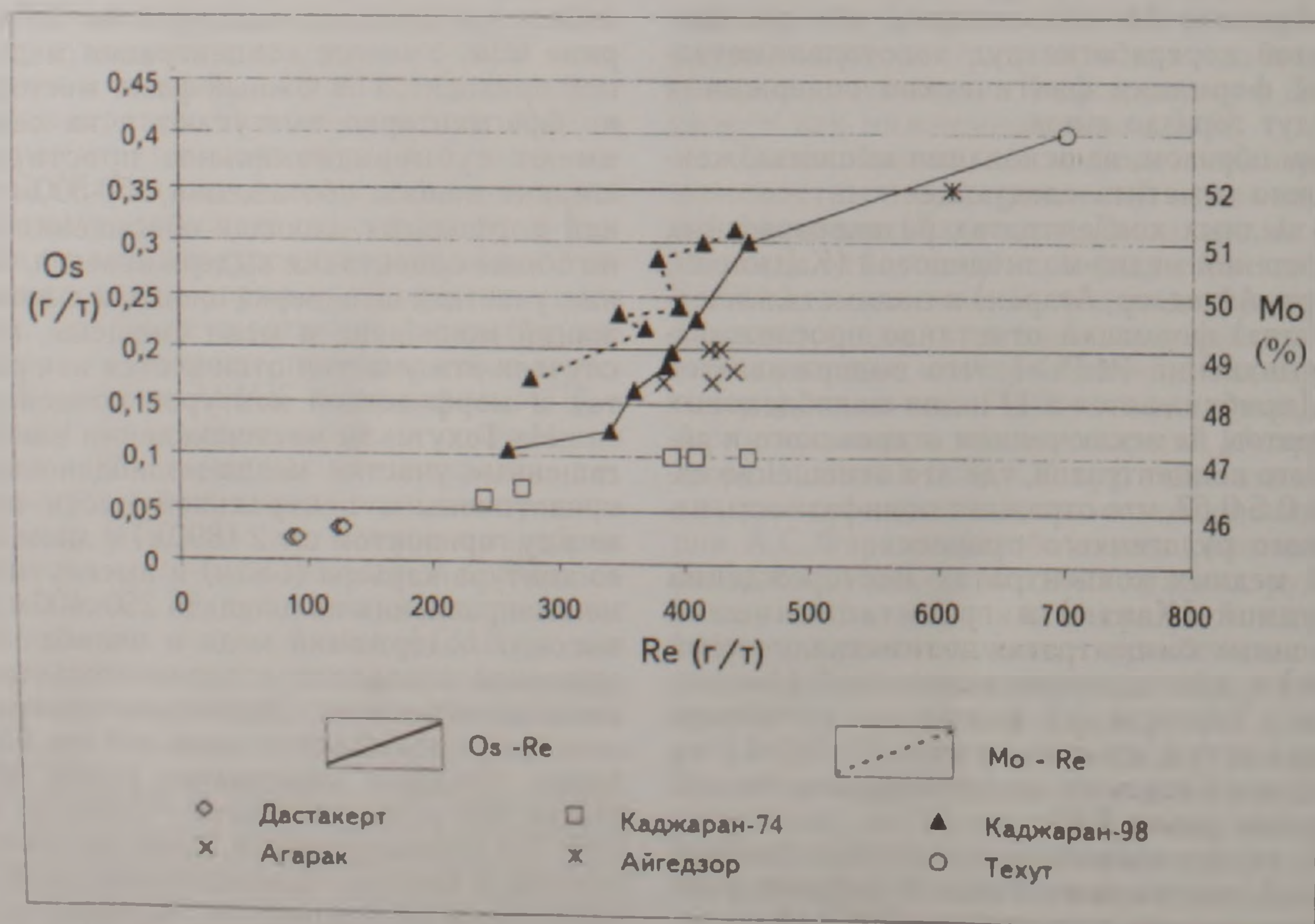


Рис 1 График парагенетической триады Mo-Re-Os в медно-молибденовых месторождениях Армении.

фиды Re, Pt и Pd образуют смешанные кристаллические структуры и могут входить в кристаллическую решетку молибденового блеска".

Все вышеизложенное свидетельствует о том, что среди рудных формаций Армении, кроме платиносодержащей хромитовой (дунит-гарцбургитовой) формации, перспективными объектами исследований могут стать месторождения медно-молибденовой формации, а из них первоочередными — Каджаран и Агарак. Это — новая и принципиальная постановка вопроса, перспективы которой объясняются тем, что достигнутые производственные мощности Зангезурского ММК дадут возможность в процессе большеобъемной добычи поставить вопрос об организации попутного извлечения металлов платиновой группы как при комплексном металлургическом переделе, так и посредством создания автономных специализированных цехов по их доизвлечению.

Обработка имеющегося фактического материала по разведке Каджаранского месторождения дала нам возможность на основании данных групповых анализов и технологических показателей подсчитать более 130 *т* прогнозных ресурсов МПГ, что сопоставимо с эксплуатируемыми месторождениями США, Канады, Колумбии, где в промышленных рудах содержание МПГ составляет от 5 до 400-800 *мг/т*. Отметим, что в медно-порфировых месторождениях США (Клаймакс и др.) их запасы составляют около 150 *т*, что обеспечивает получение около 1 *т* платины и палладия в год из первичного сырья в соотношении 35-65. Учитывая конъюнктуру и цены на металлы платиновой группы, годовая извлекаемая ценность МПГ из каджаранских руд при достигнутой производительности составит сотни тысяч долл. США.

С учетом этих перспектив, а также того, что медные и молибденовые концентраты экспортируются без соответствующей компенсации за редкие металлы, необходимо, чтобы извлекаемая ценность МПГ учитывалась наряду с остальными редкими элементами в себестоимости товарной продукции. Аналогичная проблема имеется и в других странах, например, в России. В золотосодержащем гравиконцентрате Горевского золотополиметаллического месторождения (Енисейский край, левый берег р. Ангара) установлены платина (7 *г/т*), палладий (3.1 *г/т*) и родий (0.7 *г/т*). Ежегодно 10000 *т* концентрата этого предприятия поставляется на экспорт, т.е. каждый год из России с горевским концентратом уходит около 100 *кг* платиноидов на общую сумму свыше 2.5 *млн. долл.*, т.к. не разработана технология извлечения МПГ из платиносодержащих золоторудных месторождений в черносланцевых комплексах [7,12]. Другим наглядным примером являются платиноносные железисто-кремнистые формации Украинского щита, представленные железными рудами, железистыми кварцитами и сопряженными с ними сланцами и другими породами, отрабатываемыми в больших количествах в Кривбассе и Приднепровье [9]. В Приднепровье железорудные образования содержат до 14 *г/т* МПГ (Pd>Pt) и до 1 *г/т* Au. Среднее содержание — в пределах 0.1-0.23 *г/т*.

Здесь платиноиды ассоциируют с пиритом, пиротитом, марказитом, халькопиритом, арсенопиритом. Такие же содержания МПГ (до 3 *г/т*) устанавливаются в железистых кварцитах Криворожья. В сланцах различного состава (тальковых, термолитовых) по гипербазитам содержатся до 0.4 *г/т* МПГ при наличии самостоятельных минеральных форм — платины, поликсена, палладия, невянскита, иридосмина и др. В древней коре выветривания мафит-ультрамафитов криворожской серии в терригенно-карбонатных железистых образованиях содержание МПГ составляет 0.5 *г/т*. Интересно отметить, что огромные объемы хвостов передела железных руд Кривбасса в отношении платиноносности не изучены. Д.А. Додин и соавторы выражают полную уверенность, что "получение МПГ и попутных золота и серебра при добыче и переработке железных руд и сопряженных с ними пород абсолютно вероятно" [7]. Безвозмездно теряется огромный экономический и валютный потенциал.

В другом случае экономический потенциал минерального сырья используется эффективно. Месторождение медно-никелевых руд района Садбери (Канада) является важным источником золота и платиноидов, несмотря на их низкие содержания. Их извлечение экономически оправдано в связи с большими объемами производства. Среднее содержание никеля в рудах изменяется от 0.7 до 1.5%, меди — от 0.8 до 1.9%, кобальта — от 0.9 до 1.2%, при содержании золота — 0.1 *г/т*, серебра — 4.2 *г/т* и МПГ — 0.4 *г/т*. С учетом огромных запасов руды и ее высокоэффективной переработки, попутно извлекаемые золото, серебро, платиноиды, селен и теллур составляют весьма существенную долю получаемой прибыли (11.7%). Общие запасы золота в месторождениях этого района оцениваются в 42 *т*, серебра — в 1785 *т* и МПГ — в 200 *т*.

Основным источником получения платины и палладия в США являются месторождения меди и золота. Содержание МПГ на этих месторождениях невысокое — в медной руде не более 5 *мг/т*. Промышленные запасы МПГ в бедных рудах Колумбии составляют около 160 *т*, из которых 65-70% составляют запасы платины. Вполне естественно, что целесообразность промышленного освоения этих бедных руд обеспечивается большими производственными мощностями. Такие производственные мощности в Армении имеются только на Зангезурском ММК.

Результаты наших исследований убедительно показывают, что для Армении перспективной на платиноиды на данной стадии изученности геологических формаций является медно-молибденовая формация как по содержанию, так и по масштабам и техническим возможностям попутного их извлечения. По качеству сырья, благоприятным горнотехническим условиям отработки и простой технологической схеме обогащения с медно-молибденовой формацией может конкурировать вновь выявленная нами золото-платиносодержащая черносланцевая формация.

Железорудная формация. В составе платиносодержащих рудных формаций Армении впервые выделяется прогнозная — железорудная формация.

В настоящее время у нас нет достоверных данных по этой формации, однако имеющийся литературный материал по другим регионам мира дает нам основание по аналогии прогнозировать эту формацию как возможно платиносодержащую и планировать проведение целенаправленных аналитических работ и минералогическо-геохимических исследований.

1. Титаномagnetитовая в габбро-пироксенитах и редкоземельно-апатит-магнетитовая в андезит-дацитах (Сваранц, Камакар, Абовян). Собственно магматические (гистеромагматические) титаномagnetитовые месторождения Армении расположены в ультраосновных и основных породах верхнеэоцен-олигоценного комплекса (Сваранц, Камакар). Гидротермально-метасоматическое редкоземельно-апатит-магнетитовое месторождение Абовян расположено в андезитах и андезит-дацитах экструзивно-эффузивного комплекса плиоцена. По данным пробирного анализа, в рудах Сваранцкого месторождения установлены благородные металлы в следующих содержаниях ($г/т$): Au — 0,1-0,14 (в отдельных случаях — 0,4 $г/т$); Ag — 2,2-3,2; Pt — 0,02 (Уралмеханобр, 1961). Формы нахождения благородных металлов, а также их геохимия не изучены. Ведущими типами месторождений-аналогов этой подформации являются Качкарское-Гусевское (Урал, РФ), Пудожское и Койкар-Святнаволоцкое (Карелия, РФ) титаномagnetитовые и редкоземельно-апатит-магнетитовые месторождения Ковдор (Кола, РФ) и Палабор (ЮАР). Геотипом платиносодержащей ванадий-титаномagnetитовой подформации является крупное Чинейское месторождение (БАМ, РФ), связанное с одноименным массивом габбро.

2. Золото-железистая — золото-гематитовая (скарновая, контактово-метасоматическая) в габбро-диоритах, метасоматических сланцах, андезитах и андезит-дацитах (Раздан, месторождения бассейнов р.р. Мармарик, Кохб, Марц и др.). Формация скарновых (контактово-метасоматических) железных (магнетитовых) руд приурочена к контакту крупных гранитоидных массивов, преимущественно субщелочного и щелочноземельного составов среднеэоцен-олигоценного возраста с карбонатными и вулканогенно-терригенно-карбонатными породами и метаморфическими сланцами. За последние десятилетия получены интересные данные о золотоносности и редкометалльности (редкоземельности) руд месторождений известково-скарнового типа. Кроме того, установлены явные критерии возможной их платиноносности. С этой точки зрения наиболее перспективны Разданское, Ахавнадзорское, Анкаванское (Мармарикская группа), Кохбское, Карцахское, Мисханское (Кохбская группа), Сарнахпюрское, Сотское, Ахнидзорское (Назарсарская группа), Базумское и ряд месторождений Зангезура. Прямых рудотипов-аналогов Разданское месторождение не имеет, однако наиболее близко к нему стоят скарновые месторождения алтае-саянского типа (Таштагольское, Синюхинское и др., РФ). Следует учесть, что при промышленном освоении Разданского редкоземельно-золото-магнетитового месторождения из-

влекаемая ценность из руд будет значительно выше в связи с содержаниями Au, Ag и МПГ с ожидаемыми запасами в несколько десятков тонн, а также содержаниями редких земель в изоморфной примеси с основными рудообразующими минералами (93-2870 $г/т$). Аналогичные платиносодержащие известково-скарновые магнетитовые месторождения известны в Кыргызстане, Узбекистане и на Украине. В Кыргызстане платиносодержащее оруденение связано со скарнами куту-те-герекского типа.

3. Титаномagnetитовые песчаники (Агарцин, Гетик, Лалвар, Вайк). Стратифицированные (стратифицированные) месторождения в терригенно-карбонатных отложениях или месторождения песчаного типа имеют широкое распространение. Крупные месторождения этого типа известны в Северной Америке, западной Аргентине, Нигерии, в пределах Средне-Чешского и Центрального Французского срединных массивов, в Мексике, Австралии, Италии, Югославии, Венгрии, Японии. В странах СНГ стратифицированные месторождения песчаного типа представлены крупными объектами, а также многочисленными мелкими месторождениями и рудопроявлениями в пестроцветных формациях различных возрастов. Основными геотипами этой подформации являются Удокан, Красное и Бурпала в метаморфизованных образованиях нижнего протерозоя в Восточной Сибири (Алданский щит), а также Джезказган в карбонатных отложениях Казахстана.

Платиносодержащие нерудные формации. Платиносодержащие (золото-платиносодержащие) нерудные формации для Армении выделяются впервые. Имеющийся к настоящему времени фактический материал дает нам основание выделить две нерудные формации, перспективные на редкие и благородные металлы:

1. Черносланцевая — терригенно-карбонатно-туфогенно-углеродистая формация

2. Формация новейших вулканических титаномagnetитовых пемзовых песков, шлаков и туфов.

Черносланцевые комплексы имеют широкое распространение в Армении. За прошедшее столетие геологоразведочными работами опробовано и разведано 10 крупных месторождений углей и горючих сланцев, однако в связи с их низким качеством (высокозольностью и низкой теплотворностью) эти объекты оценены как неперспективные. Сегодня это «мертвые» объекты. Выделяются фаунистически датированных 6 комплексов: верхнетриасовый (Джерманис), батский (Иджеван), эоценовый (Шамут, Антарамут, Мецаван), олигоценный (Дилижан, Бадиван, Джаджур, Сисианская группа, Воротан), верхнемиоценовый (Маисян, Абовянская группа — Арамус, Аван, Дзорахпюр), плиоценовый (Нор-Аревик, Варденик, Степанаван). Возраст месторождений Варденик и Степанаван датируется условно. Наши исследования показали, что все известные крупные месторождения являются металлоносными в различной степени, и, в первую очередь, по содержанию промышленных концентраций благородных металлов — Au, Ag, Pt и Pd

(МПГ), по аналогии с черносланцевыми геотипами мира.

Наряду с благородными металлами в армянских черносланцевых комплексах установлены редкие, цветные и черные металлы, которые значительно повышают ценность сырья. Химическими анализами установлены промышленные содержания Fe, Ti, Mo. Спектральными анализами установлены Be, Cr, Cu, Ga, Mn, Nb, Ni, Pb, Sc, Sr, V, Zr и др. элементы. По единичным пробам установлены содержания урана и тория, что требует дополнительного подтверждения. Золото и серебро представлены в основном в свободном виде (50%) и в сростках с сульфидами. Платиноиды представлены поликсомом, камаситом, купроплатиной, ферроплатиной и редко в самородном виде. Характерна изоморфная связь МПГ с железом: наблюдаются твердые растворы Pt-Fe-Cu. Рудные минералы представлены пиритом, магнетитом, гематитом, сфалеритом, самородной медью и железом, халькопиритом, а нерудные – преимущественно кварцем, карбонатами, гипсом, полевыми шпатами, серицитом и др.

Содержание металлов платиновой группы в черносланцевых комплексах (терригенно-углеродистых отложениях) Армении колеблется в широком пределе. По данным пробирно-атомно-абсорбционного анализа (ЦНИГРИ, Москва, 2002), среднее содержание платиноидов составляет (мг/т): платины – от 20-60 до 250, палладия – от 20-80 до 140-390, при сумме МПГ – от 40-120 до 200-630 (табл.1). Промышленные технологические исследования, проведенные на Айгедзорской золотонизвлекательной фабрике (с.Айгедзор, Сюник) фирмы Сипан-1 и опытно-промышленной

установке фирмы АССАТ (г.Масис) на пробах весом от 5-35 до 750 тонн по схеме гравитация и флотация, показали возможность получения кондиционных золотосодержащих концентратов, а при металлургическом переделе малых проб в Горно-металлургическом институте и НПЗАО "Арев" – чистых металлов. В гравиконcentратах содержание золота составило от 20 до 50 г/т, серебра – в пределах 50-100 г/т, а в флотоконcentратах – золота – 14-25 г/т, серебра – до 600-1500 г/т. Содержание платиноидов в концентратах составило от 10 до 40 г/т. В хвостах промышленных испытаний содержание золота составило от 0,4-0,6 до 1,6-3,4 г/т, а серебра – от 12 до 35 г/т. По платиноидам пока нет данных.

Для сравнения отметим, что в медистых сланцах (Маннсфельд, Германия) содержание МПГ составляет (мг/т): Pt – 50, Pd – 20, Ir – 40, Os – 30, Rh – 2 и Ru – 3, при сумме МПГ – 140,5, в углистых сланцах среднее содержание МПГ составляет (мг/т): Pt – 37, Pd – 50, Rh – 8, Ru – 40, при сумме 135,0, в песчаниках установлены содержания Pt в пределах 7-200 мг/т, а в углях: Pt – до 100 мг/т, Pd – 20 мг/т, Os и Ir – до 500 мг/т.

Потенциально-ценные концентрации благородных металлов в товарных углях и технологических продуктах угледобывающих и углеобогатительных предприятий России установлены (мг/т): Au – 50-300, Pt – 30-220 и Pd – 10-39 [8]. По установленным "браковочным кондициям" наиболее перспективны на золото Подмосковский (шахты – Ликовская №9, Белковская и Майская) и Кизилковский (шахта Ключевская, Урал) бас-

Таблица 1

Содержание платиноидов в углях и технологических продуктах руд месторождений Армении (результаты пробирно-атомно-абсорбционного анализа, г Москва, ЦНИГРИ, 2002г.)

NN п.п.	Месторождение	Номер пробы	Номер анализа	Материал пробы	Содержание, мг/т		
					Pt	Pd	ΣМПГ
1	Шамутское	Ш-19	51	уголь	20	20	40
2	Шамутское	Ш-28	52	чешуйчатый углистый сланец	250	380	630
3	Шамутское	Ш-кф	53	концентрат флотации	60	60	120
4	Иджеванское	И-ТП-1	54	уголь	20	20	40
5	Иджеванское	И-ТП-2	55	уголь	20	20	40
6	Антарамутское	К-20/5	56	уголь	20	20	40
7	Джаджурское	Дж-1	57	блестящий уголь	20	82	102
8	Джаджурское	Дж-2	58	матовый уголь	20	20	40
9	Нор-Аревикское	Ар-1	59	черные углистые сланцы	20	24	44
10	Нор-Аревикское	Ар-2	60	битуминозные черные углистые сланцы	20	25	45
11	Джерманисское	Дс-5	61	песчаники	20	22	42
12	Джерманисское	Дс-14	62	угли	60	140	200
13	Тертерасарское	Т-Гк	61	Гравиконцентрат сульфидных руд	60	60	120
14	Каджаранское	К-Мо	64	молибденовый концентрат	140	190	330
15	Талин-Агарахское	ТА-1-М	65	новейшие вулканические пески	20	56	76

сейны, на золото и серебро – шахты Южная и разрез Черниговский Кузбасса, а на платину и палладий – угольные шахты и разрезы Приморского края.

Наиболее крупными золото-платиносодержащими месторождениями черносланцевой формации являются геотипы: онежский, тимской, таймырский, наталкинский, сухоложский, карлинский. К этой формации относятся такие гиганты, как Мурунтау (Узбекистан), Карлин (Невада, США), Ашанти (Гана), Кумтор (Кыргызстан), Олимпиада (Красноярский кр., РФ), Майское (Чукотка, РФ), Нежданинское (Якутия, РФ), Наталка (Колыма, РФ) и др. Среди промышленных руд России запасы благородных металлов в черносланцевых комплексах занимают по запасам 50-70%, а по добыче около 40%. Содержания платиноидов в промышленных рудах в ведущих геотипах составляют: тимской тип (Тимское, Яковлевское, Михайловское) – платина – 0.13-0.68, золото – 1.3-2.9; таймырский тип (Жильное, о Большевик, архипелаг Северная Земля) – Pt – >0.48; Pd – 1.91-2.6; Rh – 0.07-23; Ru – 0.069-0.77; сухоложский тип (Наталка, Майское, Олимпиада, Сухой Лог, Нежданинское, Мурунтау, Кумтор): Майское – Pt – 0.4-0.5; Pd – 0.6; Au – 0.3-2.4; Сухой Лог – Pt – 0.91-1.17; Мурунтау (субпластовые руды) – Au – 0.3-3; Pt – 0.01-0.08; штокверковые руды – Au – 3-2.6; Pd – 0.98; Кумтор (субпластовые руды) – Au – 4.26; Pt – 1.06; Pd – 2.46; штокверковые руды – Au – 7.1; Pt – 1.21; Pd – 3.01. Сравнительный анализ приведенных данных о золото-платиноносности (благороднометалльности) ведущих промышленных черносланцевых комплексов мира с армянскими дает основание говорить о перспективности последних. Этот новый для Армении вид рудного сырья – черносланцевые комплексы – по качеству и количеству металлов, а также простоте технологической схемы обогащения и благоприятными горно-геологическими и географо-экономическими условиями открытой разработки может составить серьезную конкуренцию, во-первых, разведанным и эксплуатируемым месторождениям золоторудной формации, а, во-вторых, платиносодержащим рудным формациям. По нашей предварительной оценке, при эффективном использовании потенциальных ресурсов черносланцевых комплексов республики разведанные общие запасы золота могут быть увеличены многократно, а платиноиды – взяты на баланс в количестве более 500 т, в результате чего Армения займет одно из ведущих мест среди крупнейших золоторудных (платиносодержащих) провинций мира.

Золото-платиносодержащим сырьем XXI века для Армении могут стать новейшие (0,5-0,7 Ма) вулканические титаномагнетитовые пемзовые пески, шлаки и туфы массива г.Арагац и других регионов, в которых содержание золота варьирует в пределах 0,4-8 г/т, серебра – 0,8-28,4 г/т, платины – 0,02-0,05 г/т, а палладия – 0,056-0,1 г/т.

Резкий рост потенциальных ресурсов Армении на золото и платину может стать альтернативой известному южнокавказскому проекту

на нефть, поэтому Правительство РА должно взять под особый контроль весь ход исследований и технологических разработок по этой стратегической проблематике с учетом возможного потенциала черносланцевых комплексов на радиоактивные элементы (уран и торий). Следует, по примеру России, принять закон или дополнение к закону о концессиях, запрещающий иностранным компаниям впредь самостоятельно разрабатывать армянские недра, а армянским частным фирмам лицензировать не более 49% акций на добычу и переработку угольных месторождений, во избежание бесконтрольного экспорта стратегического сырья из республики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С.Б. Платина и металлы группы платины. В кн.: «Геология Армянской ССР». Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1967, т. 6, с.490-496.
2. Алоян П.Г. Об организации систематического изучения платиноносности и радиоактивности рудных формаций Армении. Тр. Армнипроцветмета, Ереван: Изд. «Манкаварж», 1996, с.39-47.
3. Алоян П.Г., Алоян Гайк П. и др. Платиноиды в главнейших рудных формациях Армении. Сб. науч. трудов ГМИ, Ереван, 2000, с.35-44.
4. Бетехтин А.Г. Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив (Закавказье) и генезис месторождений хромитового железняка. В кн.: «Хромиты СССР». М.-Л.: Изд. АН СССР, 1937, с.7-152.
5. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Солодов Н.А. Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов. М.: НИИ-Природа, 1999, 220 с.
6. Волченко Ю.А., Вилесов Н.Г. Генетическая природа корреляционных связей Pd, Pt и Fe в платиноносных клинопироксенитах Урала. В кн.: «Ежегодник Ин-та геол. и геох. им. А.Н. Заварицкого за 1970 г.». Свердловск, 1971, с.87-91.
7. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Чередников О.И. Металлогения платиноидов крупных регионов России. М.: Геоинформмарк, 2001, 301 с.
8. Жаров Ю.Н., Мейтов Е.С., Шарова И.Г. Ценные и токсичные элементы в товарных углях России. М.: Недра, 1996. 238 с.
9. Кулиш Е.А., Галий С.А., Комов И.Л. и др. Платиноносность геологических комплексов Украины. Аспекты минералогии Украины. Киев: ОНЗ, 1998.
10. Паланджян С.А. О потенциальной платиноносности месторождений Армении. Тр. Армнипроцветмета. Ереван: Манкаварж, 1993, с.106-115.
11. Разин Л.В. Месторождения платиновых металлов. Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1978, т.3.
12. Сазонов А.М., Гринев О.М., Шведов Г.И., Сотников В.И. Нетрадиционная платиноидная минерализация. Томск: ИТПУ, 1997.
13. Фарамазян А.С., Калинин С.К., Терехович С.Л. Особенности геохимии элементов группы платины в рудах медно-молибденовых месторождений Армении. ДАН СССР, 1970, т. 190, № 6, с.1455-1457.
14. Фарамазян А.С., Калинин С.К., Терехович С.Л. К геохимии элементов платиновой группы в медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1970, №4, с.25-32.
15. Фарамазян А.С., Калинин С.К., Егизбаева К.Е.,

Файн Э.Е. Об абсолютном возрасте медно-молибденового оруденения Зангезура. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, № 1, с. 43-53.

6. Фоминых В.Г., Хвостова В.П. Особенности распределения металлов группы платины в пороодообразующих минералах Гусевгорского месторождения.

ДАН СССР, 1971, т. 200, № 2, с. 443-445.

17. Юдович Э.Ю., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ, "Наука", 1994, 302 с.

18. Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. М.: Недра, 1975, 244 с.

ՊԼԱՏԻՆՈՒԴՆԵՐԸ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԱՐԴՅՈՒՆԱՐԵՐԱԿԱՆ ՀԱՆՔԱՔԱՐԵՐՈՒՄ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ՅՈՒՐԱՑՄԱՆ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԸ

Պ. Գ. Ալոյան, Ռ. Տ. Ջրբաշյան, Ա. Ս. Ֆարամազյան, Հայկ Պ. Ալոյան,

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում ամփոփվում են Հայաստանի պղնձի, պղինձ-մոլիբդենային, ոսկի-բազմամետաղային և երկաթահանքային ֆորմացիաների արդյունաբերական յուրացման համար նախապատրաստված և շահագործվող հանքավայրերի հանքաքարի և տեխնոլոգիական վերամշակման ապրանքատեսակների պլատինաբերության վերաբերյալ նոր անալիտիկ տվյալները: Տրվում է Սևանի օֆիոլիտային գոտու քրոմիտային ֆորմացիայի պլատինաբերության վերաբերյալ նախկինում կատարված հետազոտությունների ֆորմացիոն-տեխնոլոգիական գնահատականը: Հետազոտությունների ներկա փուլում առաջին անգամ անջատվում են պլատինաբեր մետաղային և ոչ մետաղային ֆորմացիաներ: Մետաղային ֆորմացիաներից առավել հեռանկարային է դիտվում պղինձ-մոլիբդենային ֆորմացիան, ինչպես որակով, այնպես էլ արտադրական հզորությունների մասշտաբներով և նրանց հարակից կորզման տեխնոլոգիական հնարավորություններով: Պղինձ-մոլիբդենային ֆորմացիայի համար հստակ հետամտվում է Mo-Re-Os (ՊԽՄ) եռանդամ երկրաքիմիական պարագենետիկ զուգորդությունը:

Պլատինաբեր հումքի որակով ու քանակով, արդյունահանման բարենպաստ լեռնատեխնիկական պայմաններով և հանքահարստացման տեխնոլոգիական սխեմայի պարզությամբ պղինձ-մոլիբդենային ֆորմացիայի հետ կարող է մրցակցել նոր հայտնաբերված Հայաստանի ոսկի-արծաթ-պլատինաբեր սևերթաքարային ֆորմացիան:

Հոդվածում բերվում է Հայաստանի պլատինաբեր հանքավայրերի համառոտ ֆորմացիոն-տեխնոլոգիական համադրությունը աշխարհի հանքավայր-հանքատիպերի հետ և հիմնավորվում է ոսկի-երկաթահանքային ֆորմացիաների պլատինաբերության ուսումնասիրության անհրաժեշտությունը և հնարավոր հեռանկարայնությունը:

PLATINOIDS IN INDUSTRIAL ORES OF ARMENIA AND PERSPECTIVES OF THEIR DEVELOPMENT

P. G. Aaloyan, R. S. Jrbashyan, A. S. Faramazyan and Haik P. Aloyan

Abstract

The paper summarizes new analytical data on platinoid-bearing capacities of ores and products of technological redistribution of established, commercial development-ready, or operated deposits of copper, copper-and-molybdenum, gold-polymetallic, and iron-ore formations in Armenia. We present a formational and technological estimate of earlier studies of platinoid-bearing capacity for the chromite formation of the Sevan ophiolitic belt. From the platinum-bearing ore and non-metallic formations identified at the present stage some are established for the first time. Among the other, copper and molybdenum formation is considered the most promising by its quality, scale of existing production capacities, and technological potential of extraction as a by-product. For the copper and molybdenum formation, it is possible to trace a clear trinomial geochemical paragenetic association of Mo-Re-Os (platinum group metals).

The formation of gold-silver-platinum-bearing black shale, newly established in Armenia, can represent a serious competitor to the copper and molybdenum one by the quality of raw material, favorable mining conditions available for processing and simple technological ore-dressing scheme. The article presents a brief formational and technological comparison of platinum-bearing deposits in Armenia with genotype deposits of the globe.

К ЯРУСНОМУ ПОДРАЗДЕЛЕНИЮ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОГЕНА АРМЕНИИ

© 2003 г. Ф. А. Айрапетян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 01.08.2003 г.

В статье, на основании нуммулитидовых биозон, планктонных и бентосных фораминифер, моллюсков, а также наннопланктона, сделана попытка ярусного подразделения отложений палеогена Армении. В работах А. А. Габриеляна и О. А. Саркисяна представлены были ярусы (датский, танетский, ипрский, лютетский, бартонский, оверзский, приабонский, рюпельский, хаттский) палеогена Армении, из которых многие сейчас входят в состав общепринятой шкалы Тетиса. Однако в их работах указанные объемы этих ярусов полностью не соответствуют современным пониманиям, поэтому нами, по нашим материалам и по литературным данным, просмотрены и уточнены границы различных фаунистических комплексов, для представления ярусного подразделения палеогеновых отложений Армении, сопоставляя их с общепринятой шкалой (1999). Более детальные исследования нами проводились в среднем-верхнем эоцене и нижнем-среднем олигоцене (около 500 видов крупных и мелких фораминифер).

В мире еще нет субглобальной ярусной шкалы, которая с успехом могла бы применяться при стратиграфических исследованиях на континентах и в океанах. В 1999 г. представлена была новая шкала деления фанерозоя, в том числе палеогена, от западных берегов Атлантического океана (Париж, Пиренейский бассейн) до центральной части Тетиса (Индия). В основу подразделения палеогеновых отложений были положены биозоны нуммулитов, которые во всех разрезах Тетиса не смежные. Сопоставление нуммулитовых биозон проводилось при помощи стандартных зон планктонных фораминифер [19,21].

Палеоцен. Нижнепалеоценовые отложения представлены датским ярусом. В основе новой шкалы, как определителя датского яруса (SBZ₁), из крупных фораминифер присутствуют *Laffitteina bibensis* и *Bangiana hanseni*. Нижняя граница биозоны совпадает с верхней границей меловой системы. На территории Армении в отложениях датского яруса по планктонным фораминиферам выделяются три зоны: *Globigerina taurica*, *Globoconusa daubjergensis* и *Acarinina inconstans*, которые выявлены в разрезах бассейна р. Веди, на юго-западном склоне г. Котуц и в бассейне р. Арпа – в окрестностях сс. Таратумб, Гюлистан [5,6].

Верхний палеоцен (зеландский и танетский ярусы). В новой шкале зеландский ярус охарактеризован видами: *Miscellanea globularis*, *Ornatononion minutus*, *Paralockhartia eos* и *Lockhartia akbari*. Нижняя граница близка к верхней части хроны 26г и совпадает с P₁ [23]. На территории Армении палеоценовые отложения не содержат макрофауну, и расчленение этих отложений, как и установление границы между датским ярусом и верхним палеоценом, остается проблематичным. Здесь зеландскому ярусу, может быть по планктонным фораминиферам, соответствует зона *Globigerina angulata*. Танетский ярус в новой шкале подразделяется на две биозоны крупных фораминифер: нижний танет – SBZ₃ [26] и верхний танет – SBZ₄. Нижний танет характеризуется комплексом крупных фораминифер: *Glomalveolina primaeva*, *Periloculina slovenica*, *Coskinon rajkae*, *Fallotella alavensis*,

Cribobulimina carniolica, *Vania anatolica*, *Miscellanea yvettae*, *Pseudomiscellanea primitiva*, *Ranikothalina bermudezi*, *Nummulites heberti* и *Discocyclusina seunesi*. Нижняя граница нечеткая, близка к нижней части хроны 26г [27]. Эта биозона совпадает с интервалом NP₁-NP₂ [25,26,30] и находится внутри зоны P₁ [14,23,24]. Верхний танет характеризуется следующим комплексом крупных фораминифер: *Glomalveolina levis*, *Hottingerina lukasi*, *Miscellanea meandrina*, *Daviesina garumnensis*, *Dictyokathina simplex*, *Nummulites catari*, *Assilina azilensis* и *Assilina yvettae*. Нижняя граница совпадает с нижней частью хроны 25г [27]. Биозона сопоставляется с верхней частью NP₁ и нижней частью NP₂ [19,26], занимает верхнюю часть зоны P₁ [14,15,23]. На территории Армении к танетскому ярусу относятся зоны *Discocyclusina seunesi* и *N. frassi* по крупным фораминиферам и зоны *Globorotalia conicotruncata* и *Globorotalia velascoensis* по планктонным фораминиферам. Все зоны планктонных фораминифер палеоцена прослежены в разрезе юго-западного склона г. Котуц [3,4,5,6].

Эоцен (илердский и кюизский ярусы). Предложение о выделении илердского яруса основано на анализе нуммулитид и альвеолин [16,17,24]. Готтингер и Шауб подразделяют илердский ярус на пять биозон по крупным фораминиферам; нижний илерд 1 – SBZ₅, нижний илерд 2 – SBZ₆, средний илерд 1 – SBZ₇, средний илерд 2 – SBZ₈ и верхний илерд – SBZ₉.

Характерными видами для нижнего илерда 1 являются следующие крупные фораминиферы: *Orbitolites gracilis*, *Daviesina tenuis*, *Alveolina uredenburgi*, *A. avellana avellana*, *A. aramaea*, *A. varians*, *Nummulites gamardensis*, *Assilina dandotica* и *Assilina prisca*. Нижняя граница практически совпадает с основанием хроны 25п [21,27]. Биозона входит в состав зоны P₅ [14,22,23,24] и зоны – NP₉ [19,21,27,30]. Для нижнего илерда 2 характерными видами являются: *Alveolina ellipsoidalis*, *A. daniensis*, *A. pasticillata*, *A. solida* и *Nummulites minervensis*. Нижняя граница практически совпадает с основанием хроны 24.3г [21,27]. Биозона входит в состав зоны NP₉ [21,27] и зоны – P₅ [9] = P₆ [10,21,27]. Характерными видами для среднего илерда 1 являются:

Alveolina moussoulensis, *A. subpyrenaica*, *A. dedolia*, *A. laxa*, *Nummulites robustiformis*, *N. carcasonensis*, *N. praecursor*, *N. oblaticus*, *Assilina arenensis*, *Orbitoclypeus schopeni neumannae*. Нижняя граница совпадает с верхней частью хроны 24.3г [21,27]. Нижняя часть биозоны охватывает границу P_5 - P_6 , по данным Бергрена [9] = P_5 - P_6 [10] и соответствует верхней части зоны NP_9 и нижней-средней части NP_{10} [21,27]. Характерные для среднего илерда 2 виды крупных фораминифер следующие: *Alveolina corbarica*, *A. recondita*, *A. brassica*, *Nummulites exilis*, *N. atacicus*, *N. globulus nanus*, *N. globulus latior*, *Assilina leymeriei* и *Ass. canalifera*. Нижняя граница близка к нижней части хроны 24.3г [21,27] и совпадает с границей P_6 - P_6 [9] = P_6 - P_6 [10]. Биозона соответствует верхней части NP_{10} и полностью охватывает NP_{11} [19,21,25,26,27]. Характерные для верхнего илерда виды крупных фораминифер следующие: *Alveolina trempina*, *A. citrea*, *A. polatliensis*, *Nummulites involutus*, *Assilina adrianensis* и *Ass. pomeroli*. Нижняя граница близка к нижней части хроны 24.2г [21,27] и совпадает с границей P_6 [9] = P_6 [10]. Биозона соответствует верхней части NP_{11} и нижней части NP_{12} [19,21,25,26,27]. На территории Армении нижнему илерду 1 соответствуют подзоны *Globorotalia subbotinae* и *G. marginodentata* по планктонным фораминиферам, среднему илерду 2 и верхнему илерду соответствует зона *Globorotalia aragonensis*. Эти зоны выявлены в разрезах юго-западного склона г.Котуц, в окрестности с.Гандзак, в ущелье р.Боротагбюр [6].

Сравнительно с ограниченным ареалом палеоценовых нуммулитов и орбитонидов, которые обнаружены в единичных пунктах, нижнеэоценовые их виды распространены гораздо шире — в бассейнах р.Веди и оз. Севан, рр.Марцигет и Агарцин, в районе г.Спитак. В нижнеэоценовых отложениях Армении среди нуммулитов и орбитонидов выделен вид *N. planulatus*, который является зональным для нижнего эоцена, по его появлению и исчезновению проводятся нижние и верхние границы нижнего эоцена [4]. Эта зона хорошо прослеживается в различающихся по литофациям разрезах эоцена южных и северных районов республики, соответствуя верхнему илерду. В настоящее время кюизский ярус подразделяется по крупным фораминиферам на три биозоны: нижний кюиз — SBZ_{10} , средний кюиз — SBZ_{11} и верхний кюиз — SBZ_{12} (Schaub, 1981). Характерный комплекс для нижнего кюиза следующий: *Alveolina schwageri*, *A. indicatrix*, *A. canavarii*, *A. haymanensis*, *A. cosinensis cosinensis*, *A. minuta*, *Nummulites planulatus*, *N. aquitanicus*, *N. burdigalensis*, *N. subramondi thalmanni*, *N. rotularius*, *N. pavloveci*, *N. subdistans*, *Assilina plana*, *Ass. placentula*, *Ass. aspensis*, *Ass. karreri*, *Ass. escheri* и *Discocyclus archiaci archiaci*. Нижняя граница близка к верхней части хроны 24.1п [8,32]. Нижняя часть биозоны совпадает с верхней частью P_6 [9] = P_6 [10], соответствует P_7 [21,27] и зоне NP_{12} [19,21,27]. Характерные для среднего кюиза виды крупных фораминифер следующие: *Alveolina dainellii*, *A. aff. canavarii*,

A. histrica, *A. decastroi*, *A. cremae*, *Nummulites praelaevigatus*, *N. burdigalensis cantabricus*, *N. kapelloi*, *N. escheri*, *N. nitidus*, *N. archiaci*, *Assilina laxispira* и *Discocyclus fortisi simferopolensis*. Нижняя граница близка к верхней части хроны 22г, полностью соответствуя данным Бентама и Бурбанка [8,32]. Биозона охватывает NP_{13} и нижнюю часть зоны NP_{14} [19,26], а также P_8 и нижнюю часть P_9 [12,15,30].

Характерными крупными фораминиферами для верхнего кюиза являются: *Alveolina violae*, *A. rakoveci*, *A. azzarolii*, *A. cuspidata*, *Nummulites manfredi*, *N. angularis*, *N. campesinus*, *N. quasilaevigatus*, *N. foermosus*, *N. caupennensis*, *Assilina maior* и *Ass. cuvillieri*. Нижняя граница близка к средней части хроны 22п, согласно данным Бентама и Бурбанка [8,32]. Биозона занимает нижнюю часть NP_{14} [19,26], а также P_9 [12]. Кюизский ярус рассматривается как полный возрастной аналог ипрского яруса, выделенного значительно ранее (1850).

Средний эоцен (лютетский и бартонский ярусы). Выделенный Лаппараном в 1833г. стратотипический разрез лютетского яруса в окрестности Парижа так и не был им точно привязан к местности. К новому стратотипу лютета относятся два обнажения на правом берегу р.Уазы, примерно в 50 км к северу от Парижа. В современной шкале лютетскому ярусу по крупным фораминиферам соответствуют четыре биозоны: нижний лютет — SBZ_{13} , средний лютет 1 — SBZ_{14} , средний лютет 2 — SBZ_{15} и верхний лютет — SBZ_{16} . Характерные для нижнего лютета виды крупных фораминифер следующие: *Alveolina stipites*, *A. callosa*, *A. cayrasi*, *A. hottingeri*, *Nummulites laevigatus*, *N. obesus*, *N. verneuili*, *N. uranensis*, *N. lehneri*, *N. messinae*, *Assilina parva*, *Ass. tenuimarginata*, *Ass. praespira* и *Ass. spira abrardi*. Нижняя граница биозоны, которая одновременно является границей нижнего-среднего эоцена, совпадает с верхней частью хроны 22п [9] и соответствует границе P_9 - P_{10} по данным Бергрена [9]. Эта биозона охватывает NP_{14} и нижнюю часть зоны NP_{15} [19].

Характерный для среднего лютета 1 комплекс крупных фораминифер следующий: *Alveolina munioeri*, *Nummulites beneharnensis*, *N. gratus*, *N. aspermontis*, *N. hilarionis*, *N. stephani*, *N. boussaci* и *Assilina spira spira*. Нижняя граница близка к верхней части хроны 20г, полностью соответствует магнитостратиграфической шкале Бентама и Бурбанка [8]. Биозона охватывает верхнюю часть зоны NP_{15} [19], а нижняя граница биозоны совпадает с границей P_{10} - P_{11} [18].

Характерными для среднего лютета 2 видами крупных фораминифер являются: *Alveolina prorecta*, *Nummulites sordensis*, *N. crassus*, *N. millecaput*, *N. taverdetensis*, *N. crusafonti* и *Orbitoclypeus douvillei chudeaui*. Нижняя граница близка к верхней части хроны 20п и практически согласуется с биостратиграфическими данными и магнитостратиграфической схемой Бентама и Бурбанка [18]. Биозона охватывает верхнюю часть зоны NP_{15} , а также частично нижнюю часть NP_{16} [19].

Характерные для верхнего лютета виды

крупных фораминифер следующие: *Nummulites herbi*, *N. deshayesi*, *N. praepuschi*, *N. alaricus*, *N. carpenteri*, *N. puigsecensis*, *Assilina gigantea* и *Discocyclus pulchra*. Нижняя граница близка к нижней части хроны 19г и практически полностью совпадает с био- и магнитостратиграфическими данными Бентама и Бурбанка [8]. Биозона охватывает верхнюю часть зоны NP_{16} [11, 19] и входит в зону P_{12} [11].

Среднеэоценовые отложения на территории Армении по крупным фораминиферам представлены двумя нуммулитовыми зонами — *N. laevigatus* и *N. distans*, которые хорошо развиты в разрезах эоцена Севано-Ширакского синклинория, а зона *N. laevigatus* развита также в нижней части среднего эоцена южной Армении. Фауна зон *N. brongniarti* и *N. ptukhiani*, в отличие от разрезов юга региона, в северных районах встречается редко. По исчезновению этих видов и появлению типичных верхнеэоценовых нуммулитид проводится граница между средним и верхним эоценом. На основе изучения микрофауны планктонных фораминифер средний эоцен расчленяется на пять зон: *Acarinina bullbrookii*, *Acarinina rotundimarginata*, *Hantkenina alabamensis*, *Globigerinatheca barri* и *Truncorotaloides rohri* [1]. На территории Армении эти зоны впервые были выделены В. А. Крашенинниковым за исключением *Globigerinatheca barri* [5].

Бартонский ярус. Выделив его на территории Англии или Франции, Майер-Эймер (1858г.) точного местонахождения разрезов не привел. Сейчас стратотипом бартонского яруса считаются береговые обрывы у гор. Бартон, а парастратотипом выбраны разрезы на острове Уайт, в заливе Алум (Curry, 1958, 1981). В современной шкале бартонский ярус подразделяется по крупным фораминиферам на две биозоны: нижний бартон SBZ_{17} , который Готтингер и Шауб считают аналогом биарицкого яруса, и верхний бартон SBZ_{17} , по данным Бомбита, аналог напосьянского яруса. Биарицкий ярус Помероль считал эквивалентом верхнего лютета Парижского бассейна. Характерный комплекс крупных фораминифер для нижнего бартонского (биарицкого яруса) следующий: *Alveolina elongata*, *A. fragilis*, *A. fusiformis*, *Nummulites brongniarti*, *N. perforatus*, *N. hottingerri*, *N. puschi*, *N. biarritzensis*, *N. lyelli* и *Discocyclus pulchra baconica*. Нижняя граница близка к нижней части хроны 19п и полностью согласована с магнитостратиграфической шкалой Бурбанка [8]. Эта биозона охватывает верхнюю часть зоны P_{12} , полностью P_{13} и P_{14} согласно данным Канудо [11] и Сера-Киел и Траве [28]. Внутри зоны расположена граница NP_{16}/NP_{17} (по данным Бомбита).

Характерные для верхнего бартонского яруса крупные фораминиферы следующие: *Nummulites biedai*, *N. cyrenaicus*, *N. vicaryi* и *N. boulangeri*. Нижняя граница неопределенна и располагается в интервале хроны 17.3г согласно данным Сера-Киел и Траве [28]. Биозона соответствует верхней части зоны P_{15} , охватывает NP_{17} и нижнюю часть зоны NP_{18} [11].

Верхний эоцен (приабонский ярус). В современной шкале приабонский ярус подразделя-

ется на две биозоны по крупным фораминиферам: нижний приабон — SBZ_{19} и верхний приабон — SBZ_{20} . Характерные для нижнего приабона виды крупных фораминифер следующие: *Nummulites fabianii*, *N. garnieri garnieri*, *N. cunialensis*, *Discocyclus pratti minor* и *Asterocyclus alticostata danubica*. Нижняя граница биозоны, которая также является границей среднего-верхнего эоцена, совпадает с нижней частью хроны 17.1п, соответствует зоне P_{15} и нижней части зоны NP_{18} , по данным Бергрена [9]. Характерный для позднего приабона комплекс крупных фораминифер следующий: *Nummulites retiatulus*, *N. garnieri inaequalis*, *Heterostegina gracilis* и *Discocyclus trabayensis vicenzensis*. Нижняя граница не определена и располагается в пределах зоны NP_{19-20} , согласуется с данными Мателина и Стракоса [20]. На территории Армении в отложениях приабонского яруса по крупным фораминиферам выделяется зона *Nummulites fabianii*, по планктонным фораминиферам выделяются три зоны: *Globigerapsis semiinvoluta*, *Globorotalia cocoaensis* и *Globigerina gortanii*, *Globorotalia cunialensis*, по бентосным фораминиферам — *Cibicidoides truncatus* и *Heterolepa pygmaea*, разделяющая граница последних одновременно является границей между нижним и верхним приабоном. Отложения этого яруса имеют широкое распространение в бассейнах рр. Азат, Веди и Арпа [1, 3, 4, 5, 7].

Олигоцен. Соотношение и самостоятельность саннузского, тонгрского, стампийского, рюпельского и хаттского ярусов, входящих в состав олигоцена, представляют значительную проблему. В современной шкале в разрезе олигоценовых отложений выделены рюпельский и хаттский ярусы. Стратотипом рюпельского яруса являются обнажения в северо-восточной части Бельгии (Лимбург), в районе с. Бильцен. Нижняя граница яруса совпадает с границей эоцена-олигоцена согласно Каузаку и Поигнату (1997).

На территории Армении в разрезе олигоцена по планктонным фораминиферам выделяются две зоны, границей считается появление вида *Globigerina sellii*. Возраст моллюсковой зоны *Variamussium fallax* одними исследователями [3, 4] относится к олигоцену, другими [2] — к эоцену. Однако постоянной комиссией по стратиграфии палеогеновых отложений учтен комплекс палеонтологических и литофациальных признаков и в целом дается рекомендация о предпочтительности отнесения зоны *Variamussium fallax* в Армении к олигоцену. По нашим данным, породам указанной зоны соответствуют: по планктонным фораминиферам олигоценовая зона *Globigerina tapuriensis* и по бентосным фораминиферам — *Heterolepa granulosa*. Все другие три горизонта, выделенные по моллюскам — *Pecten arcuatus Brocchi*, циреновые песчаники и Кеара-Мола, несомненно, соответствуют олигоцену [1, 2, 3, 4] (см. таблицу соотношений различных фаунистических зон палеогена Армении с общепринятой шкалой палеогена Тетиса).

Фукс (1894) стратотип хаттского яруса верхнего олигоцена установил на территории ФРГ. Разрез Доберг является неостратотипом

Время Млн	Хрон.	Палео- магн.	Отдел		Ярус	Планктонные зоны				Нумму- литы серакиел	Палео- магн	Нуммулиты, Габриелян А.А., Григорян С.М., 1981	Моллюски (Асланян П., 1970)	По нано- планктону, Музылев, 1971	По планктонным фораминиферам			Бентосные фораминиф. Айрап., 1993		
						Фораминифера, Берггрек [9,10]		Наннопланктон, Мартин (1971)							Мартirosян Ю. [6]	Крашенинников (1976)	Айрапетян Ф. (2001)			
			Оли- гоцен	Нижн.	Рю- пель	P ₁₈	P ₁₈	Np ₂₁	CP ₁₆	G. tapuriensis									G. tapuriensis	Heterolepa granulosa
35	C ₁₈		Верхний	Прибонский		P ₁₇	P ₁₇	Np ₁₉₋₂₀	CP ₁₅			N. intermedius	Зона Varia- mussum fallax	Halicosphaera			G. centralis	G. centralis	H. pyg- maea	
	C ₁₅					P ₁₆	P ₁₆				N. Fabianii retiatius	Jsthomolith.				G. cocoaensis	G. cocoaensis			
	C ₁₆					P ₁₅	P ₁₅	Np ₁₈			Nummulites Fabianii	Ch.				G. semiinvoluta	G. semiinvoluta	C. trunca- tus		
	C ₁₇					P ₁₄	P ₁₄	Np ₁₇	CP ₁₄	b					G. turcmienica	T. rohri G. barni	U. costellata G. lamdjaric			
40	C ₁₈		Средний	Бартонский		P ₁₄	P ₁₄					Nummulites brongniartii	Риндский комплекс					Hantkenina alabamensis	Hantkenina alabamensis	Heterolepa propria
	C ₁₉					P ₁₃	P ₁₃	Np ₁₆		CP ₁₃	a				Reticulose- mesta umbilica					
	C ₂₀					P ₁₂	P ₁₂								Nannotetrina fulgens					
	C ₂₁					P ₁₁	P ₁₁	Np ₁₅	CP ₁₂	b										
45	C ₂₂		Эоцен	Лютетский		P ₁₀	P ₁₀			a		Nummulites laevigatus	Чиманкендс- кий комплекс							
	C ₂₃					P ₉	P ₉	Np ₁₄	CP ₁₁	a										
	C ₂₄					P ₈	P ₈			b										
	C ₂₅					P ₇	P ₇	a												
50	C ₂₆		Нижний	Ипрский		P ₆	P ₆	Np ₁₃	CP ₁₀	b										
	C ₂₇					P ₅	P ₅			a										
	C ₂₈					P ₄	P ₄	Np ₁₂	CP ₉	b										
	C ₂₉					P ₃	P ₃			a										
55	C ₃₀		Палеоцен	Верхний		P ₂	P ₂	Np ₁₁	CP ₈	b										
	C ₃₁					P ₁	P ₁			a										
	C ₃₂					P ₀	P ₀	Np ₁₀	CP ₇	b										
	C ₃₃					P ₋₁	P ₋₁			a										
60	C ₃₄		Нижний	Датский		P ₋₂	P ₋₂	Np ₉	CP ₆	b										
	C ₃₅					P ₋₃	P ₋₃			a										
	C ₃₆					P ₋₄	P ₋₄	Np ₈	CP ₅	b										
	C ₃₇					P ₋₅	P ₋₅			a										
65	C ₃₈		Палеоцен	Верхний		P ₋₆	P ₋₆	Np ₇	CP ₄	b										
	C ₃₉					P ₋₇	P ₋₇			a										

хаттского яруса. Обнажение этого яруса находится в нескольких карьерах на склонах холмов Доберг, его нижняя граница с голубовато-серыми рюпельскими глинами прослеживается очень четко. На территории Армении хаттскому ярусу соответствует дилижанская свита [7].

Ярусное подразделение палеогеновых отложений Армении проводилось не только на основании нуммулитовых зон [3,4,5,7], но более подробно проведенных микропалеонтологических достижений [1,5,6], а также по более мелким организмам-наннопланктонам. При корреляции с планктонными зонами оказалось, что биозоны крупных фораминифер стабильны, поэтому они фактически непростые биостратиграфические зоны и имеют хроностратиграфическое значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айрапетян Ф.А. Биостратиграфическое расчленение средне-верхнеэоценовых и олигоценовых отложений юго-западной части Армении по мелким бентосным фораминиферам. Ереван: Изв. НАН РА, Науки о Земле, N 1-3, 1996, с.11-20.
2. Асланян П.М. Стратиграфия и моллюски верхнепалеогеновых отложений юго-западной части Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1970, с.80-260.
3. Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армении. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1964, 300 с.
4. Григорян С.М. Нуммулиты и орбитолиты Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 216 с.
5. Крашенинников В.А., Музылев Н.Г., Птухьян А.Е. Стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Армении по планктонным фораминиферам, наннопланктону и нуммулитам. (Опорные разрезы палеогена Армении). М.: Изд. Вопросы микропалеонтологии АН СССР, N 27, 1985, с.130-170.
6. Мартиросян Ю.А. Биостратиграфия позднемиоценовых-раннепалеогеновых отложений юга АрмССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 114 с.
7. Саркисян О.А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1966, 170 с.
8. Benthams P. & Burbank D.W. (1996). — Chronology of Eocene foreland basin evolution along the western oblique margin of the South-Central Pyrenees. — Cambridge University Press, Chapter E, 11, 144-152.
9. Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., & Aubry M.P. (1995). — A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. Soc. Econ. Pal. Miner., Spec. Public., 54, 129-112.
10. Berggren W.A. & Miller K.G. (1988). — Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. Micropaleontology, 34, 362-380.
11. Canudo J.I., Molina E., Riveline J., Serra-Kiel J. & Sucunza M. (1988). — Les événements biostratigraphiques de la zone prépyrénéenne d'Aragon (Espagne), de l'Eocène moyen à l'Oligocène inférieur. — Rev. Micropal., 31, 15-29.
12. Cavelier C. & Pomerol Ch. (1986). — Stratigraphy of the Paleogene. Bull. Soc. geol. Fr., (8), 11, 255-265.
13. Guex J. (1987). — Correlations biochronologiques et associations unitaires. — Presses Polytechniques Romandes, Lausanne, 244p.
14. Hillebrandt A. (1965a). — Foraminiferen-Stratigraphie im Alltertiär von Zumaya (Provinz Guipuzcoa, NW-Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys gebieten. — Bayer. Akad. Wiss. math. nat. Abh., 123p.
15. Hillebrandt A. (1975). — Correlation entre les biozones de grands foraminifères et de foraminifères planctoniques de l'Ilerdien. — Bull. Soc. geol. Fr., (7), XVII, 162-167.
16. Hottinger L. (1960a). — Recherches sur les Alveolines du Paleocene et de l'Eocene. — Mem. suisses Pal., 75/76, 243 p.
17. Hottinger L. (1960b). — Über paleocaene und eocaene Alveolinen. — Eclogae geol. Helv., 53, 265-283.
18. Hottinger L. (1977). — Foraminifères operculiniformes. — Mem. Museum National Hist. Nat., C, 40, 159p.
19. Kapellos C. & Schaub H. (1973). — Zur Korrelation von Biozonierungen mit Grossforaminiferen und Nannoplankton im Palaogen der Pyrenaen. — Eclogae geol. Helv., 66, 687-737.
20. Mathelin J.C. & Sztrakos K. (1993). — L'Eocene de Biarritz (Pyrenée-Atlantiques, SW France). Stratigraphie et paléoenvironnement. Monographie des foraminifères. Cah., Micropal., 8, 5-182.
21. Molina E., Canudo J.I., Guernet C., McDougall K., Ortiz N., Pascual J.O., Pares J., Samso J.M., Serra-Kiel J. & Tosquella J. (1992). — The stratotypic Ilerdian revisited: integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary. — Rev. Micropal., 35, 143-156.
22. Pujalte V., Baceta J.I., Payros A., Orue-Etxebarria X. & Serra-Kiel J. (1994). — Late Cretaceous-Middle Eocene sequence stratigraphy and biostratigraphy of the SW and W Pyrenees (Pamplona and Basque Basins, Spain). Field Seminar: G.E.P. and I.G.C.P. 286 («Early Paleogene Benthos»). 118p.
23. Robador A., Orue-Etxebarria X. & Serra-Kiel J. (1991). — The correlation between biozonation of benthonic and planktonic foraminifera. In: Introduction to the early Paleogene of the South Pyrenean Basin, IGCP 286 «Early Paleogene Benthos», — First Meeting Jaca (Spain), Inst. Tecnol. Geomin. Espana, Madrid, 97-100.
24. Schaub H. (1969). — L'Ilerdien, état actuel du problème. Mem. BRGM, 69, 259-266.
25. Schaub H. (1973). — La section de Campo (provincia de Huesca). — XIII Coloquio Europeo de Micropaleontologia ENADIMSA, Madrid, 151-170.
26. Schaub H. (1981). — Nummulites et Assilines de la Tethys paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. — Mem. suisses Pal., 104, 105, 106, 236p.
27. Serra-Kiel J., Canudo J.I., Dinares J., Molina E., Ortiz N., Pascual J.O., Samso J.M. & Tosquella J. (1994). — Cronostratigrafía de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la Cuenca de Graus-Tremp (Zona Central Pirenaica). — Rev. Soc. Geol. Espana, 7, 273-297.
28. Serra-Kiel J. & Trave A. (1995). — Lithostratigraphic and chronostratigraphic framework of the Bartonian sediments in the Vic and Igualada areas. In: J. A. Perejon & P. Busquets, Eds., VII Int. Symp. Fossil Cnidaria and Porifera, Madrid, 11-14.
29. Serra-Kiel J., Hottinger L., Caus E., Drobne K., Ferrandez C., Jauhri A.K., Less G., Pavlovec R., Pignatti J., Samso J.M., Schaub H., Sirel E., Strougo A., Tambareau Y., Tosquella J. & Zakrevskaya E. (1998). — Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. — Bull. Soc. geol. France, 169, 2, 281-299p.
30. Tambareau Y., Crochet B., Villatte J. & Deramond J. (1994). — Eastern end of the Petites Pyrenees and Plantaurel. In: Introduction to the Early Paleogene of

the North Pyrenean Basin, IGCP 286 «Early Paleogene Benthos». — Fourth Meeting Aspet (France), Laboratoire de Geologie Structurale et Tectonophysique, Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 15-32.

Tambareau Y. & Toumarkine M. (1974). — Position de l'Ilerdien des Petites Pyrenees et du Plantaurel dans la zonation des foraminifères planctoniques. Signification

de sa limite inferieure. — Bull. Soc. geol. Fr. (7), XVII, 183-186.

32. Tosquella J., Samso J.M. & Serra-Kiel J. (1990). — Los generos Alveolina y Nummulites (macroforaminíferos) del Ilerdiense medio-Cuisiense medio de la Cuenca de Graus, Huesca, II. Sistemática de Nummulites. — Bol. Geol. Min. 101, 351-403.

ՏԵՂԵԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՏԱՐԱԾՔԻ ՊԱԼԵՈԳԵՆԻ ՀԱՐԿԱՅԻՆ ՍՏՈՐԱԲԱԺԱՆՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ֆ. Ա. Հայրապետյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Աշխարհում դեռևս չկա մի շերտագրական սյունակ, որտեղ պալեոգենի համակարգի ապարները ստորաբաժանվեն ըստ համընդհանուր հարկերի, այդ իսկ պատճառով զոնալ ստորաբաժանումներին անմիջապես հաջորդում են ենթահամակարգերը: 1999թ. առաջարկվել է հարկային ստորաբաժանումների նոր սյունակ թեսիսի ավագանի ֆաներոզոյի՝ այդ թվում նաև պալեոգենի, նստվածքների համար, որի հիմքում ընկած են հիմնականում նումուլիտների բիոզոնաները: Ամբողջ թեսիսի ավագանում նրանք իրարից անջատվում են ընդմիջումներով: Համադրելով դրանք պլանկտոն ֆորամինիֆերների համատարած զոնաների հետ, պարզվում է, որ նրանք ամենուր զբաղեցնում են որոշակի շերտագրական դիրք, այդ իսկ պատճառով էլ նրանք ունեն խրոնոշերտագրական նշանակություն:

Օգտագործելով մակրո- և միկրոֆաունայի բոլոր տվյալները մեզ հաջողվել է առանձնացնել հետևյալ հարկերը ստորին պալեոգենում՝ դանիական, վերին պալեոգենում՝ գելանդի և տանետի, ստորին էոգենում՝ իլերդի և քյուիզի, միջին էոգենում՝ լյուտետի և բարտոնի, վերին էոգենում՝ պրիաբոնի և օլիգոգենում՝ ռյուպելի և խատի հարկերը:

ON THE SUBDIVISION INTO STAGES OF PALEOGENE DEPOSITS IN ARMENIA

F. A. Hayrapetyan

Abstract

An attempt is made in this article to subdivide into stages the Paleogene deposits in Armenia according to nummulitidic biozones, plankton and benthonic foraminifera, mollusca, as well as nannoplankton. We conducted detailed studies for the Middle-Late Eocene and the Early-Middle Oligocene (about 500 species of large and small foraminifera).

О СКРЫТОЙ РАССЛОЕННОСТИ ДЖИЛ-САТАНАХАЧСКОГО ДИОРИТ-ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВОГО ИНТРУЗИВА (АРМЕНИЯ)

© 2003 г. С. Б. Абовян, М. А. Мамаджанян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 01.08.2002 г.

Наряду с признаками макрорасслоенности Джил-Сатанахачского массива (снизу-вверх): относительно мощные слои ультрамафитов, мафитов и кварцевых диоритов и пачки сравнительно тонкого ритмичного переслаивания между ними, обусловленные кристаллизационной дифференциацией, обосновывается наличие скрытой расслоенности внутри каждого слоя. Интрузив формировался в тектонических условиях относительной стабилизации предшествующей компрессии рифта, при которых происходила дифференциация выплавленной из мантийного вещества базальтовой магмы, давшей начало расслоенным интрузивам с кумулятивными структурами.

Среди многочисленных альпинотипных интрузивов мафит-ультрамафитовых пород [13] Джил-Сатанахачский выход представляет собой наиболее крупный интрузив Армении, сохранившийся от разрыва и тектонических перемещений.

Интрузив рассматривался нами как пластообразное, грубо дифференцированное тело с ультрамафитами в нижнем слое, мафитами – в среднем и кварцевыми диоритами – в верхнем [1,2]. Последующие, более детальные минералогические и петрографические исследования, сопровождаемые картированием в масштабе 1:25000, и литературные данные [5,6,11] показали, что интрузив обладает макрорасслоенностью, состоит из относительно мощных слоев однородных пород со скрытой расслоенностью и пачек сравнительно тонкого ритмичного переслаивания между ними.

Джил-Сатанахачский интрузив расположен на ЮЗ склоне и в приводораздельной части Севанского хребта, занимает площадь 75 км², имеет общекавказское простираие, выступая в ядре антиклинальной складки, сложенной вулканогенно-осадочными толщами раннего мела-сенона. Антиклиналь опрокинута на юг и совместно с вмещающими породами отделяется от центральной части субмеридиональными разломами.

Интрузив представляет пластообразное тело с неровными контактами с вмещающими породами, в большинстве мест – тектоническими. В ненарушенных участках отмечается трансгрессивное налегание пород сенона на размытую поверхность интрузива с базальным конгломератом раннего сенона, состоящим из мафит-ультрамафитов.

Отмечается трехслойное строение интрузива. Восточнее ущелья р.Тандзут верхний, кварцево-диоритовый слой продольными разломами сброшен на ЮЗ и контактирует непосредственно с нижним ультрамафитовым слоем. Контакты последнего с вмещающими породами с южной стороны падают на СВ, а с северной стороны – на ЮЗ, к середине интрузива, в виде воронкообразного тела [10]. Редкие одиночные дайки, мощностью от 0,2 до 6 м и длиной от 4 до 40 м, сложены диабазами, диабазовыми порфиритами и диорит-порфиритами. Комплекс параллельных даек отсутствует [8].

Приведем сводный разрез интрузива (рис.1) (снизу-вверх):

1. Нижний ультрамафитовый слой со скрытой расслоенностью; основание слоя не обнажается (НС).
2. Залегающий над ультрамафитами и под мафитами слой с ритмичной расслоенностью (кумулятивная серия) (РЧП).
3. Средний – мафитовый слой со скрытой расслоенностью (СС).
4. Залегающий над мафитами и под кварцевыми диоритами слой с ритмичной расслоенностью (РЧП).
5. Кварцево-диоритовый слой со скрытой расслоенностью (ВС).

1. Нижний – ультрамафитовый слой со скрытой расслоенностью (НС). Обнажается вдоль южной части интрузива и имеет видимую мощность от 400 м в западной части до 1000 м в восточной. Скрытая расслоенность обусловлена залеганием гарцбургитов (а) в нижней части, лерцолитов (б) – в средней и верлитов (в) – в верхней, с переходом вверх по разрезу в породы кумулятивной серии. Переходы между разновидностями перидотитов постепенные. С перидотитами связаны узкие чередующиеся полосы дунитов. Реже встречаются пегматоидные разновидности пироксенитов.

Характерна слабая деформированность пород, выражающаяся в повсеместном развитии протогранулярных (гранулярных) микроструктур. Зоны расланцевания среди серпентинитов со следами пластического течения приурочены обычно к участкам поздних тектонических нарушений. Их роль в общем объеме интрузива незначительна.

Составы породообразующих оливинов, перидотитов и дунитов меняются от наиболее магнезиального оливина ($Fo_{96,0}$) в нижней части до менее магнезиального ($Fo_{96,2}$) в верхней части ультрамафитового слоя. Ортопироксены в гарцбургитах представлены энстатитом, в лерцолитах – бронзитом. Клинопироксены в лерцолитах и верлитах представлены эндиопсидом и диопсидом. Хромшпинелиды в нижней части слоя представлены магнохромитами, в верхней части – алюмохромитами и хромпикотитами. Для рудообразующих хромшпинелидов характерны ку-

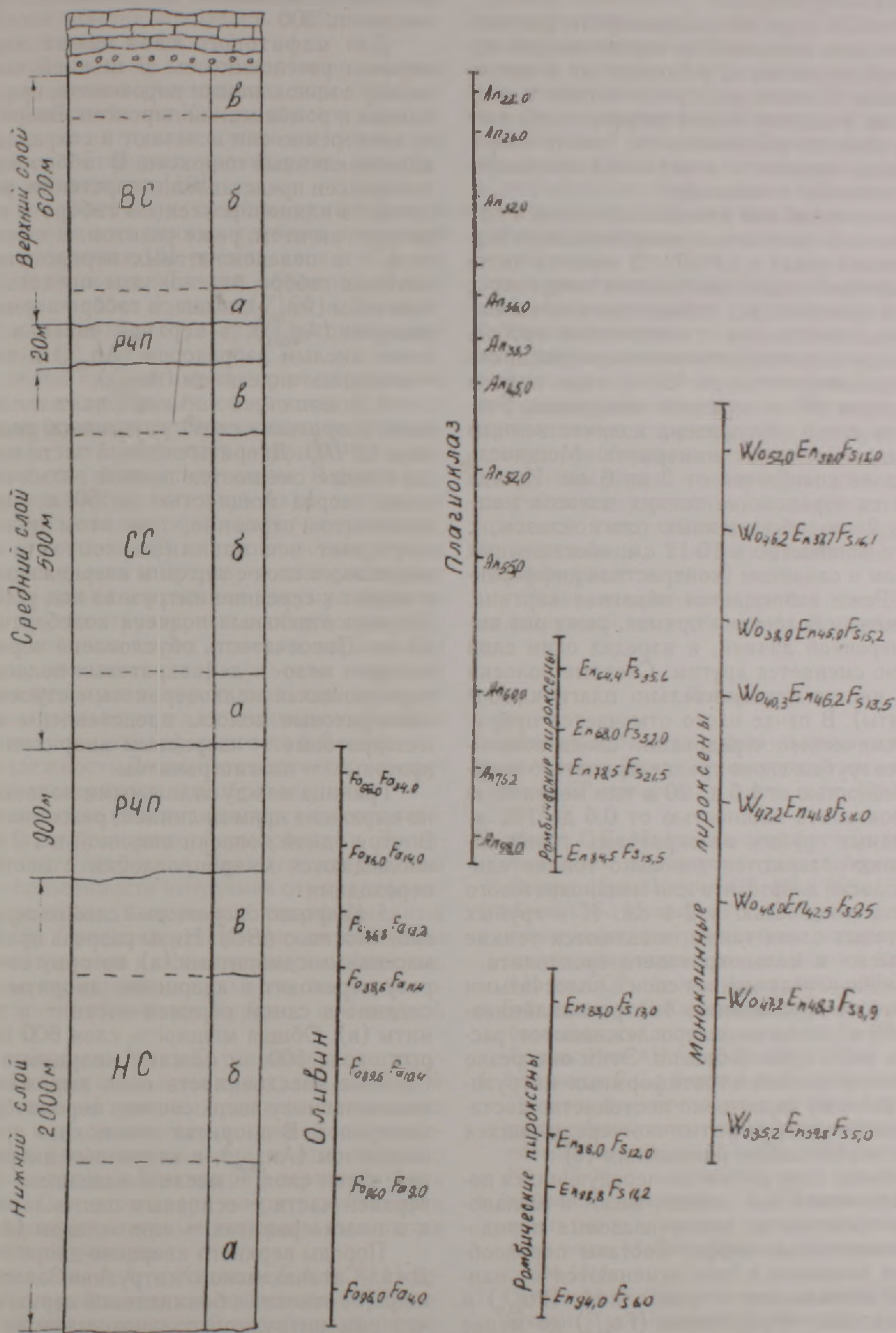


Рис.1. Схематический сводный разрез Джил-Сатанахачского интрузива.

НС- нижний слой: а- гарцбургиты, б- лериолиты, в- верлиты. РЧП- ритмично-чередующиеся породы. СС-средний слой: а-габбро-нориты, б-габбро, в-диориты. ВС- верхний слой: а- диориты, б- кварцевые диориты, в- плагиограниты.

Примечание. Отбор образцов и протолок пород производился по разрезам каждого слоя. Наряду с определением составов минералов в шлифах на Федоровском столике, мономинеральные фракции породообразующих минералов были выделены из протолок под биноклем и их составы определялись классическим силикатным анализом. Было проанализировано: 18 образцов ОI, 17 образцов Срх, 18 образцов ΔmI, 8 образцов PI и 6 образцов хромшпинелидов. Оптические свойства были изучены: в 31 образце ОI, в 30 образцах Орх, в 38 образцах Срх. Зональность в минералах не наблюдается.

мулятивные структуры.

Злобин С.Г и др. [6] ультрамафиты рассматриваемого слоя отделяют от вышележащей кумулятивной серии пород и относят их к матрице меланжа. Степень деформированности ультрамафитов и наличие в них дифференцированности — скрытой расслоенности (снизу вверх-гарцбургиты, лерцолиты и верлиты) противоречат их отнесению к меланжу.

2. *Залегающий над ультрамафитами и под мафитами слой с ритмичной расслоенностью (кумулятивная серия) — (РЧП).* В верхней части ультрамафитового слоя постепенно появляются выделения плагиоклаза, слагая плагиоклазовые перидотиты, троктолиты и оливинные габбро. Далее следует пачка ритмично-чередующихся пород общей мощностью до 450 м, падающих на СВ под углом 20° к середине интрузива. Расслоенность пачки обусловлена количественным соотношением главных минералов. Мощность тонких слоев колеблется от 2 до 6 см. Иногда наблюдается чередование тонких полосок мощностью в 2 см, обогащенных плагиоклазом, с полосками мощностью в 10-12 см, обогащенных пироксеном и оливином (контрастная дифференциация). Реже наблюдается обратная картина. Граница между полосками прямая, реже она выражена неровной линией, и изредка один слой постепенно сменяется другим. Светлые полоски сложены иногда исключительно плагиоклазом (анортозиты). В пачке часто отмечается прерывание ритмического чередования слоев появлением более грубых слоев среднезернистого анортозита мощностью от 1,5 до 20 м или меланократового троктолита мощностью от 0,6 до 150 м. В однородных грубых мезократовых троктолитовых слоях появляются довольно тонкие единичные полоски анортозита или меланократового троктолита мощностью в 2-4 см. И в грубых анортозитовых слоях также появляются тонкие полоски мезо- и меланократового троктолита.

Ритмично-чередующиеся слои с полосчатыми текстурами по простиранию быстро выклиниваются (15-60 м), затем вновь прослеживаются, располагаясь часто кулисообразно. Этим они резко отличаются от многих стратиформных интрузивов, для которых характерно постоянство составов и выдержанность ритмично-чередующихся слоев на значительные расстояния [9].

Отдельные слои ритмично-чередующихся пород определяются как лейко-, мезо- и меланократовые троктолиты, плагиоклазовые перидотиты и оливинные габбро. Составы породообразующих оливинов в них изменяются от наиболее магнезиального в троктолитах ($Fo_{87,0}$) и полевошпатовых перидотитах ($Fo_{81,5}$) до менее магнезиального — в оливинных габбро ($Fo_{66,0}$).

3. *Средний — мафитовый слой со скрытой расслоенностью (СС).* В нижней части слоя мафитовые породы представлены оливинными габбро и габбро-норитами, имеющими полосчатое строение. Вверх по разрезу полосчатость исчезает, порода приобретает массивное однородное среднезернистое строение и по составу отвечает габбро-норитам (а), которые выше переходят в габбро (б), слагающие большую часть слоя. Вер-

хи слоя представлены диоритами (в). Общая их мощность 500 м.

Для мафитового слоя также характерна скрытая расслоенность. В нижней части слоя, наряду с моноклинным пироксеном, присутствуют оливин и ромбический пироксен. Вверх по разрезу постепенно они исчезают и сохраняется только моноклинный пироксен. В габбро-норитах ортопироксен представлен гиперстеном, реже бронзитом, а клинопироксены в габбро и габбро-норитах — авгитом, реже салитом. В нижней части слоя — в полевошпатовых перидотитах и оливинных габбро плагиоклазы представлены битовнитом ($An_{88,0}$), выше, в габбро-норитах — лабрадором ($An_{60,0}$), в верхней части в габбро — более кислым лабрадором ($An_{55,0}$) и в диоритах — основным андезином ($An_{45,0}$).

4. *Залегающий над мафитами и под кварцевыми диоритами слой с ритмичной расслоенностью (РЧП).* Диориты верхней части мафитового слоя выше сменяются пачкой ритмично-расслоенных пород мощностью до 50 м. Они имеют полосчатое строение, при этом полосчатость повторяет все извилины контакта среднего мафитового слоя с верхним кварцево-диоритовым и падает к середине интрузива под углом 15-20°. Ширина отдельных полосок колеблется от 1 до 10 см. Полосчатость обусловлена чередованием мелано-, мезо- и лейкократовых полосок, характеризующихся мелкозернистым строением. Меланократовые полосы представлены диоритом, мезократовые — кварцевым диоритом, а лейкократовые — плагиогранитом.

Граница между отдельными полосками обычно выражена прямой линией, реже она неровная. Внутри одной полоски шириной в 1-2 см иногда наблюдаются микропрослойки с постепенными переходами.

5. *Кварцево-диоритовый слой со скрытой расслоенностью (ВС).* Низы разреза представлены массивными диоритами (а), которые вверх по разрезу переходят в кварцевые диориты (б), а последние в самой верхней части — в плагиограниты (в). Общая мощность слоя 600 м, из которых около 500 м слагают кварцевые диориты. Скрытая расслоенность слоя выражается в изменении снизу-вверх состава породообразующих минералов. В диоритах плагиоклаз представлен андезином (An_{36-38}), в кварцевых диоритах нижней части слоя — кислым андезином (An_{32-34}), в верхней части — основным олигоклазом (An_{25-28}) и в плагиогранитах — олигоклазом (An_{22}).

Породы верхнего кварцево-диоритового слоя Джил-Сатанахачского интрузива Закариадзе Г.С. и др. [5] относят к бонинитовой серии и считают, что они интродуцируют ультрамафиты и породы кумулятивной серии. Как видно из вышеизложенного, они связаны с подстилающим слоем промежуточным, переходным слоем ритмично-чередующихся пород мощностью до 50 м. При картировании интрузивных контактов между ними не наблюдалось.

Для всех трех слоев со скрытой расслоенностью и расположенных между ними пачек ритмично-расслоенных пород характерна тонкая отдельность — магматическая листоватость [9]. На-

правление листоватости пластинок пироксенов и амфиболов обычно совпадает с общими элементами залегания слоев.

Установлено, что в южной половине массива полосы ритмично-чередующихся пород падают на СВ, а в северной — на ЮЗ, их падение направлено к середине интрузива, слагая вогнутые слои воронкообразной формы, характерные для расслоенных интрузивов [10].

По интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных глубина залегания подошвы интрузива [4] оценивается в 2,5 км ниже уровня моря. Таким образом общая мощность всех слоев составит 7100 м, из которой мощность нижнего ультрамафитового слоя — 5000 м.

Для пород кумулятивной серии характерны вариации количественных соотношений между минералами кумулуса и интеркумулуса: ортокумулятивной, через мезокумулятивную до адкумулятивной стадии кристаллизации. В одних случаях в качестве кумулятивной фазы выступают хорошо образованные кристаллы плагиоклаза, в других — оливина. В плагиоклазовых зернах зональность обычно отсутствует, что указывает на их образование в условиях адкумулятивного роста. Из других структурных особенностей ритмично-расслоенных пород отметим коронарные структуры, возникшие в результате коррозии минералов кумулуса интерстициальным материалом [3]; они указывают на динамические условия образования — от атмосферного до 6,8 кбар, т.е. на принадлежность Джил-Сатанахачского интрузива к близповерхностным образованиям.

В заключение коснемся вопроса о петролого-тектонических условиях формирования Джил-Сатанахачского интрузива. Прежде всего отметим отличие расслоенности интрузива от стратиформных расслоенных интрузивов платформенных областей [9]. Признаки расслоенности отмечены для ряда интрузивов и офиолитового сообщества, и наиболее характерным примером является подробно изученный массив Вуринос в Северной Греции [14].

Расслоенность Джил-Сатанахачского интрузива может быть объяснена кристаллизационной дифференциацией: ранним осаждением тяжелых минералов и их скоплением в нижней части слоев и более поздним выделением относительно легких минералов, обогативших верхнюю часть интрузива. При этом вверх по разрезу каждого слоя высокотемпературные минералы сменяются низкотемпературными.

Ярошевским А.А. и Хасаном Г.А.Ф. [11] методом кластерного анализа выделены на Джил-Сатанахачском интрузиве 9 устойчивых петрохимических типов пород. По соотношению геохимических параметров, они отражают кристаллизационное фракционирование магматической системы. Переход от гарцбургитового парагенезиса минералов к троктолитовому связывается с уменьшением давления и смещением эвтектики от селективного плавления в верхней мантии к затвердеванию и кристаллизационной дифференциации магматического расплава в верхних структурных этажах земной коры. Породы ин-

трузива трактуются как последовательные ступени кристаллизационного фракционирования единой магматической системы, осложненные на каждой ступени колебаниями пропорций минералов кумулятивного парагенезиса. Полагается, что Джил-Сатанахачский интрузив, как и в целом офиолитовая ассоциация Севано-Акеринской зоны, формировался в малом океаническом бассейне в рифтогенном трое области Мезотетис [7,12], в результате подъема мантийных диапиров и развития глубинных расколов с растяжением, углублением, утонением и кратковременным разрывом континентальной коры. К предшествовавшей компрессии рифта стадии относительной стабилизации тектонических условий приурочены кристаллизационная дифференциация выплавленной из мантийного вещества базальтовой магмы и формирование расслоенных интрузивов с кумулятивными структурами. В последующем, в связи с преобладанием сжатия коры, расслоенные интрузивы были подвергнуты складчатости и разрывным деформациям, о чем говорят сорванные контакты интрузивов с вмещающими породами и нарушенная в залегании изначально горизонтальная расслоенность.

Работа выполнена в рамках темы 96-114, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

Литература

1. Абовян С.Б. К петрографии ультраосновных и основных пород Джил-Сатанахачского массива. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, 1959, т. XII, N3, с. 45-57.
2. Абовян С.Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 306 с.
3. Абовян С.Б., Мхитарян Р.Г. О коронарных структурах пород мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексов офиолитовых поясов Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, т. XI, N5, с. 17-27.
4. Бабаджян А.Г. Глубинное строение и геодинамика бассейна оз. Севан по геофизическим данным. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1988, 135 с.
5. Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Бибилова Е.В. и др. История формирования и возраст плутонической части офиолитового комплекса северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН СССР, сер. геол., 1990, N3, с. 17-30.
6. Злобин С.К., Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я. Петрохимия пород основания офиолитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Геохимия, 1983, N9, с. 1304-1314.
7. Сатян М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 195 с.
8. Тайер Т.П. Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах. Геотектоника, 1977, N6, с. 32-45.
9. Уэджер Л.П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Изд. Мир, 1970, 552 с.
10. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузивов. М.: Изд. Наука, 1980, 183 с.
11. Ярошевский А.А., Хасан Г.А.Ф. Геохимическая структура Джил-Сатанахачского массива (интрузивный комплекс офиолитов Северной Армении). Гео-

химия, 1984, N5, с.668-678.

12. Brinkmann R. Geology of Turkey. Stuttgart, Enke, 1976, p.325.

13. Jackson E.D., Tayer T.P. Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complex. Intern. Geol. Congr., XXIV session, sector 2. Petrologic, Monreal, 1972, p.289-302.

14. Rassios A., Becalova L, Bortolotte V., Mavrides A., Moores E.M. The Vourinos ophiolite complex. Ophioliti, 1983, v.8, N3, p.275-291.

ՋԻԼ-ՍԱՏԱՆԱԽԱՉԻ ԴԻՈՐԻՏ-ԳԱԲՐՈ-ՊԵՐԻԴՈՏԻՏԱՅԻՆ ԻՆՏՐՈՒԶԻՎԻ ԹԱՔՆՎԱԾ ՇԵՐՏԱՎՈՐՎԱԾՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ (ՀԱՅԱՍՏԱՆ)

Ս. Բ. Աբովյան, Մ. Ա. Մամաջանյան

Ա Վ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Հոդվածում քննարկվում է Ջիլ-Սատանախաչի ինտրուզիվի դիրքը, կառուցվածքը և կազմը, որը բնորոշվում է մակրոշերտավորվածությամբ: Ինտրուզիվը կազմված է միանման ապարների հարաբերական հզոր շերտերից (ճերքեից վերև)՝ ուլտրամաֆիտներից, մաֆիտներից և քվարցային դիորիտներից ու նրանց միջև տեղադրված համեմատաբար բարակ ուժնիկ շերտավորված դարսաշերտերից: Առաջին անգամ հիմնավորվում է թաքնված շերտավորվածության առկայությունը բոլոր շերտերում: Ինտրուզիվը ձևավորվել է ռիֆտառաջացման պայմաններում, մինչև սեղմումը: Ենթադրվում է, որ տեղի է ունեցել երկրի մանթյայից բազալտային մագմայի բյուրեղային տարբերակում (դիֆերենցիացիա), որի հետևանքով և ձևավորվել են կումուլատիվ կառուցվածքներով շերտավորված ինտրուզիվները:

ON HIDDEN OF LAYERING OF DJIL-SATANAKHACH DIORIT-GABBRO-PERIDOTITE INTRUSIVE (ARMENIA)

S. B. Abovian, M.A. Mamajanian

A b s t r a c t

It is considered the geological position, structure and the composition of Djil-Satanakhach intrusive, which characterized by macrolayering. It consists of relatively thick layers of homogeneous rocks (from bottom to the top)- ultramafics, mafics and quartz diorites and a bundle of relatively thin rhythmical overlaying between them, conditioned by the processed of crystallization differentiation. First is ground the availability of hidden layering within each layer. The intrusive was formed in the stage of stabilization of riftogenese before the compression, at which could take place the differentiation of melted from mantle substance of basalte magma, give rise to layered intrusions with cumulative structures.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ, МИНЕРАЛОГИИ И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ВАЗАШЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

© 2003 г. Дж. В. Мхитарян, Ш. О. Амирян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения,
E-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 14 08 2003 г.

Вазашенское (Лалигюхское) месторождение золота находится в Алаверди-Капанской структурно-металлогенической зоне, выделенной И.Г. Магакьяном и С.С. Мкртчяном [7]. Оно интересно проявлением разнообразных средне-низкотемпературных гидротермальных минеральных ассоциаций, характерных для медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических и жильных золото-сульфидных месторождений. Изучение его дает возможность подойти к выяснению наиболее сложных вопросов рудоносности в вулcano-тектонических структурных формах и решению некоторых общих вопросов развития рудообразования в этом районе.

Геолого-структурная позиция месторождения

Месторождение приурочено к северо-западному крылу Шамшадинского антиклинория, на месте его сочленения с крупным поперечным Дитаванским сбросом, ограничивающим с юго-востока Иджеванский грабен-синклинорий (рис.1). По сбросу карбонатные породы верхнего мела опущены на уровень келловей-оксфордских вулканогенных отложений. Амплитуда смещения по сбросу составляет 1200 м [2,8]. Вдоль Дитаванского разлома вмещающие вулканиты брекчиро-

рованы, перетерты, каолинизированы и ожелезнены. Ширина измененной полосы составляет 150-300 м. Контактные швы падают по азимуту 310-340° под углом 70°.

Наряду с поперечными, на месторождении картируется ряд продольных разломов, согласных с верхнемеловой складчатостью. Существование мощных зон смятия и широко распространенной приразломной гофрировки вдоль них свидетельствует о преобладании сжимающих усилий. Вместе с тем по наиболее протяженным СЗ разрывам фиксируются сбросо-сдвиговые перемещения, с амплитудами, достигающими нескольких

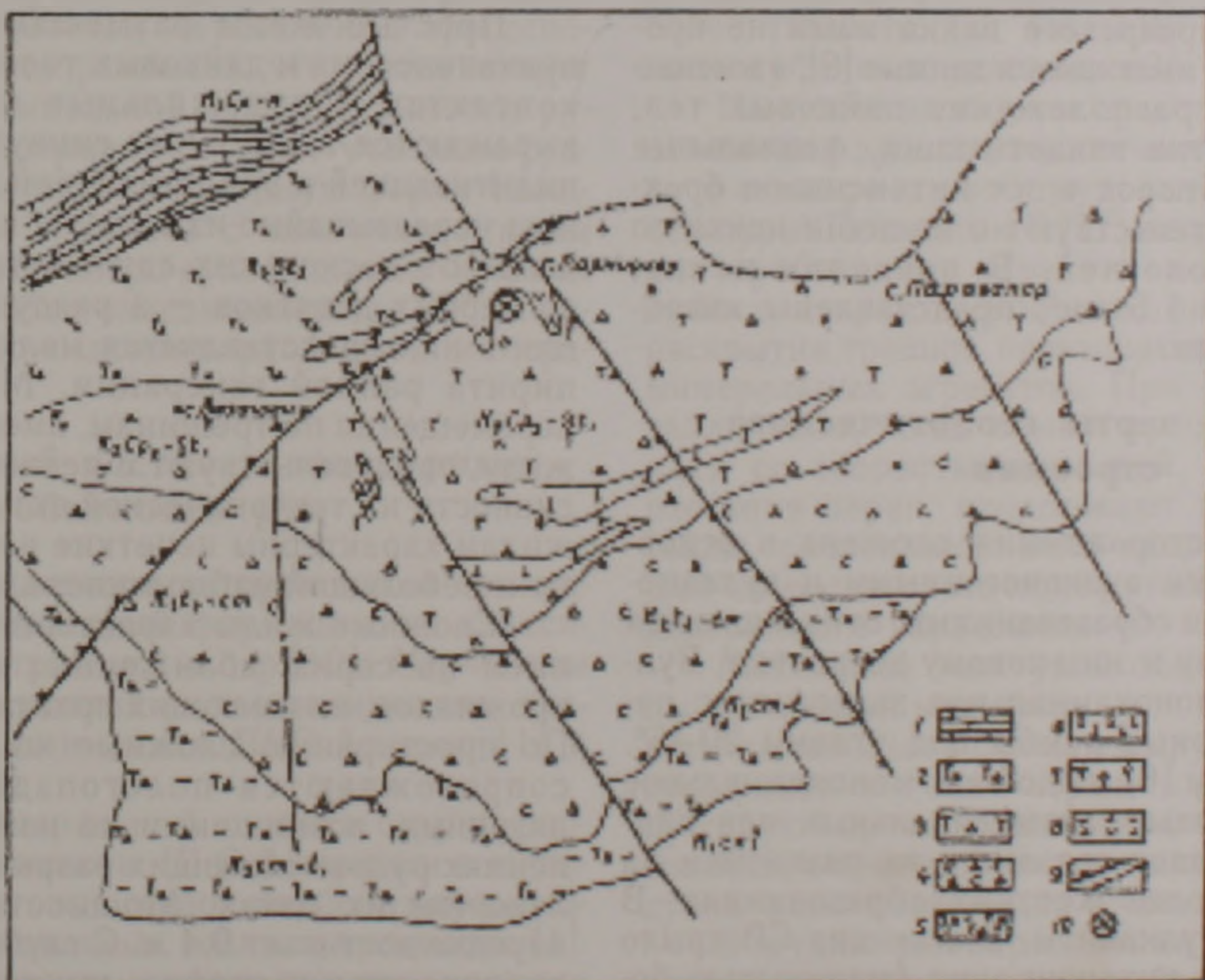


Рис.1. Схематическая геологическая карта Вазашенского рудного поля. М 1:50000

Составлена А.И. Шмидтом и др.

1. Базальные полимиктовые конгломераты, известняки, мергели. 2. Голубоватые туфы и туфобрекчии липарито-дацитов. 3. Туфобрекчии, туфы. 4. Мелкообломочные туфобрекчии с прослоями туфоконгломератов. 5. Базальные полимиктовые конгломераты, алевролиты, мергели. 6. Субвулканические липарито-дациты. 7. Крупноплагиоклазовые дациты. 8. Андезитово-дацитовые порфириды. 9. Разрывные нарушения: 1) швы долгоживущих разломов, 2) разрывные нарушения высоких порядков. 10. Площадь месторождения.

сот метров. Очевидно, эти движения происходили синхронно с накоплением вулканогенных образований и сопровождались возникновением новых систем трещин. На завершающих стадиях формирования вулканогенных толщ со сжимающими имели место и растягивающие усилия, в целом характерные для внедрения субвулканических и дайковых тел. Этот этап характеризуется интенсивными блоковыми перемещениями, выразившимися в общем воздымании территории. При формировании вулканических толщ, по-видимому, происходила усадка блоков по ограничивающим разломам. Сжимающие усилия, возникшие при заклинке, разрядились главным образом по Дитаванскому сбросу, поскольку именно по этому разлому устанавливаются наиболее интенсивные предрудные подвижки. Эти условия оказались благоприятными для подновления трещин близширотного и северо-западного простираний, развитых как в висячем, так и в лежащем боках сброса. В большинстве своем эти трещины были заложены значительно раньше и в ходе последующего развития структуры месторождения они залечивались либо дайками и субвулканическими телами, либо рудной минерализацией.

На месторождении дайки и субвулканические тела образуют кольцеобразно-изометрические конфигурации и развиты в основном вокруг Кармиркарского некка центрального типа. Положение последнего определяется узлом пересечения разлома северо-западного простирания с Дитаванским сбросом. Специальные исследования по структуре Кармиркарского некка нами не проводились. Однако имеющиеся данные [9], а именно кольцеобразное расположение дайковых тел, локальное развитие эпидотизации, фациальные взаимопереходы пород и их интенсивное брекчирование свидетельствуют о наличии некка со сложной морфологией. В пределах некка, площадью около 1.5 км², представлены кварц-сульфидные жилы.

Основные черты геологического строения

Площадь месторождения сложена в основном темно-серыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, относящимися к верхнемеловому и эоценовому возрастам. Вулканы имеют моноклиналиное залегание с падением на северные румбы под углами 20-45°. По А.В.Королеву [6], подобное моноклиналиное залегание в крыльях антиклинальных или синклиналильных складок связано с их развитием на относительно более жестких образованиях. В данном случае вулканы, слагающие СВ крыло Шамшадинского антиклинория (мощностью более 3000 м), залегают на кристаллическом основании Ахумского комплекса.

Пласты и пачки пород, слагающие моноклинали, различаются по морфологическим особенностям и внутреннему строению. Так, пласты мелкозернистых туфов характеризуются относительно ровными поверхностями, изгибающимися вблизи крупных разрывных нарушений. Наблю-

даемая слоистость в них закономерно повторяет элементы поверхности пластов. Крупнозернистым лавам и лавобрекчиям, в отличие от мелкозернистых разностей, характерны неровные поверхности, резко меняющиеся мощности и протяженность. Изгибание или выкручивание элементов залегания горизонтов лавобрекчий не наблюдается.

В пределах месторождения весь комплекс вулканогенных образований прорывается субвулканическими и дайковыми телами кварцевых липарито-дацитов, андезитовых, андезито-базальтовых и дацитовых порфириров. Их субвулканическое происхождение подтверждается как по вещественному составу пород, так и по характеру контактов, имеющих крутые падения (до 80°) и кольцеобразно-изометрические конфигурации вокруг Кармиркарского некка. По контактам субвулканических и дайковых тел кислого состава повсюду развиты зоны гидротермально-измененных пород. Гидротермальное изменение выражено эпидотизацией, серицитизацией и хлоритизацией. Мощность измененных зон колеблется от 50 до 300 м.

Рудовмещающими являются разрывные нарушения СЗ простирания с падением на ЮЗ под углами 60-85°. Их заложение происходило в додайковое время и неоднократно подновлялось при последующих блоковых движениях. Судя по характеру структур и особенностям выполнения жильным и рудным веществом, нами выделяются: а) простые жилы, б) сложные жилы, в) зоны прожилково-вкрапленной минерализации.

Простые жилы размещаются либо в субвулканических и дайковых телах, либо в их экзоконтактах. Околожильные изменения здесь выражаются в основном синвулканической пропилитизацией и эпидотизацией пород. Мощность жил чрезвычайно изменчива и варьирует в пределах от нескольких сантиметров в пережимах до первых десятков — в раздувах. Минерализация в них представляется мелкими прожилками пирита ранней генерации. Малоамплитудные перемещения по трещинам, вмещающим простую жилу, свидетельствуют о незначительной интенсивности их тектонической активности. Простым жилам характерны нечеткие извилистые контакты и небольшой набор минеральных ассоциаций.

Сложные жилы характеризуются разветвлением на серию сближенных субпараллельных прожилков, не имеющих практической ценности. По простиранию сложные жилы, как правило, сопровождаются пологопадающими составляющими, возникшими на изгибах или искривлениях рудовмещающих разрывов в висячем или лежащем их боках. Мощность отдельных жил нередко достигает 0.4 м. С глубиной наблюдается слияние жил и апофиз, выклинивание части из них и уменьшение мощности. Сбросовые тектонические смещения по швам достигают первых сантиметров.

Наиболее характерным структурно-морфологическим типом рудных тел являются минерализованные зоны с прожилково-вкрапленной и жильной минерализацией, приуроченные к сложным тектоническим разрывам. Последние развиты

в основном в эффузивных породах вблизи сочленения разлома СЗ простирания с Ревазлинским сбросом, т.е. вблизи Кармиркарского нека. Они представлены кулисообразно расположенными кварцево-сульфидными жилами, сопровождающимися мощными зонами дробления (до 1.5 м), несущими прожилково-вкрапленное оруденение. Характерны постоянные амплитуды лево-сдвиговых смещений прожилков раннего кварца и пирита по плоскостям рудовмещающих разрывов, причем борозды скольжения наклонены на юг под углами 75-85°.

Поверхность рудовмещающего разрыва обычно волнистая. Лежащий контакт выражен более отчетливо, чем висячий. Часто по висячим бокам наблюдаются оперяющие трещины длиной в несколько десятков сантиметров, выполненные рудными минералами. Внутренние тектонические швы обычно параллельны контактам разрыва, реже ориентированы под углом (10-15°). Они выполнены глиной трения, многоцветность (от белого до черного) которой свидетельствует о многократности движений по их плоскостям. Подобные тектонические швы сопровождаются диагональными оперяющими трещинами, контролируемыми извилистыми сульфидными прожилками. Это обстоятельство указывает на незначительные амплитуды перемещений по тектоническим швам в период рудоотложения.

Рудные тела месторождения характеризуются непостоянной мощностью как по простиранию, так и по падению. Для них свойственны пережимы и раздувы. Раздувы приурочиваются в основном к участкам пересечения трещиноватости СВ и СЗ направлений, что соответствует интервалам максимальной проработанности рудовмещающего разрыва. В таких участках рудное тело приобретает линзовидную форму (мощностью до 6.0 м и более) с многочисленными близпараллельными кварц-сульфидными жилами и относительно пологопадающими (до 60°) мощными зонами прожилково-вкрапленной минерализации.

Минеральный состав и текстурные особенности руд

Руды Вазашенского месторождения принадлежат золото-сульфидной формации, по классификации И.В.Петровской и др. [10]. Изучением вещественного состава и геохимических особенностей руд занимались Ш.О.Амирян [1] и К.М.Мурадян [9].

Учитывая минеральный состав и структурно-текстурные особенности, Ш.О.Амиряном выделяются кварц-пиритовые, кварц-карбонат-сульфидные и кварц-карбонатные жилы и прожилки [1]. Нередко перечисленные типы руд проявляются вдоль одних и тех же структур, образуя прожилковые, прожилково-вкрапленные, полосчатые, коркардовые, гребенчатые, брекчиевые, друзовые и другие виды текстур.

Кварц-пиритовая минерализация представлена маломощными прожилками и вкрапленностью как в зоне сбросового нарушения, так и в сопряженных с ними структурах. В составе

пиритовых руд, кроме преобладающего пирита и кварца, установлены халькопирит и еще меньше сфалерит и галенит. Агрегаты пирита обычно интенсивно катаклазированы и растасканы, а многочисленные трещины дробления в них сцементированы позже отложившимися сульфидами. Этот тип минерализации слабо золотоносен.

Полиметаллические руды представлены четковидными жилами, прослеживающимися на несколько сот метров по простиранию, и прожилково-вкрапленной минерализацией в зонах брекчирования и смятия пород. В составе полиметаллических руд установлены: кварц, кальцит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, золото и гессит.

Кроме кварц-пиритовых и полиметаллических жил и прожилков встречаются кварцевые и карбонатные. Из них кварцевые образовались до отложения сульфидной минерализации, а карбонатные — после.

Руды Вазашенского месторождения характеризуются разнообразием текстур, что обусловлено, по-видимому, сложностью рудообразующего процесса, его многостадийным развитием, наложенностью минеральных ассоциаций, изменением состава и свойств растворов и др. В рудах описаны массивная, брекчиевая, полосчатая, гребенчатая, друзовая, прожилковая, вкрапленная и др. текстуры [1]. Все эти текстуры характерны, главным образом, для процесса выполнения открытых полостей. Отложения рудных минералов в полостях, возникших при приоткрывании трещин во время тектонических подвижек, наиболее типичны для жильных месторождений в малоглубинных условиях [3].

Наиболее наглядные представления о способе отложения рудного вещества из рудообразующего раствора дают друзовые и гребенчатые текстуры. По данным Г.П.Григорьева [5], друзовые или гребенчатые агрегаты могут образоваться либо в открытой полости, либо при скорости раскрытия трещин, превышающей скорость роста минеральных агрегатов. При стесненной кристаллизации, когда стенки трещины приоткрываются со скоростью меньшей, чем скорость нарастания зерен, продолжают расти лишь кристаллы, расположенные в направлении наибольшей скорости роста под крутыми углами к общей поверхности нарастания.

Массивной текстурой обычно обладают жилы небольшой мощности, или прожилки рудных жил, сложенных в основном крупными агрегатами сульфидов и темно-серым кварцем. Здесь отсутствуют крустификационные и друзовые образования, а также прожилки, характерные для раздувов пологопадающих участков рудных тел.

В рудах месторождения довольно часто встречаются брекчиевая и брекчиевидная текстуры, особенно на верхних горизонтах и в северо-западных окончаниях рудных тел, где обычно наблюдаются их взаимопереходы. Эти текстуры руд позволяют получить информацию о тектонических подвижках в процессе рудоотложения. Здесь наряду с обломками вмещающих пород встречаются обломки, представленные последовательно сменявшимися друг-друга генерациями квар-

ца. Все обломки цементируются наиболее поздними агрегатами белого кварца или карбоната.

О прерывистости раскрытия рудоносных трещин, прерывистости поступления гидротермальных растворов на месторождении свидетельствуют полосчатые текстуры руд. Эти текстуры присущи минеральным ассоциациям, слагающим маломощные жилы. Обычно они встречаются в слоистых разностях вулканитов, где тонкие реликты измененных пород строго ориентированы параллельно кварц-карбонатным прожилкам.

Среди полосчатых текстур встречаются текстуры одностадийного и многостадийного отложений. Первая из них представлена мономинеральным пиритом. Чередование полосок с различным размером и формой зерен или с различной окраской минерала фиксируют перерывы в процессе минералообразования. Местами чередуются полоски, сложенные минералами различного состава. Крупные полоски отражают изменения во времени, свидетельствуя о колебаниях концентрации, степени пересыщения и скорости роста во время рудоотложения.

На месторождении особенно разнообразны прожилковая и прожилково-вкрапленная текстуры руд, являющиеся как результатом выполнения полости, так и замещения вмещающих пород, обычно сочетающихся при образовании гидротермальных месторождений [4]. Наиболее отчетливо замещение вмещающих пород прослеживается на тех участках рудных тел, где наблюдаются постепенные переходы от первичной неизменной породы через зоны вкрапленности и тонких прожилков рудообразующих минералов к сплошным рудам. В этих случаях многообразные текстуры замещения трактуются однозначно как унаследованные.

Прожилковые и густо-прожилковые текстуры руд широко развиты на участках изгибов и раздувов рудовмещающих нарушений, их пересечений, сочленений и сближений там, где развиты зоны интенсивно трещиноватых и брекчированных пород. На этих участках в околожилковых образованиях развита вкрапленная минерализация, характеризующаяся неравномерным распространением рудных минералов во вмещающих породах и жильной массе. Размеры вкрапленников колеблются от сотых долей мм до 2-3 см. Прожилки обычно имеют различный состав (преобладают кварц-сульфидные), их мощность достигает первых десятков см, при длине от нескольких см до первых метров. Довольно часто встречаются параллельные системы прожилков, обычно приуроченных к висячему контакту жилы.

Прожилковые текстуры многостадийного отложения позволяют различать парагенетические ассоциации различных стадий минерализации. Продукты более поздних стадий иногда представлены полосками, несогласными с прожилками минеральных агрегатов ранних стадий минерализации. Углы между этими прожилками обычно не превышают 10-15°, а чаще всего они полностью совпадают, что, по-видимому, связано с

сохранением плана деформации в период рудоотложения.

Подводя итог проведенных исследований, можно прийти к следующим выводам

1. Вазашенское месторождение золота приурочено к СЗ крылу Шамшадинского антиклинория, на стыке его с долгоживущим Дитаванским сбросом. Площадь месторождения сложена моноклинально залегающими вулканитами, осложненными Кармиркарским андезитовым некомпактного типа. Положение последнего определяется узлом пересечения упомянутого сброса с разломом СЗ простирания, унаследующим направление доальпийских разрывных нарушений и неоднократно подновлявшимся в последующие этапы развития структуры месторождения.

2. Структура месторождения сформировалась в сложной геодинамической обстановке, что обусловлено размещением его территории в зоне деформационного влияния Дитаванского сброса на стыке его с разломом СЗ простирания, контролирующего интенсивное развитие ареала разновозрастных вулканогенных, вулканогенно-осадочных отложений и их субвулканических и дайковых разностей.

3. Морфологические типы рудных тел определяются степенью тектонической проработанности соответствующих рудовмещающих разрывов, влияющей на мощность рудных тел, формирование сульфидно-кварцевых жил, положение раздувов рудных тел, с которыми связаны их высокопродуктивные интервалы. Эти интервалы тяготеют к изгибам, к местам отщепления разрывов, их выполаживания, а также к участкам пересечения трещиноватости СВ и СЗ направлений.

4. Вазашенское месторождение является типичным представителем малоглубинных золото-сульфидно-кварцевых месторождений. Руды месторождения характеризуются многообразием текстурных рисунков — массивных, полосчатых, брекчиевых, прожилково-вкрапленных, друзовых и др., которые свидетельствуют о сложных условиях их формирования, при широком проявлении малоамплитудных синрудных тектонических подвижек, отложении рудного вещества в открытых полостях в сочетании с явлениями выщелачивания и метасоматического замещения.

5. Вазашенское месторождение сформировано в результате проявления единого стадийно-развивающегося процесса, на фоне изменяющихся структурных условий. В ходе процесса, протекавшего при общем понижении температуры и ее скачкообразном изменении на границах стадий, последовательно проявлялись пропититы, эпидоциты, а также кварцевая (безрудная), кварц-пиритовая, кварц-халькопирит-галенит-сфалеритовая и кварц-карбонатная стадии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амирян Ш.О. К минералогии и геохимии Лалигюхского золото-сульфидного месторождения. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, том XXVII, №2, 1974, с.57-62.

2. Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: "Айпетрат", 1958, 480 с.
3. Генкин А.Д., Добровольская М.Г., Коваленкер В.А. и др. Минеральные ассоциации, структуры и текстуры руд как показатели условий гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1984, 198 с.
4. Генкин А.Д., Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г. Текстуры особенности руд и механизм формирования трубообразных рудных тел Кочбулакского месторождения. В кн.: Методы исследования рудообразующих сульфидов. М.: Недра, 1968, с.18-24.
5. Григорьев Г.П. Онтогенез минералов. Львов: Изд. Львовского ун-та, 1966, 284 с.
6. Королев А.В. Структура рудных полей и месторождений. Ташкент: Средняя и высшая школа УЗССР, 1962, 187 с.
7. Магакьян И.Г., Мкртчян С.С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и географ. наук, №4, 1957, с.67-76.
8. Мандалян Р.А. Верхнеюрский-неокомский седиментогенез и литогенез Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1990, 170 с.
9. Мурадян К.М. Рудоносность вулканогенных формаций Малого Кавказа. Ереван: Изд. НАН Армении, 1994, 359 с.
10. Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер Д.С. Формации золоторудных месторождений. М.: Наука, 1976, т.1, с.3-109.

ՎԱԶԱՇԵՆԻ ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻՆ, ՄԻՆԵՐԱԼԱՅԻՆ ԵՎ ԱՌԱՋԱՅՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԻ ԱՌԱՆՉՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ջ. Վ. Մխիթարյան, Շ. Հ. Ամիրյան

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Մ

Վազաշենի ոսկու հանքավայրը հարուստ է Շամշադինի անտիկլինալին ծալքի հյուսիս-արևմտյան թևին, որը ներկայացված է դեպի հյուսիս անկմամբ՝ միաթեք տեղադրված հրաբխածին ապարներով:

Հանքավայրի տարածքը բարդեցված է հյուսիս-արևմտյան տարածման խախտումներով, Դիտավանի խորքային բեկվածքով և վերջինիս լարվածության գոտում ներդրված անդեզիտային կազմի նեկկի առկայությամբ:

Հանքամարմինների ձևաչափական տիպերի բազմազանությունը պայմանավորված է հանքապարունակ խախտումների տեկտոնական ձևաչափական աստիճանով, որը կարևոր գործոն է հանդիսացել ինչպես հանքամարմինների հզորության մեծացման, այնպես էլ հարուստ տեղամասերի տեղաբաշխման համար:

SOME DISTINCTIVE FEATURES OF STRUCTURE, MINERALOGY AND FORMATION SETTINGS OF THE VAZASHEN GOLD DEPOSIT

J. V. Mkhitryan and Sh. H. Amiryan

A b s t r a c t

The Vazashen (Lali-Giukh) deposit of gold is situated in the Alaverdi-Kapan structural and metallogenic zone identified by I. H. Maghakyan and S. S. Mkrtchyan [7]. Peculiar in this deposit are manifestations of various medium-to-low temperature hydrothermal mineral associations, characteristic of copper pyrite, pyrite polymetallic and veined gold sulfide deposits. The study of this deposit allows one to address most complicated issues related to ore content in volcanic and tectonic structural forms and make a step towards solution of some general problems of ore formation development in this region.

БАРЦРАВАНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ – ГЕОЛОГИЯ, СТРУКТУРА, ОРУДЕНЕНИЕ

© 2003 г. С.А. Зограбян, Г.Г. Мирзоян, Р.А. Саркисян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: rubenhar@yahoo.com, hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 01.07.2003 г.

Составлена новая геологическая карта Барцраванского рудного поля М.10000. Выделены магматические комплексы - среднеюрский и верхнеюрско-нижнемеловой, подразделяющиеся на келловей (?)–нижневаланжинский и неокомский подкомплексы. Проведено фациальное расчленение вулканогенных образований. Подтверждено высказанное ранее авторами мнение о наличии на изученной территории крупной палеовулканической постройки центрального типа, уточнены ее возраст, строение и роль в распределении рудной минерализации. Проведено фациальное расчленение гидротермальных метасоматитов. Значительно расширены контуры распространения продуктивных на оруденение среднеюрских образований.

Барцраванское рудное поле расположено в северной части Капанского рудного района, в правобережьях р.Воротан, между сс.Барцраван, Шурнух и Тандзавер. На этой территории в свое время проводились геологические, геофизические, геохимические, шлиховые, прогнозно-металлогенические исследования, а также буровые поисково-разведочные работы.

Нами на указанной территории площадью 35 км² проведены крупномасштабное геологическое картирование и разносторонние научные исследования, в результате которых была составлена новая детальная (1:10000) геолого-структурная карта рудного поля (рис.1), проведена прогнозная оценка перспектив месторождения, разработаны научно-обоснованные рекомендации по направлению дальнейших поисково-разведочных работ*.

Изученная площадь ранее полностью была охвачена геологической съемкой М1:50000, осуществленной авторами на территории всего рудного района [3]. Нынешние исследования явились качественно новым этапом в геологическом изучении рассматриваемого участка.

Авторы с глубокой признательностью отмечают участие ныне покойного С.О. Ачикгезяна в проведенных исследованиях.

Основные черты геологического строения рудного поля

По сложности геологического строения и чрезвычайному разнообразию слагающих пород Барцраванское рудное поле уникально в рудном районе и в этом отношении полностью сопоставимо с центральной частью собственно Капанского месторождения. Здесь на сравнительно небольшой площади обнажаются осадочные, вулканогенно-осадочные и около двух десятков разновидностей вулканических пород от основного до кислого состава, принадлежащих эффузивной, жерлово-околожерловой, экструзивно-субвулка-

нической и субинтрузивной фациям.

Все разнообразные породы, развитые в пределах рудного поля (за исключением плиоценовых туфов горисской свиты и четвертичных базальтов), объединяются в два комплекса – среднеюрский и позднеюрско-раннемеловой.

Среднеюрский комплекс В бассейне р.Воротан, в среднем ее течении, в районе сс.Барцраван, Галидзор Асланяном А.Т.[2] выделена толща вулканогенно-осадочных пород андезит-дацитового состава, отнесенная им к байосскому ярусу средней юры. Последующие исследователи указанные образования рассматривали в составе верхней юры. Лишь в последнее время Аванесяном А.С., Левеном Э.Я. и Успенской Е.А. (1984) в каньоне р. Воротан, северо-западнее с.Барцраван был околочен выход вулканогенно-осадочных пород, возраст которых на основании находки келловейского аммонита *Choffatia cf. valilensis* Neum в перекрывающих эти породы образованиях был определен как среднеюрский. По корреляции с аналогичными образованиями Капанского рудного поля и другими районами Малого Кавказа верхний возрастной предел этих пород ограничивается верхами нижнего бата.

Проведенные детальные исследования с учетом разработанных нами ранее [3] для Капанского рудного района геолого-петрографических критериев разграничения среднеюрских и верхнеюрских пород позволили существенно расширить пределы развития среднеюрских образований в ущелье р.Воротан и установить новые участки их распространения в бассейнах рр.Джохадзор и Кашуни. При этом выявлена идентичность стратиграфических разрезов среднеюрских пород Барцраванского и Капанского рудных полей, а также всей многообразной гаммы характерных для данного возраста вулканогенных образований.

Особо следует отметить наличие на Барцраванском рудном поле крупного субвулканического тела, аналогичного по всем геолого-петрографическим особенностям известным барабатурским кварцевым андезитам Капанского рудного поля.

Помимо этого установлено, что все вулканогенные образования Барцраванского рудного по-

* Материалы по оценке перспектив Барцраванского рудного поля и практическим рекомендациям по направлению и методике дальнейших поисково-разведочных работ см [4].



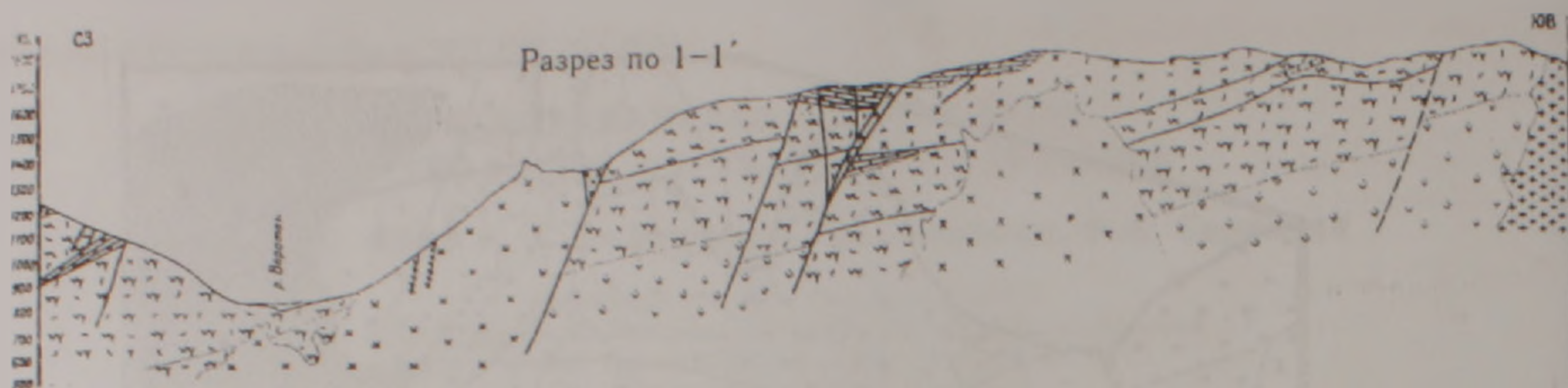


Рис. 1. Геологическая карта Барцраванского рудного поля. Условные обозначения: (1-3). *Четвертичные*: 1 – аллювиально-делювиальные образования; 2 – потоки базанитов; 3 – дайки спессартитов. *Плиоцен*: 4 – туфы и туфоконглобрекции андезитодацитового состава. (5-10) *Ранний мел*: 5 – жерловые брекчии андезитового состава; 6 – штоки и дайки кварцевых андезитов; 7 – кварцевые габбро-диориты; 8 – известняки; 9 – лавы и брекчиевые лавы кварцевых андезитов; 10 – туфы кварцевых андезитов. (11-17) *Поздняя юра-ранний мел*: 11 – штоки и дайки андезитобазальтов; 12 – штоки и дайки трахиандезитодацитов и трахиандезитов; 13 – дайки габбродиабазов и диабазовых порфиритов; 14 – пластовые залежи (а) и пологие дайки (б) долеритовых базальтов; 15 – известняки органогенные, оолитовые; 16 – андезитобазальты миндалекаменные, их брекчиевые лавы и гиадокластиты; 17 – псаммито-гравийные туфы андезитобазальтового состава. (18-25) *Средняя юра*: 18 – риодациты и их реогнимбриты; 19 – жерловые брекчии андезитодацитового состава; 20 – штоки (а) и дайки (б) кварцевых андезитов; 21 – базокварцевые андезитодациты; 22 – кварцевые диорит-порфириты; 23 – штоки кварцевых андезитов; 24 – туфы андезит-андезитодацитового состава, местами с игнимбритовыми прослоями, туфоалевриты и туфопесчаники андезитодацитового состава; 25 – андезит-андезитобазальты миндалекаменные, их брекчиевые лавы, гиадокластиты. (26-29) *Структурные обозначения*: 26 – тектонические нарушения установленные (а) и отдешифрированные на аэроснимках (б); 27 – границы разновозрастных комплексов пород (а) и одновозрастных литологических и фациальных подразделений (б); 28 – направление слоистости (а) и элементы залегания пород (б). (29-31) *Рудопроявления*: 29 – меднорудные; 30 – медно-полиметаллические; 31 – золоторудные.

ля, относимые нами к среднеюрскому возрасту, в ущелье р. Воротан и на левом склоне р. Джохадзор перекрываются четко диагностируемыми псаммито-гравийными андезитобазальтового состава туфами основания толщи пород верхней юры, что характерно для всего Капанского рудного района. Именно в этих базальных слоях верхнеюрского возраста Левенем Э.Я. была обнаружена упомянутая выше келловейская фауна.

Породы среднеюрского возраста в пределах Барцраванского рудного поля образуют 2 крупных выхода – северный и южный. Первый и наиболее крупный из них развит в северной части закартированной территории и вытянут в близширотном направлении более чем на 7 км, шириной выхода до 2-3 км. Другой выход среднеюрских пород отмечен на юго-западе изученного района, в приводораздельной части рр. Кашуни и Джохадзор, севернее МТФ с. Тандзавер.

Подобно центральной части Капанского рудного района, в Барцраванском рудном поле среднеюрские образования подразделяются на два горизонта – нижний, сложенный в основном миндалекаменными андезитобазальтами, их туфами и гиадокластитам, и верхний, состоящий из литокристаллокластических туфов андезит-дацитового состава псаммито-гравийной размерности, кверху переходящие иногда в тонкослоистые алевриты. Для туфов характерно наличие кристаллокластов кварца. В разрезе они нередко чередуются с игнимбритами аналогичного с ними состава.

Породы нижней части разреза средней юры-миндалекаменные андезит-андезитобазальты, их туфы и гиадокластиты развиты на склонах р. Джохадзор и в юго-западной части рудного поля. Подошва этих пород в пределах Капанского района нигде не вскрыта эрозией, а пробу-

ренные до настоящего времени в районе скважины, в том числе и самые глубокие, заложенные на наиболее эродированных участках, не выходили за пределы этих пород. Поэтому судить об их мощности не представляется возможным. Возраст этой толщи по аналогии с таковой центральной части Капанского рудного района определяется как нижний байос.

Стратиграфически выше миндалекаменных андезит-андезитобазальтов расположены породы верхней части разреза средней юры – литокристаллокластические туфы андезит-андезитодацитового состава, обнажающиеся по склонам р. Воротан и вытянутые в широтном направлении между сс. Галидзор-Пашараджур.

Возраст пород верхней части разреза средней юры на основании аналогии с таковыми центральной части Капанского рудного поля, а также перекрывания их фаунистически охарактеризованными породами келловей определяется как верхний байос-бат.

В среднеюрском магматическом комплексе значительная роль принадлежит субвулканическим образованиям – кварцевым андезитам, кварцевым дацитам, кварцевым порфирам, слагающим штоки, дайки, силлы и более сложной формы тела различных размеров.

Наиболее крупным является тело субвулканических кварцевых андезитов – аналогов барабатурских кварцевых андезитов Капанского месторождения. Они представлены сильно вытянутым в широтном направлении телом, прослеживаемым более 4 км. вдоль юго-восточного борта каньона р. Воротан при ширине выхода до 1 км. Эти породы имеют рвущие контакты с вмещающими туфами и миндалекаменными андезит-андезитобазальтами средней юры, а сами секутся дайками и штоками диорит-порфиритов ранне-

мелового возраста. С миндалекаменными андезито-базальтами и гиадокластитамп позднеюрского возраста контакты их тектонически осложнены.

Помимо описанного крупного выхода кварцевых андезитов, в прирусловой части р. Воротан среди литокристаллокластических туфов обнажаются несколько мелких штокообразных тел и даек аналогичного состава.

В среднеюрском магматическом комплексе нами рассматривается также сравнительно крупное тело субинтрузивных кварцевых диорит-порфиров, обнажающихся в центральной части рудного поля, в среднем течении р. Джохадзор, на правом ее борту. Это тело имеет овалообразную форму диаметром 1200-1500 м. От субвулканических кварцевых андезитов отличаются большей степенью кристалличности и отсутствием мелкозернистой основной массы. Макроскопически кварцевые диорит-порфиры имеют облик типичных интрузивных образований.

В среднем течении р. Джохадзор, на левом ее склоне в полях развития миндалекаменных андезит-андезитобазальтов средней юры обнажаются силлообразные тела и штоки базокварцевых андезитоацитов. Эти породы в поле четко отбиваются от вмещающих андезит-андезитобазальтов по бледно-сиреневой, розовой окраске и мелкозернистой трахитоидной структуре.

Штоки и дайки кварцевых ацитов установлены на правом борту ущелья р. Воротан, несколько выше ее русла, где они залегают среди литокристаллокластических туфов андезит-андезитоацитового состава средней юры. Размеры этих тел колеблутся от нескольких до десятков метров. Межпластовое тело того же состава отмечено на левом берегу р. Воротан непосредственно под туфами основания верхней юры.

Прорывание этими породами верхнеюрско-нижнемеловых образований не установлено.

Жерловые брекчии андезит-ацитового состава слагают склоны и привершинную часть небольшого вулканического аппарата среднеюрского возраста, расположенного непосредственно юго-восточнее с. Барцраван. Эти породы образуют тело неправильной формы и заполняют жерловину вулканического аппарата. С северо-запада они перекрываются сохранившимся от эрозии сравнительно небольшим по площади останцем псаммито-гравийных туфов андезитобазальтового состава верхней юры. В восточной части вулканического аппарата описываемые породы в виде экзотических скал выступают среди лесного массива верхнего течения р. Джохадзор.

Реогнимбриты риодацитов, развитых по обоим бортам р. Кашуни, в районе с. Тандзавер на закартированной площади представлены единственным телом шириной выхода до 100 м, протяженностью около 500 м., залегающим в поле развития миндалекаменных андезит-андезитобазальтов, их туфов и гиадокластитов среднеюрского возраста.

3. *Верхнеюрско-нижнемеловой комплекс.* Верхнеюрско-нижнемеловые образования Барцраванского рудного поля проведенными исследованиями расчленены на два разновозрастных

подкомплекса — келловей (?) — нижневаланжинский и неокомский, с четко обособленными в пространстве полями развития продуктов вулканической деятельности, отличающихся друг от друга стратиграфическим положением, составом пород и их геолого-петрографическими особенностями.

Келловей (?) — нижневаланжинский подкомплекс. Представлен ассоциацией пород основного и средне-основного состава: псаммито-гравийными туфами основания верхней юры, потоками лав миндалекаменных андезитобазальтов, чередующихся в разрезе с туфами и гиадокластитамп аналогичного состава с подчиненными им сравнительно редкими и невыдержанными линзами и прослоями известняков и известковистых туфопесчаников. Жильно-субвулканическая фация представлена гаммой пород от базальтового до трахиандезитоацитового состава. Возраст описываемого подкомплекса пород определен на основании фауны, сохранившейся в подчиненных этим породам линзах осадочных и туфоосадочных образований [6,1]. В пределах изученной территории породы этого подкомплекса развиты в ее северной и южной частях.

В южной части территории рудного поля келловей (?)-нижневаланжинские образования прослеживаются непрерывной и довольно широкой полосой с запада на восток, где они перекрываются известняками г. Катари. С севера же эти породы перекрываются туфами кварцевых андезитов неокомского возраста и секутся крупным субвулканическим телом того же возраста и состава. В западной части рудного поля породы позднеюрско-раннемелового времени развиты и на правом склоне ущелья р. Воротан, залегая в тектоническом блоке, ограниченном разрывными нарушениями северо-западного простирания.

Основание толщи пород позднеюрского возраста состоит из кристаллолитокластических псаммито-гравийных туфов андезитобазальтового состава. Они ложатся несогласно на различные горизонты средней юры и по простиранию нередко переходят в известковистые песчаники или известняки. Они падают на северо-восток под углами 25-35°.

Выше по разрезу псаммито-гравийные туфы, переходят в грубообломочные туфы местами до глыбовой размерности.

Выше на туфах залегают лавы, брекчиевые лавы и гиадокластиты миндалекаменных андезитобазальтов, связанные между собой сложными взаимопереходами в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Субвулканические и дайковые породы келловей (?)-нижневаланжинского подкомплекса пользуются широким распространением и представлены основными и реже среднекислыми разностями. Породы этой фации рассмотрены в следующей возрастной последовательности: долеритовые базальты, габбро-диабазы и диабазовые порфиры, андезитобазальты, трахиандезиты, трахиандезитоациты. Последовательность эта несколько условна из-за недостаточности прямых наблюдений над контактными взаимоотношениями упомянутых пород.

Наибольшее количество разнообразных секущих тел установлено в южной части рудного поля, в пределах выходов верхнеюрских вулканогенных образований.

Дайки диабазов в пределах рудного поля имеют весьма ограниченное развитие.

Неокомский подкомплекс. Совокупность вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, объединяемых нами в неокомский подкомплекс, в Капанском рудном районе в качестве самостоятельной единицы выделяется впервые. Ранее эти породы рассматривались в едином ряду совместно с верхнеюрско-нижнемеловыми образованиями.

Характерными особенностями описываемого подкомплекса пород являются постоянство состава всех их фациальных разновидностей, отвечающих в общем кварцевым андезитам, наличие фенокристаллов кварца во всех этих разновидностях.

Возраст пород определяется на основании перекрывания или прорывания ими фаунистически охарактеризованных пород позднеюрско-раннемелового возраста и налегания на них фаунистически охарактеризованных известняков Неокома. Заслуживает внимания и факт полного отсутствия в пределах площадей развития неокомского подкомплекса субвулканических, дайковых, жерловых пород, относимых к келловей (?) - нижневаланжинскому возрасту.

В строении неокомского вулканогенного подкомплекса участвуют лавы, брекчиевые лавы и туфы кварцевых андезитов, находящиеся в сложных взаимопереходах со связанными с ними экструзивными и жерловыми образованиями того же состава. Эти породы прорваны достаточно крупными субвулканическими телами кварцевых андезитов и субинтрузивных кварцевых диоритов-габбро-диоритов.

Процесс формирования нижнемеловых пород рудного поля завершается отложением неокомских органогенных известняков, сохранившихся ныне в районе гг. Уюги-Хут и Катари. Субвулканические тела кварцевых андезитов и туфы описываемого подкомплекса развиты в центральной части Барцраванского рудного поля и приурочены, вероятно, к осевой зоне одноименного вулканического сооружения. Эти породы широкой и непрерывной полосой прослеживаются с запада на восток, где представлены уже преимущественно лавами, брекчиевыми лавами экструзивными куполами, пропластками туфов, слагающими восточные склоны Барцраванского вулканического сооружения.

Неоген-четвертичные образования. В северной части рудного поля, в районе сс. Галидзор и Пашараджур, на размытой поверхности мезозойских вулканогенных образований несогласно налегают туфоосадочные породы горисской свиты плиоценового возраста, с резко контрастными по составу и размерам обломками угловатой, а иногда округлой формы. В рельефе дают весьма оригинальные и характерные только для этой толщи грибообразные и столбообразные формы выветривания.

Наиболее молодым магматическим образова-

ниям принадлежат лавовые потоки четвертичных базальт-андезитобазальтов, образующих платообразные формы рельефа в районе сс. Галидзор, Барцраван, Пашараджур.

К четвертичному возрасту относятся также аллювиально-делювиальные образования ущелья р. Воротан, лесистых склонов р. р. Джохадзор, Кашуни и небольших по размерам плоскогорий и плато, образованных потоками четвертичных базальт-андезитобазальтовых лав.

Особенности структуры рудного поля. Проведенными детальными геолого-картировочными работами было подтверждено высказанное нами ранее [5,3] предположение о наличии на исследованной площади крупной палеовулканической постройки центрального типа, возраст которой первоначально был определен как позднеюрско-раннемеловой. После уточнения геологического строения рудного поля и установления возраста различных фаций вулканогенных образований, слагающих эту палеоструктуру, обоснован более ранний (средняя юра) возраст заложения вулкано-структуры с последующей сложной историей ее развития.

Вулканическая постройка в целом осложнена не только внедрением разновозрастных субвулканических и жерловых образований, интенсивным проявлением тектонических деформаций, приведших к мозаично-блоковому строению территории, но и обилием побочных вулканических центров, продукты извержения которых создают трудности при палеовулканических реконструкциях. Породы, слагающие в целом южный и северный склоны крупной постройки, падают на северо-восток под углами $25-50^\circ$, в то время как в районе развалин с. Галидзор они падают на северо-запад $290-300^\circ$, угол $30-40^\circ$. При этом, местами на среднеюрские породы несогласно налегают образования верхней юры (келловей), а иногда они несогласно перекрываются вулканогенно-обломочными образованиями горисской свиты. Описанный выше выход среднеюрских пород южнее выс. Уюгихут, представленный миндалекаменными андезит-андезитобазальтами и литокристаллокластическими туфами различной размерности, с линзами и пропластками известняков, контактирует с вышележащими породами по разлому и является приподнятой частью основания вулканогенной постройки среднеюрского возраста. Центральная часть этой вулкано-структуры сложена жерловыми брекчиями андезитодацитового состава (район выс. Кармир-кар), кварцевыми диорит-порфиритами (бассейн р. Джохадзор) и кварцевыми андезитами (район с. Барцраван).

В позднеюрско-раннемеловое время на склонах уже существовавшего сооружения начинают накапливаться псаммито-гравийные туфы андезито-базальтового состава, массивные андезито-базальты, их брекчиевые лавы и гиалокластиты, которые налегают на среднеюрские вулканы на юге, севере и северо-западе территории, окаймляя и подчеркивая контуры этого поднятия. Пластовые залежи и дайки долеритовых базальтов, небольшие штокообразные тела и дайки трахиандезитов и андезитодацитов в подавляющем

большинстве случаев размещены на южном склоне структуры, вытягиваясь в субширотном направлении. В центральной части постройки продукты позднеюрско-раннемелового вулканизма практически отсутствуют. В периферийных частях сооружения местами развиты линзы и небольшие прослои мелководных и рифогенных известняков.

На восточном склоне и в центральной части постройки наибольшим распространением пользуются породы раннемелового возраста. Здесь вначале накапливаются слоистые туфы кварцевых андезитов, лавы и брекчиевые лавы кварцевых андезитов, прорванные штоками кварцевых андезитов субвулканической фации и кварцевых габбро-диоритов субинтрузивного облика. У с.Шурнух и в районе верхнего течения р.Джохадзор установлены небольшие тела жерловых брекчий андезитового состава, вытянутые в субмеридиональном направлении, что может указывать на существование в этих местах древних вулканических аппаратов.

Интенсивное проявление вулканизма, представленного преимущественно образованиями субвулканической фации и, в меньшей степени, породами жерловой фации раннемелового возраста, пространственно тяготеющими к центральным частям описываемого вулканического сооружения и к выходам жерловых брекчий средней юры, скорее всего свидетельствует об унаследованности палеоструктуры и о неоднократном использовании подводных каналов при возобновлении вулканической деятельности и тектонической активизации региона в раннемеловое время.

Необходимо отметить, что сейсморазведочными работами в районе с. Барцраван — бассейн р.Джохадзор, т.е. в пределах вулканического сооружения, на глубине установлено наличие довольно крупного интрузивного тела, по нашим представлениям, являющегося характерным для подобного типа структур гиповулканическим интрузивом, фиксирующим местоположение питающей камеры стратовулкана.

В пределах изученной территории отмечаются многочисленные разрывные нарушения северо-западного, субширотного и северо-восточного простираний, а также полукольцевые, радиальные и секториальные структуры, которые наряду с вулканическими аппаратами играют важную роль в контроле и размещении колчеданно-полиметаллического с золотом и серебром оруденения.

Из линейных разрывных структур наиболее крупным является Тандзаверское нарушение, северная часть которого проходит по западной границе изученной территории в северо-западном направлении от с.Тандзавер, западнее выс. Уюгихут и далее перекрывается четвертичными базальтами у с.Галидзор. Тандзаверское нарушение разграничивает выходы субвулканических образований (кварцевых андезитов и риодацитов) в полосе Тандзавер — Галидзор.

Восточнее Тандзаверского разлома, почти параллельно ему отмечены два нарушения северо-западного простирания, ступенчато приводящие

в контакт вулканогенно-обломочные образования средней и верхней юры. По простиранию эти разломы в бассейне р.Воротан скрещиваются с параллельной системой кулисообразно расположенных трещин, находящихся в пределах распространения среднеюрских пород, образуя узлы. Именно в этом районе были обнаружены проявления медно-полиметаллического оруденения с золотом (Аранц-дзор) и интенсивные метасоматические преобразования пород.

Нарушения северо-восточного простирания отмечаются практически только на восточном фланге территории — в районе развития неоконских известняков выс. Катари и на правом склоне ущелья р.Джохадзор.

В пределах рудного поля выделены два взаимопересекающихся полукольцевых нарушения, обращенных на юг и на север. Одно из них проходит по ущелью р.Джохадзор, почти по кромке известняков, западнее с.Барцраван и далее до р.Воротан.

Другое полукольцевое нарушение проходит по северо-западной кромке известняков Уюгихута, севернее высоты Клорсар и далее на восток в сторону перекрестка Барцраванской дороги.

Метасоматические и метаморфические преобразования пород. Гидротермальным изменениям различной степени интенсивности, принадлежащим разным фациям метасоматоза, подвергнуты все без исключения породы, слагающие Барцраванское рудное поле.

В пределах изученной территории выявлены:

1) региональные пропилиты, принадлежащие пренит-пумпеллиновой и цеолитовой фациям;

2) локальные пропилиты стадии кислотного выщелачивания эпидот-хлоритовой, хлорит-карбонатной и хлорит-серицитовой фаций;

3) вторичные кварциты со своими серицитовой, диккитовой, диаспоровой, алунитовой и монокварцевой фациями.

Для выяснения перспектив рудоносности отдельных участков Барцраванского рудного поля важное значение имеют пропилитизация стадии кислотного выщелачивания и формирование вторичных кварцитов, с отдельными фациями которых пространственно и генетически сопряжены процессы сульфидной минерализации.

Региональная пропилитизация широко развита по породам позднеюрско-раннемелового магматического комплекса и представлена пренит-пумпеллиновой и цеолитовой фациями, новообразования последней фации распространены и по породам среднеюрского комплекса в ЮЗ и СЗ частях рудного поля.

Локальные пропилиты стадии кислотного выщелачивания в пределах рудного поля развиты не менее широко, занимая площади до первых квадратных километров, и формируются по эффузивным, субвулканическим и гиповулканическим породам самого разнообразного петрографического состава (от базальтов до риодацитов) и возраста (от среднеюрского до раннемелового). Они с глубиной переходят в метасоматиты эпидот-хлоритовой фации.

С пропилитизацией стадии кислотного выщелачивания самым непосредственным образом со-

пряжено формирование вторичных кварцитов. Последние почти везде по латерали и вглубь сменяются хлорит-серицитовыми метасоматитами, формируя своеобразные шапки под пропилитами стадии кислотного выщелачивания или же слагая ядра полей их распространения.

Размеры площадей, занимаемых вторичными кварцитами, достигают 0,5 км² при вертикальном размахе до первых сотен метров.

Процессы формирования вторичных кварцитов в большинстве случаев протекают по породам жерловой-прижерловой, субвулканической и реже гиповулканической фаций средне-кислого состава: в значительно меньшей степени вторичные кварциты образуются по андезито-базальтам и их туфам.

Обобщенная метасоматическая колонка вторичных кварцитов снизу-вверх представлена следующими минеральными ассоциациями:

- а) кварц+серицит±альбит, сульфиды;
- б) кварц+диксит(каолинит)±серицит, диаспор, сульфиды;
- в) кварц+алунит±каолинит, серицит, пирит, гематит;
- г) кварц±серицит, алунит, гематит.

Вторичные кварциты всегда являются полнопроявленными (до 100% новообразований) метасоматитами. Прожилково-вкрапленное и жильное медно-полиметаллическое с серебром и золотом оруденение локализовано среди серицитовых и реже дикситовых кварцитов, которые вместе с хлорит-серицитовыми и хлорит-карбонатными пропилитами являются основными рудовмещающими породами.

Контактовые преобразования гидротермальных метасоматитов. Породы от раннебайосского до ранне-неокомского возрастов, подвергнутые региональной и локальной пропилитизации и кварцитообразованию, претерпели и заметные контактовые преобразования под воздействием внедрения субвулканических и гиповулканических кварцевых андезитов и кварцевых диорит-порфиритов неокома, которые в виде штоков и даек широко распространены в пределах Барцраванского рудного поля.

Площади, занимаемые ороговикуванными породами (не считая участков развития эпидот-хлоритовых и диаспоровых изменений, которые могут иметь как контактное, так и гидротермальное происхождение), по своим размерам составляют от десятых долей гектара до 0,1 км², они обычно слагают зоны, вытянутые на 200-300 метров и шириной до первых сотен метров, а местами образуют более или менее изометричные в плане тела. На некоторых участках ороговикувание достаточно четко приурочено непосредственно к экзоконтактовой зоне неокомских кварцевых андезитов и диорит-порфиритов.

Породы рамы интродуцированных тел подверглись ороговикуванию с образованием широкой гаммы контактово-метаморфических минералов, ассоциации которых характерны для фаций пятнистых, роговообманковых и пироксеновых роговиков. Среди ороговикуванных пород нами встречены следующие минеральные новообразования: кварц, аллофан, пиррофиллит, диаспор, тур-

малин, кордиерит, хлорит, амфибол, биотит, плагиоклаз, эпидот, магнетит, андалузит, мусковит, клинопироксен, гранат.

Следует подчеркнуть, что аллофан, пиррофиллит, диаспор и турмалинсодержащие парагенезисы роговиков сформированы почти исключительно за счет исходных вторичных кварцитов, а остальные — по породам, подвергнутым региональной и локальной пропилитизации.

Так как процессы рудной минерализации в пределах изученной территории пространственно и генетически сопряжены с локальной пропилитизацией стадии кислотного выщелачивания, а также с образованием вторичных кварцитов серицитовой и, частично, дикситовой фаций, то ороговикувание является пострудным процессом. Причиной контактово-метаморфических процессов является внедрение неокомских суб- и гиповулканических интрузивов. Отсюда следует, что верхней возрастной границей медно-полиметаллического с золотом и серебром оруденения в Барцраванском рудном поле можно считать ранне-меловое время (неоком).

Особенности распространения рудной минерализации. На территории Барцраванской полосы гидротермально измененных пород выявлен ряд рудных зон, состоящих из многочисленных кварцевых жил сложной морфологии и изменчивой мощности.

Рудная минерализация в пределах рудопроявления локализована, как правило, во вторичных кварцитах и пропилитах стадии кислотного выщелачивания, содержащих обильную вкрапленность и маломощные прожилки пирита, халькопирита, сфалерита.

Проведенными ранее работами (Мелконян Р.Х., Машурян С. Г., 1964) установлена золотоносность гидротермально измененных пород Барцраванской зоны по обоим берегам р.Воротан.

В рудных зонах выделяются две морфологические разновидности. Одна из них — вкрапленная руда представлена мелкими зернами пирита, реже халькопирита, галенита, сфалерита. Ко второй относятся кварцевые жилы с сульфидными меди, свинца и цинка. Нередко оба морфологических типа представлены в одной рудной зоне.

Характерно, что золото-серебряное оруденение встречается как с вкрапленным оруденением, так и с кварцевыми жилами с сульфидными меди, свинца и цинка.

В отличие от Капанского месторождения, где оруденение приурочено исключительно к породам среднеюрского вулканического комплекса, на Барцраванском участке рудная минерализация встречается и в породах верхнеюрско-нижне-мелового вулканического комплекса.

Для Барцраванского рудопроявления характерен следующий минеральный состав руд: ведущий минерал — пирит, в ассоциации с которым часто встречается халькопирит. Постоянно, в разных количествах, присутствуют галенит, сфалерит. К малораспространенным минералам относятся молибденит, самородное золото. Из второстепенных минералов отмечаются малахит, азурит. Жильные минералы развиты умеренно, среди них преобладают кварц и карбонат, иногда

встречаются ангидрит, гипс.

В шлихах, промытых из отложений притоков р.Воротан, на исследуемом участке геологами шлиховой партии УГ АрмССР выявлена следующая ассоциация минералов: пирит, апатит, циркон, лейкоксен, рутил, анатаз, халькопирит, сфалерит, галенит, малахит, самородный свинец, самородная медь, барит, золото, молибденит, церуссит, самородное олово, киноварь.

Кварцевые, кварц-карбонатные жильные зоны с рудной минерализацией в пределах рудного поля сосредоточены на северо-западном, западном, северо-восточном, юго-восточном участках Барцраванской постройки.

На разных участках рудного поля рудные зоны имеют различные простирания. На левобережье р.Воротан они имеют северо-западное простирание, на западном участке, на правом берегу р.Воротан – широтное, в районе Хртин-дзор – северо-восточное, в районе Бхено-Нораванк – юго-восточное.

На глубину рудопроявление изучено слабо. Пробуренные скважины представляют мало данных для выявления особенностей глубинного строения территории. Но и по имеющимся данным можно делать предположение о перспективности рудопроявления на глубину.

Скважины, пробуренные на восточном фланге Барцраванской зоны (скв.882), на разных его уровнях выявили золотоносность и высокое содержание серебра. Скважины 918,919,920, пробуренные в районе села Барцраван и в Воротанском ущелье, также дали положительный результат. Поисковыми работами, проведенными А.С.Апресяном в 1976-1977 гг. и сопровождаемыми проходкой канав и шурфов на левом берегу р.Воротан, в верховьях ручья Хананц-дзор получены положительные результаты по золотоносности участка. Выявлены кварц-пирит-халькопиритовые прожилки с повышенными содержаниями золота.

Дополнительные сведения о рудоносности месторождения, оценке его перспектив и о направлении и методике проведения дальнейших поисково-разведочных работ см.[4].

Выводы

1. Авторами составлена новая геологическая карта Барцраванского рудного поля М 1:10000.

2. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, слагающие территорию рудного поля, объединены в два возрастных комплекса – среднеюрский и верхнеюрско-нижнемеловой, подразделяющийся на келловей (?) - нижневаланжинский и неокомский подкомплексы. Значительно расширены контуры распространения продуктивных в отношении оруденения среднеюрских образований.

3. Все разнообразие вулканогенных пород от основного до кислого состава расчленено на эффузивную (лавовую и пирокластическую),

жерловую, околожерловую экструзивно-субвулканическую и субинтрузивную фации.

4. Установлена идентичность разрезов пород средне-и позднеюрского возраста с таковыми центральной части Капанского рудного района.

5. Барцраванское рудное поле в структурном отношении представлено сравнительно крупной палеовулканической постройкой центрального типа среднеюрско-раннемелового возраста, осложненной линейными и полукольцевыми разрывными нарушениями, придающими территории рудного поля мозаично-блоковое строение и оказывающими значительное влияние на размещение медно-полиметаллического (с золотом и серебром) оруденения.

6. Широко развитые в рудном поле гидротермальные метасоматиты фациально расчленены на региональные пропилиты, локальные пропилиты стадии кислотного выщелачивания и вторичные кварциты. Выявлена связь их с процессами вулканизма, рудной минерализацией и элементами структуры.

7. Породы от раннебайосского до раннеэокайского возраста, подвергнутые региональной и локальной пропилитизации и кварцитообразованию, подверглись ороговиканию под воздействием внедрения субвулканических и гиповулканических кварцевых андезитов и кварцевых диорит-порфиринов неокома с образованием широкой гаммы контактово-метасоматических минералов; и, поскольку ороговикование является послерудным процессом, следует, что верхней возрастной границей оруденения является раннемеловое время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян В.Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1962, 288 с.
2. Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Изд. Айпетрат, 1958, 430 с.
3. Ачикгезян С.О., Зограбян С.А., Карапетян А.И., Мирзоян Г.Г., Саркисян Р.А., Зарьян Р.Н. Кафанский рудный район. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, 200 с.
4. Мирзоян Г.Г., Зограбян С.А., Саркисян Р.А. Перспективы рудоносности территории Барцраванского рудного поля, методика и направление дальнейших поисково-разведочных работ. Сб. научных трудов конференции, посвященной 40-летию основания ИГИС им. А.Назарова НАН РА. Гюмри: Изд. Гитутюн НАН РА, 2002, с. 264-270.
5. Саркисян Р.А., Ачикгезян С.О., Зограбян С.А., Мирзоян Г.Г. Новые данные о структуре Кафанского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXXVI, N5, 1983, с.28-40
6. Цулукидзе Г.Г., Халатов Г.Б., Архипов В.И. Геологическое строение северной части Нахичеванского уезда Елизаветпольской губернии. В кн. Материалы для геологии Кавказа, сер.1, кн.2, 1869, 21 с.

**ԲԱՐՉՐԱՎԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ԴԱՇՏԸ՝
ԵՐԿՐԱՐԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ, ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ, ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՈՒՄԸ**

Ս. Ա. Չոհրաբյան, Հ. Գ. Միրզոյան, Ռ. Հ. Սարգսյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հեղինակների կողմից կազմվել է Բարձրավանի հանքային դաշտի 1:10000 մասշտաբի երկրաբանական քարտեզը:

Հանքադաշտում տարածված հրաբխային և հրաբխանստվածքային ապարները միավորվել են երկու հասակային խմբերի՝ միջին յուրայի և ուշ յուրա – վաղ կավճի կոմպլեքսների, վերջինս իր հերթին բաժանված է կելովեյ (?) – վաղ վալանժինի և նեոկոմի հասակի ենթակոմպլեքսների, որոնք միմյանցից տարբերվում են ապարների երկրաբանական և պետրոգրաֆիական առանձնահատկություններով:

Բոլոր հրաբխային ապարները տարանջատված են էֆուզիվ (լավային և պիրոկլաստիկ), խառնարանային–մերձխառնարանային, էքստրուզիվ-սուբհրաբխային և սուբինտրուզիվ ֆացիաների:

Կառուցվացքային տեսակետից հանքային դաշտը ներկայացված է միջին յուրա – վաղ կավճի հասակի կենտրոնական տիպի հնէահրաբխային կառույցով, որը մասնատված է գծային և կիսաօղակաձև խզվածքներով առանձին բլոկների: Այս խախտումները ունեն նաև վերահսկող նշանակություն պղինձ-բազմամետաղային (ոսկով և արծաթով) հանքայնացման տեղայնացման համար:

Լայնորեն տարածված հիդրոթերմալ փոփոխված ապարները տարանջատված են ռեգիոնալ պրոպիլիտների, թթվային լուծազատման փուլի լոկալ պրոպիլիտների և երկրորդային քվարցիտների: Հաստատված է նրանց կապը հրաբխային պրոցեսների, խախտվածքների և հանքառաջացման հետ:

Հիդրոթերմալ փոփոխված ապարները նեոկոմի հասակի սուբհրաբխային և հիպո-հրաբխային քվարցային անդեզիտների և սուբինտրուզիվ դիորիտ պորֆիրիտների ներդրման ազդեցության ներքո ենթարկվել են եղջրաքարային փոփոխությունների: Այս հանգամանքը թույլ է տալիս հանքառաջացման վերին հասակը ընդունել վաղ կավճի:

Կատարված ուսումնասիրությունների շնորհիվ մեծապես ընդլայնվել են միջին յուրայի արդյունավետ ապարների տարածման սահմանները, ինչը ունի հույժ կարևոր գործնական նշանակություն:

**THE BARTSRVAN ORE FIELD – GEOLOGY, STRUCTURE,
AND MINERALIZATION**

S. A. Zohrabyan, H. G. Mirzoyan, and R. A. Sarkissyan

A b s t r a c t

A new geological map of the Bartsravan ore field was prepared to a scale of 1:10,000. The identified Middle Jurassic and Late Jurassic-Early Cretaceous magma complexes were subdivided into the Callovian- Early Valanginian and the Neocomian sub-complexes. The volcanogenic formations are subdivided by facies. The authors confirm their earlier opinion on the presence within the considered area of a large central-type paleovolcanic edifice, and provide more accurate estimates of its age, structure and the role it played in the distribution of ore mineralization. The hydrothermal metasomatites are stratified by facies. Contours of the spreading of the Middle Jurassic formations productive with respect to mineralization are extended considerably.

ОЦЕНОЧНЫЕ КОНДИЦИИ ДЛЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ И ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ

© 2003 г. Г. А. Мкртчян, Р. С. Мовсесян

Ереванский государственный университет, геологический факультет
375025, Ереван, ул. Азат Манукяна, 1, Республика Армения
Поступила в редакцию 14.02.2003 г.

В статье рассмотрены оценочные (браковочные) кондиции, с помощью которых можно произвести начальную экономическую оценку золоторудных и золото-полиметаллических проявлений, находящихся на поисковой и поисково-оценочной стадиях изучения, масштабы которых определены по прогнозным ресурсам категорий P_1 , P_2 и запасам категории C_2 .

Среди большого количества рудных месторождений, выявленных на территории Республики Армения, одними из наиболее перспективных являются золоторудные месторождения. Несмотря на снижения и значительные колебания цен на этот металл, происходящие в последние годы, золото по-прежнему является высоколиквидным товаром, чем и объясняется повышенный интерес к его месторождениям со стороны отечественных и иностранных инвесторов. В настоящее время все разведанные месторождения золота с экономическими запасами или разрабатываются, или подготавливаются к промышленному освоению. За счет частных инвестиций выполняется значительный объем поисковых и разведочных работ. Приоритетными для освоения являются небольшие объекты с высокой ценностью и малым сроком окупаемости капитальных вложений. Данному процессу способствует оптимистичная прогнозная оценка территории республики на этот тип оруденения и большая степень вероятности обнаружения здесь месторождений золота среднего и мелкого масштаба.

Все это дает основание утверждать, что интерес к золоторудным месторождениям в перспективе не снизится. Учитывая данное обстоятельство, в статье рассматриваются подходы к расчету и сами параметры оценочных (браковочных) кондиций для золоторудных проявлений. С их помощью можно произвести экономическую оценку прогнозных ресурсов категорий P_1 и P_2 , а также предварительно оцененных запасов категории C_2 , решив тем самым вопрос о продолжении или приостановке геологоразведочных работ на поисковом объекте.

По минеральному составу руд выделяются два промышленных типа – собственно золоторудные и золото-полиметаллические. К первому типу относятся месторождения, в рудах которых золото по извлекаемой ценности является основным компонентом, ко второму – объекты, где наряду с полиметаллами золото также является одним из ведущих по ценности.

По формационной принадлежности подавляющая часть эндогенных месторождений золота группируется в две формации [1]. Первая – золото-сульфидно-теллуровая, объединяет немногочисленные, но занимающие ведущее место в общем балансе месторождения, представителями которой являются Сотк и Меградор. Золото представлено, в основном, тонкодисперсными само-

родными частицами, а также соединениями теллура и серебра. Золото-серебряное отношение колеблется от 1:0,6 до 1:1,2. Основным компонентом является золото, промышленную ценность представляют серебро, селен, теллур, висмут. Данный тип месторождения выделен в собственно золоторудную группу объектов.

Представителями второй – золото-сульфидной формации являются Шаумянское, Личквз-Тейское, Арманисское и др. месторождения. Этот тип довольно широко развит. Основной формой проявления золота является самородная, в редких случаях оно представлено также в виде теллуридов. Преобладает тонкодисперсное золото. Кроме него отмечается высокое содержание серебра; золото-серебряное отношение варьирует от 1:7 до 1:35. Вместе с золотом и серебром промышленную ценность представляют медь, свинец, цинк, а также кадмий, селен, теллур, индий и др. Данные месторождения сведены в золото-полиметаллический промышленный тип.

Рудные тела обеих групп месторождений представлены жилами и жильными зонами, минерализованными дайками, зонами прожилкования, мелкими линзо- и гнездообразными телами. Месторождения образовались в близповерхностных и среднеглубинных условиях.

По характеру распределения золота отмечаются рудные тела с четкими геологическими границами и не имеющие определенных геологических контуров. Оконтуривание последних проводится по результатам опробования.

Месторождения отрабатываются или подземным, или комбинированным – открытым-подземным способом.

Применительно к технологии обогащения типизацию руд месторождений проводят по наличию в рудах кроме золота других промышленно извлекаемых компонентов и степени окисления руд – первичные, смешанные и окисленные. По степени окисления к первичным (сульфидным) относятся руды, содержащие не более 10-20% окисленных минералов, к смешанному типу – руды, содержащие не более 30%, к окисленным – свыше 30% окисленных минералов.

Основной способ переработки золотых руд – цианирование, золото-полиметаллические обрабатываются комбинированным способом – гравитация-флотация-цианирование.

Геолого-экономическая оценка объектов рудной минерализации на ранних стадиях

геологоразведочных работ с помощью оценочных кондиций впервые была разработана в ВИЭМС (Москва), далее проводилась в его Кавказском отделе (Ереван) и достаточно хорошо освещена в ряде работ [2,3,4].

Оценочные кондиции характеризуются двумя параметрами – количеством и качеством запасов, находящимися между собой в эмпирической зависимости, которая может быть выражена как в табличной, так и в графической форме. В свою очередь проявляется связь между количеством запасов (прогнозных ресурсов) и оптимальной годовой производительностью рудника. Последней предопределяются затраты на добычу и переработку руды.

Такая зависимость устанавливается применительно к отдельному типу месторождений для так называемых “нормализованных” условий строительства и эксплуатации горнорудного предприятия. Они предусматривают целый ряд усредненных признаков – от географо-экономической характеристики района до горно-геологических особенностей изучаемого месторождения.

К нормализованным (среднеблагоприятным) отнесены следующие условия:

- территория объекта оценки находится на отметках ниже 2000 м;
- через рудные районы проходят железнодорожные линии и шоссейные дороги, а также ВЛЭП. Удаленность оцениваемых объектов от отмеченных коммуникаций не превышает 20 км;
- наличие свободной рабочей силы, освоенность района работ;
- глубина отработки месторождения находится в пределах 250-300 м;
- коэффициент рудоносности 0,8, разубоживание до 25%;
- извлечение металлов при обогащении: золота 85%, меди, свинца, цинка и серебра – 75-80%.

При оценке конкретных объектов, отличающихся индивидуальными особенностями, используется система поправочных коэффициентов к оценочным кондициям, учитывающих отклонения от нормализованных условий. Это касается оптимальной глубины отработки, коэффициента рудоносности, обводненности, удаленности, высокогорности, экологических факторов. Существенное влияние на оценочные кондиции оказывает также колебание цен на золото (рис.1).

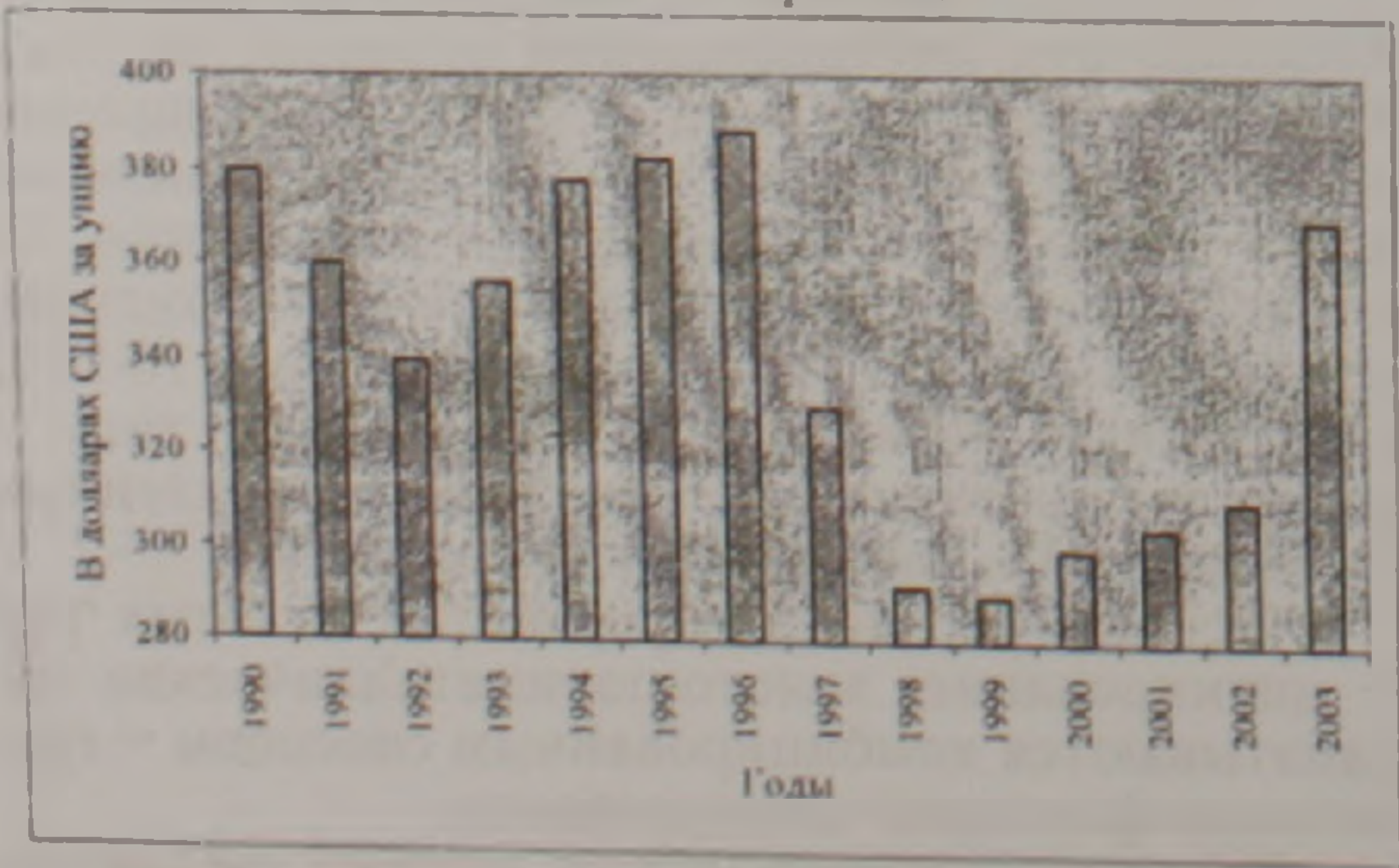


Рис.1 Колебания цены на золото по данным ЛБМ.

Оценочные кондиции разработаны применительно к собственно золоторудным и золото-полиметаллическим месторождениям, исходя из принципа равенства извлекаемой ценности из 1 т руды эксплуатационным издержкам, т.е. бесприбыльной-безубыточной деятельности. Стоимостные показатели оценки затрат и оценочные кондиции рассчитаны с учетом годового масштаба добычи руды, ее переработки на обогатительной фабрике с получением грави- и флотоконцентратов.

Технико-экономические показатели, обосновывающие оценочные кондиции с их параметрами, приведены в таблицах 1 и 2.

Таблица 1

Оценочные кондиции для жильных месторождений золота при нормализованных условиях освоения и местонахождения (подземная добыча)

Показатели	Един. измер.	Общие запасы руды в недрах, тыс. т					
		500	1000	2000	3000	5000	10000
Годовая производительность по руде	тыс. т	50	100	150	200	300	500
Срок существования рудника	лет	12	12	16	18	20	24
Себестоимость добычи руды	долл./т	27.9	24.1	22.6	20.5	18.3	17.2
Себестоимость обогащения руды	"	9.2	7.8	5.7	5.2	4.7	4.4
Накладные расходы (20%)	"	7.4	6.4	5.7	5.1	4.6	4.3
Суммарные издержки	"	44.5	38.3	34.0	30.8	27.6	25.9
Содержание золота в недрах	г/т	6.5	5.6	5.0	4.5	4.1	3.8

Таблица 2

Оценочные кондиции для жильных золото-полиметаллических месторождений при нормализованных условиях освоения и местонахождения (подземная добыча)

Показатели	Един. измер.	Общие запасы руды в недрах, тыс. т					
		500	1000	2000	3000	5000	10000
Годовая производительность по руде	тыс. т	50	100	150	200	300	500
Срок существования рудника	лет	12	12	16	18	20	24
Себестоимость добычи руды	долл./т	27.9	24.1	22.6	20.5	18.3	17.2
Себестоимость обогащения руды	"	11.4	9.9	7.8	6.8	6.0	5.8
Накладные расходы (20%)	"	7.9	6.8	6.1	5.5	4.9	4.6
Суммарные издержки	"	47.2	40.8	36.5	32.8	29.2	27.6
Содержание условного золота в недрах	г/т	6.9	6.0	5.4	4.8	4.3	4.1

Учитывая комплексный характер руд, к числу исходных показателей при расчете оценочных кондиций для золото-полиметаллических руд относятся переводные коэффициенты, для пересчета попутных компонентов в условный металл по известной формуле:

$$K_{\text{пер}} = \frac{Ц_{\text{п}} \times И_{\text{п}}}{Ц_{\text{о}} \times И_{\text{о}}}$$

где: $Ц_{\text{п}}$ и $Ц_{\text{о}}$ — цены попутного и основного компонентов,

$И_{\text{п}}$ и $И_{\text{о}}$ — коэффициенты их извлечения.

При пересчете попутных компонентов в условный металл следует учитывать нижние пределы содержаний, при которых полезный компонент не извлекается в товарную продукцию.

Вероятностный характер исходной геологической информации предопределяет неоднозначность оценок качества как прогнозных ресурсов P_1 и P_2 , так и предварительно оцененных запасов категории C_2 . Это означает, что в реальных условиях должны существовать минимальные и максимальные оценки как количества ресурсов (запасов), так и средних содержаний полезных компонентов в них.

В основе этих построений лежит ошибка аналогии, которая неизбежна на всех стадиях геологоразведочного процесса, а также ошибки, обусловленные неправильной трактовкой геологического строения и др. Численные значения возможных погрешностей определены на фактическом материале отрабатываемых в настоящее время рудных месторождений. На основе анализа данных разведки и эксплуатации большого количества месторождений установлено, что величина ошибки погрешности в определении запасов руды и содержания металлов в первую очередь зависит от степени изменчивости основных параметров оруденения и недостаточного учета закономерностей их пространственного распределения. Величина этих ошибок варьирует в значительных пределах. По собственным золоторудным и золото-полиметаллическим месторождениям относительные погрешности по запасам руды доходят до $\pm 20\%$, по содержанию — до $\pm 25\%$ [5].

Таким образом, оцениваемое месторождение

(проявление) на графике может представляться как в виде точки с фиксированными параметрами (запасы, содержание), так и отображаться в виде площади распределения этих параметров. В простейшем случае эта область в системе плоскостных координат может быть представлена прямоугольником, размеры которого определяются вероятным диапазоном колебаний количества прогнозных ресурсов или запасов по оси абсцисс и содержания полезного компонента (натурального или условного) по оси ординат.

По приведенным технико-экономическим показателям построены кривые оценочных кондиций, отображенные на рисунках 2 и 3.

Граничный параметр является "браковочным", при помощи которого исключаются те объекты, чьи ресурсы и запасы по количеству и качеству не удовлетворяют современным требованиям промышленности. Вместе с этим следует принимать во внимание то обстоятельство, что отрицательная оценка рудопроявления закрывает путь к его дальнейшей разведке. В связи с этим отбраковка должна проводиться осторожно. Следует при этом также учесть, что с момента выявления участка концентрации полезного ископаемого до его промышленной оценки — выявления месторождения проходит большой промежуток времени. За это время могут существенно измениться технико-экономические показатели и конъюнктурные требования к качеству сырья в недрах. Поэтому представляется целесообразным наряду с объектами, удовлетворяющими современным требованиям промышленности, выделить группу т.н. "потенциальных" — рудные скопления с содержанием полезного ископаемого на уровне до 70% от оценочных. Это будет способствовать учету той части ресурсов, которая не имеет очевидной ценности на современном этапе, но может представлять интерес не в столь отдаленном будущем. На рис. 2 и 3 они размещаются на поле "потенциальных" объектов.

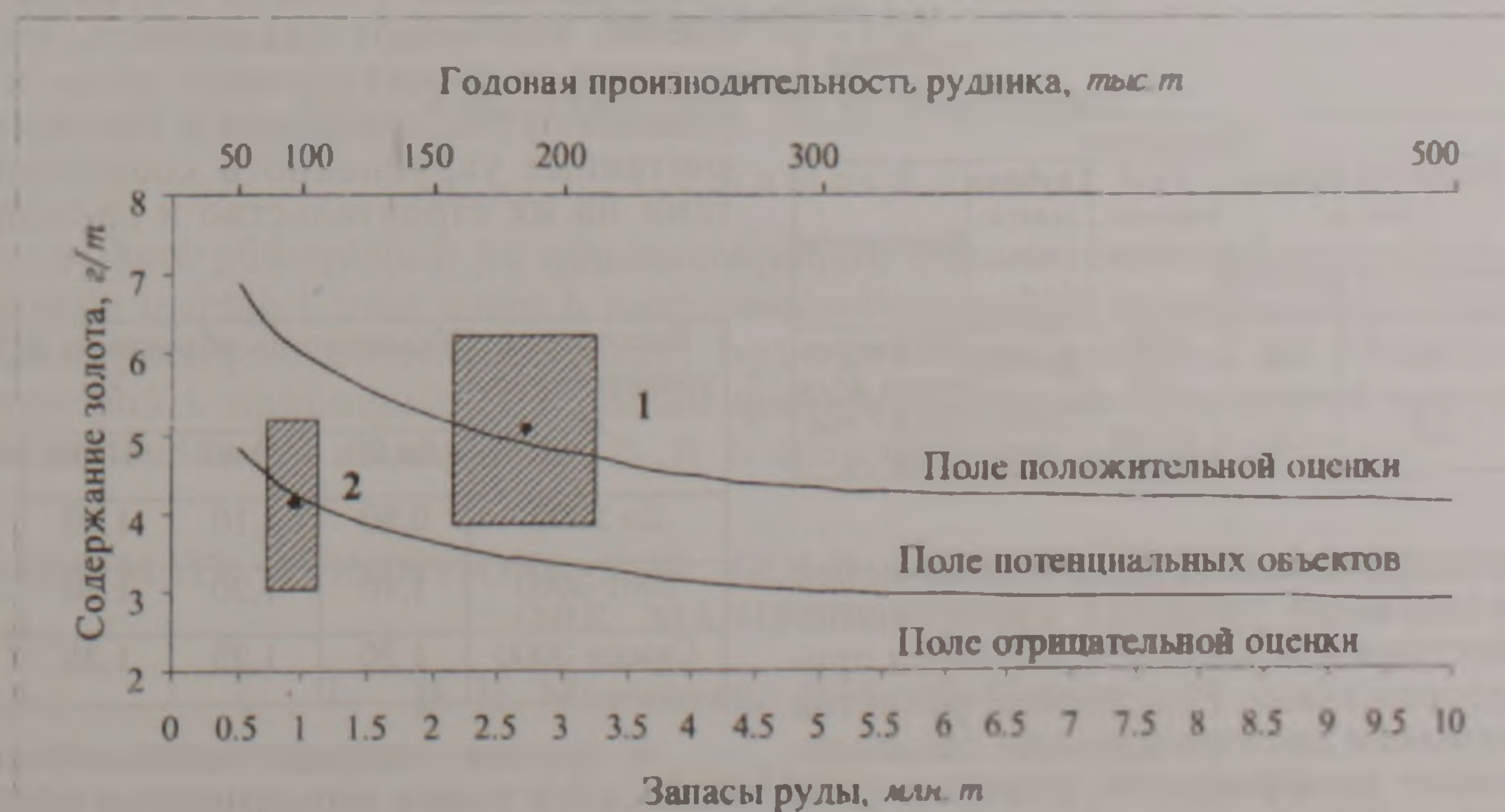


Рис.2. Оценочные кондиции для собственно золоторудных месторождений жильного типа при нормализованных условиях освоения и местонахождения (подземная добыча). Примеры оценок: 1. Тухманукское месторождение (юго-восточная зона) 2. Меграсарское проявление

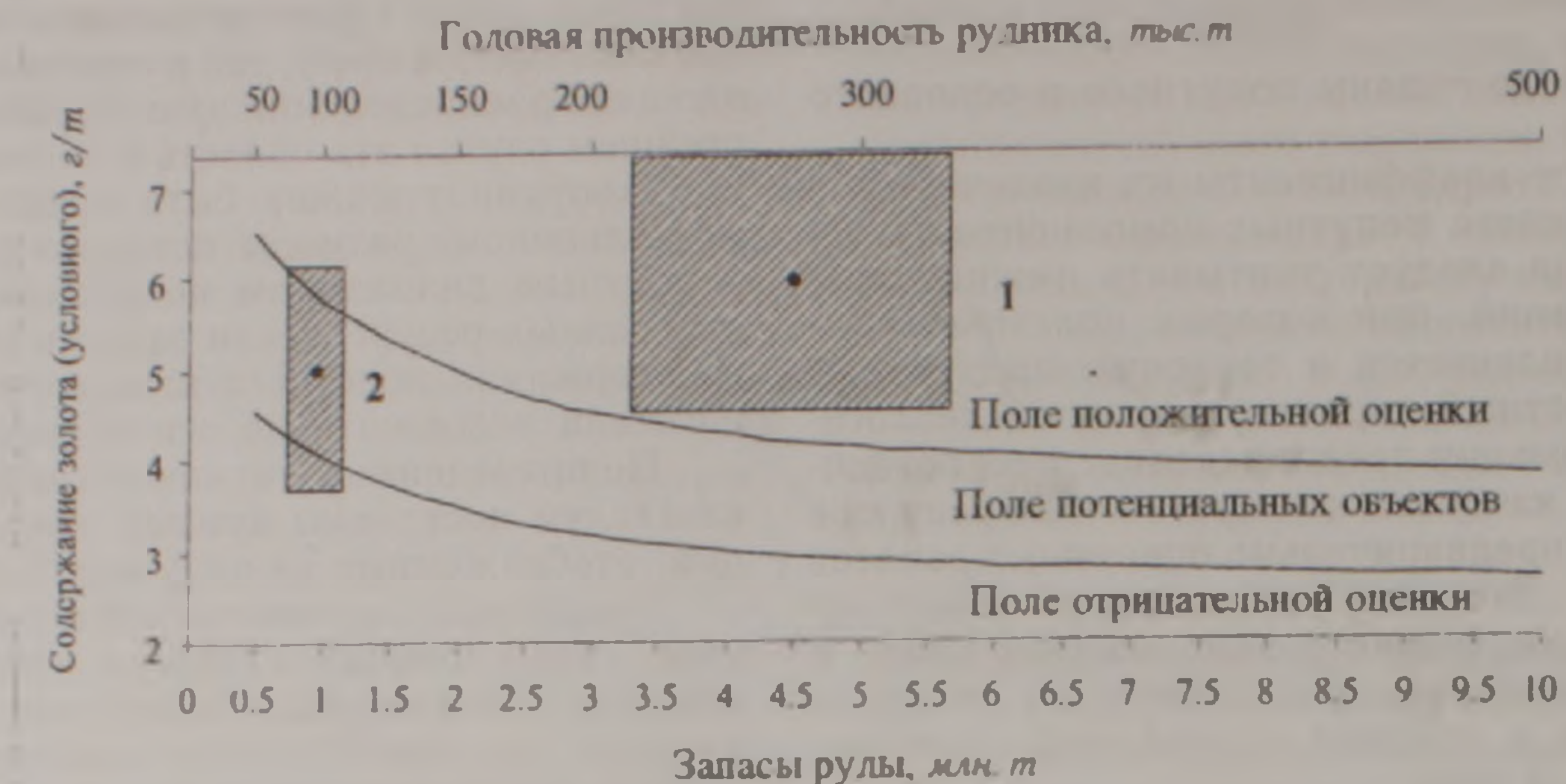


Рис. 3. Оценочные кондиции для золото-полиметаллических месторождений жильного типа при нормализованных условиях освоения и местонахождения (подземная добыча). Примеры оценок: 1. Марджанское месторождение. 2. Дзагидзорское проявление.

Оценочные кондиции для объектов, характеризующихся отклонением от нормализованных условий, корректируются поправочными коэффициентами, учитывающими индивидуальные горно-геологические и географо-экономические особенности.

Для жильных месторождений горно-геологическими факторами, влияющими на уровень оценочных кондиций, являются: мощность рудного тела, его угол падения, коэффициент рудоносности, крепость руд и вмещающих пород, глубина разработки, объем водопритока. По совокупности их влияния поправочный коэффициент при благоприятных условиях разработки принимается равным 0,9, средних (нормализованных) — 1,0, при тяжелых условиях — 1,2. Характеристики параметров горно-геологических условий приведены в таблице 3.

Таблица 3

Условия отработки	Показатели				Водоприток
	Мощность рудных тел, м		Угол падения, градус	Глубина залегания, м	
	маломощные	мощные			
Благоприятные	2	40	<20, >80	До 300	До первых сотен м³/ч
Тяжелые	0,7	6	30-60	Более 300	До 5-7 тыс м³/ч

Величина коэффициента рудоносности менее 0,8 (нормализованный уровень) существенно влияет на себестоимость добычи 1 т руды и приводит к ее удорожанию. Результаты расчетов по разрабатываемым месторождениям показали, что при значении коэффициента рудоносности, отличающегося от 0,8, следует применять поправочные коэффициенты, приведенные ниже.

В зависимости от крепости руд и вмещающих пород применяются следующие поправочные коэффициенты:

Таблица 4

Коэффициент рудоносности	Поправочный коэффициент
0,9	0,9
0,8	1,0
0,6-0,7	1,1
0,5-0,6	1,2

Таблица 5

Коэффициент крепости руд и пород по шкале М М Протодяконова	5-10	10-15	15-18	18-20
Поправочный коэффициент	0,9	1,0	1,1	1,2

Поправочные коэффициенты на географо-экономические условия нахождения объекта оценки учитывают удаленность его от существующих и проектируемых авто- и железнодорожных путей сообщения и высокогорность, рассчитанные укрупненно в соответствии с затратами на их строительство и грузоперевозки:

Таблица 6

Высота над уровнем моря, м	Удаленность объекта от путей сообщения, км				
	До 20	20-40	41-60	61-80	81-100
До 2000	0,90	1,10	1,20	1,30	1,35
2001-3000	1,10	1,20	1,30	1,40	1,45
Свыше 3000	1,20	1,25	1,35	1,45	1,55

К группе географо-экономических условий относится также экологическая обстановка, учитываемая при оценке объекта через систему территориальных нормативов — экологических издержек, в частности, за качество отчуждаемых земель под будущие горные разработки и строительство производственных комплексов. Земель-

ный фонд по народнохозяйственной ценности можно подразделить на следующие три группы (категории).

К первой отнесены окультуренные, а также земли курортных и рекреационных зон, государственные заповедники, оценка которых в силу их ограниченности и высокой ценности при отчуждении должны осуществляться по внеэкономическим принципам.

К землям второй категории условно отнесены те, горнопромышленная ценность которых не меньше сельскохозяйственной. При организации горного производства на этих землях к оценочным кондициям предлагается ввести поправочные коэффициенты на:

- отчуждаемые участки, используемые для сельскохозяйственных целей – 1,15;
- отчуждаемые участки, покрытые лесом – 1,20.

К третьей категории отнесены земли, мало пригодные под сельскохозяйственные угодья или пригодные после коренной их мелиорации. Поправочные коэффициенты на земли данного качества не принимаются [6].

На рисунках 2 и 3 показано применение оценочных кондиций. Горно-геологические параметры рассматриваемых объектов, оцененные по результатам поисковых стадий (мощность рудного тела, угол его падения, крепость руд и пород, гидрогеологические условия и т.д.), не отличаются от параметров, принятых для нормализованных условий. Поправочный коэффициент 1,1 по географо-экономическим условиям нахождения объектов применен к содержаниям металлов по Марджанскому месторождению и юго-восточной зоне Тухманукского месторождения. Как видно из рисунков, Меграсарское и Дзагидзорское рудопроявления получили отрицательную оценку, так как не установлена возможность наращивания запасов и улучшения качества руды. Что каса-

ется Марджанского месторождения и ЮВ зоны Тухманукского месторождения, то они по результатам тестирования оцениваются положительно и рекомендуются для проведения геологоразведочных работ.

Таким образом, оценочные кондиции позволяют моделировать объекты поиска и проводить надежную геолого-экономическую оценку исследуемых рудопроявлений и месторождений. Такой подход позволяет произвести своевременную отбраковку объектов, которые не могут иметь промышленного значения, а в случае положительной оценки рудопроявление переводится в разряд месторождения с принятием решения о его дальнейшем изучении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амирян Ш.О. Золоторудные формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984. 303 с.
2. Методические рекомендации по геолого-экономическому обоснованию методики проведения объемов работ поисково-оценочной стадии для месторождений жильного типа. М.: ВИЭМС, 1984. 38 с.
3. Методические рекомендации по оценке месторождений свинца, цинка, олова, вольфрама и молибдена в зоне БАМ на ранних стадиях изучения. М.: ВИЭМС, 1981. 40 с.
4. Методические рекомендации по оценке медных и свинцово-цинковых месторождений Кавказа на стадии поисковых работ. М.: ВИЭМС, 1979. 61 с.
5. Мкртчян Г.А., Мовсесян Р.С., Езакян О.С. О характере погрешностей разведочных данных штокверковых и пластообразных месторождений. Уч. записки ЕГУ. 2003, №2, с.126-130.
6. Мкртчян Г.А., Мовсесян Р.С., Алексанян К.А. Об учете экологического фактора при геолого-экономической оценке и разработке месторождений твердых полезных ископаемых. Изв. НАН РА, Науки о Земле. 2000, т. LIII, №3, с. 57-58.

ՈՍԿՈՒ ԵՎ ՈՍԿԻ-ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ԵՐԵՎԱԿՈՒՄՆԵՐԻ ԳՆԱՀԱՏՈՂԱԿԱՆ ԿՈՆԴԻՑԻԱՆԵՐ

Հ. Հ. Մկրտչյան, Ռ. Ս. Մովսեսյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում քննարկված են գնահատողական (խոտանման) կոնդիցիաներն, որոնց օգնությամբ կարելի է տալ ոսկու և ոսկի-բազմամետաղային երևակումների սկզբնական տնտեսագիտական գնահատականը: Երևակումները գտնվում են հետազոտման որոնողական և որոնողա-գնահատման փուլերում, իսկ մասշտաբներն որոշված են կանխատեսումնային ռեսուրսների P_2, P_1 և պաշարների C_2 կարգերով:

ESTIMATE CONDITIONS FOR GOLD AND GOLD-POLIMETALLIC ORE MANIFESTATION

H. H. Mkrtchyan, R. S. Movsesyan

Abstract

In article are considered estimate (boundary) conditions, with which help it is possible to make an initial economic estimation of gold and gold – polimetallc ore manifestation. They are taking place at search and search -estimated stages of study and their scales are determined on prognostical resources of categories P_2, P_1 and reserves of a category C_2 .

О РАЗВИТИИ КАРБОНАТНОГО КАРСТА В ТАВУШСКОЙ И СЮНИКСКОЙ ОБЛАСТЯХ АРМЕНИИ

© 2003 г. Р. А. Мандалян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 04.08.2003 г.

Карбонатный карст заметно развит в Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоне Малого Кавказа, в которой представлен как поверхностными, так и глубинными формами. Его формирование отражает сочетание нескольких природных факторов: тектонического, литологического, геоморфологического, гидрологического, климатического. Прослежено развитие карста Сомхето-Карабахской зоны в пределах двух областей Армении – Тавушской и Сюникской.

Тавушская область, северо-восточная Армения

Карбонатный карст широко развит в бассейнах среднего течения рек Агстев, Ахум и Тавуш, в пределах полосы протяженностью более 60 км и шириной 25-30 км [4,6]. Процессом охвачены главным образом толщи верхней юры (оксфорд-кимеридж-титон, мощность 500-1000 м) и частично верхнего мела, в составе которых много глинистых известняков и мергелей. С запада на восток по насыщенности карстовыми проявлениями обособляются две площади [4,6].

Первая охватывает промежуток от Иджеванского (Овского) хребта до левобережья р. Агстев, т.е. Иджеванский грабен-синклинорий, и сопредельную часть Алавердского антиклинория. Вторая развита в междуречье Агстев-Ахум и в структурном плане приурочена к северному крылу Шамшадинского антиклинория и его сочленению с Иджеванским грабен-синклинорием. Значительная часть закарстованной территории была покрыта лесом, но в результате неконтролируемой вырубки в последние 10-15 лет его площадь заметно сократилась.

Морфологическая характеристика и особенности строения. Самые мелкие проявления карста – округлые карры диаметром 1-3,5 см связаны с растворяющей деятельностью вод по трещинам малой величины и чаще развиваются в кровле верхнеюрской толщи почти на всем ее протяжении [6]. Максимальная густота крупных карров (3,5-6 см) эллипсоидальной и вытянутой формы диагностируется по север-северо-восточным отрогам Иджеванского хребта и по водоразделу Агстев-Ахум, что подчеркивает их непосредственную связь с талыми водами и атмосферными осадками. Как последующая стадия карста воронки и поноры преимущественно связаны с крупными трещинами северо-западного направления, а после обводнения и просадки разрастаются в рытвины и овраги. Протяженность последних – от 8-10 до нескольких десятков метров, а в отдельных случаях она достигает 150-180 м. В некоторой части их на высотах 1700-1850 м снег сохраняется до середины – конца июля. На закарстованной территории насчитывается около 120 малых-средних и 12 относительно крупных пещер (рис. 1). Максимальная высота последних 6-7 м,

длина – до 25-30 м. Здесь же развито несколько подземных пропастей глубиной 35-40 м. В их числе “Ластивер” в окрестностях с. Енокован (абс.отм. 1700 м), “Агарцин” – по отрогам Иджеванского хребта, “Зрнган” – по водоразделу Агстев-Ахум, к северу от г. Сарум (2024,7). Они характеризуются узкими вертикальными входами, книзу расширяющимися, с образованием крупных полостей. В этой связи отметим, что предварительное определение глубин, основанное на подсчете секунд от падения камня в пропасть до всплеска воды, могут оказаться заниженными. В первую очередь это относится к междуречью Агстев-Ахум, где, вероятно, развиты многоэтажные пещерно-гrotовые системы, соединенные боковыми ходами и вертикальными каналами. На это наводит высокая частота встречаемости пещер в интервале абсолютных отметок 1500-1800 м, максимальные (до 1000 м) мощности верхнеюрской карбонатной толщи, развитие уходящих на глубину приразломных оперяющих трещин и небольших магматических внедрений



Рис 1. Закарстованные известняки кровли верхнеюрской карбонатной толщи. Иджеванский хребет, абс.отм. 1800-1900 м.

В структурном плане отчетлива пространственная связь карста с разрывными дислокациями сбросового характера: близмеридиональными Дитаванскими и Акнахпюр-Лусадзорскими сбросами с амплитудами соответственно 900-1400 и 250 м, а также субширотным – Спитакджур-Гандзакарским (300 м). Кроме того, в закарстованной полосе развит ряд сбросов с амплитудой от первых десятков до 180 м, а также сбросо-сдвиги. Примечательно также внедрение в кар-

бонатные толщи небольших интрузий габбро и габбро-диабазов, приведшее к некоторому поднятию кровли, мраморизации и растворению вмещающих пород.

А по левобережью Агстев, главным образом в бассейне реки Талигет, на площади 25 км² в известняках и доломитах проявлено низкотемпературное гидротермальное растворение, приведшее к формированию в них многочисленных пустот и крупных полостей, содержащих минерализацию исландского шпата в составе гнезд, жил и штокверков крупноблочного кальцита [2]. Хорошо ограненные кристаллы шпата размерами от 2-3 до 12-15 см чаще развиваются в составе дедоломитов и окаймляются листоватыми агрегатами горной кожи (палыгорскита). Шпатоносная зона развивается и по водоразделу Агстев-Ахум, где сопровождается аналогичным минералообразованием.

К востоку, в междуречье Ахум-Тавуш интенсивность карста падает в связи с пространственным замещением карбонатных накоплений вулканическими, в составе которых преобладает эффузивно-гиадокластитовая ассоциация базальт-андезитового состава [2,5]. И как следствие, в связи с увлажнением грунтов и пород, содержащих обильный монтмориллонитовый компонент, в этой полосе часто возникают оползневые явления [5]. Еще к востоку, в бассейне р.Тавуш карст присутствует лишь у Бердских ворот и в окрестностях с.Мосес в форме пещер и провальных колодцев. Отметим также, что в глинистых известняках и мергелях верхнего мела, развитых в Тавушской области, интенсивность карста значительно падает. Как правило, в них формируются пустоты, ниши, полости и короткие пещеры. Исключение составляют несколько приразломных участков вдоль север-северо-западной части водораздела Агстев-Ахум.

Условия формирования. Приведенные сведения характеризуют карст Тавушской области как многофазное явление, обусловленное сочетанием следующих условий:

- развитием тектонических деформаций и, в первую очередь, системы разломов Иджеванского грабена, приведших к значительным смещениям, дроблению и повышенной трещиноватости карбонатных пород с увеличением их проницаемости;
- проявлением гидротермального карста с формированием многочисленных полостей, в последствии расширенных и углубленных холодным карстом;
- наложением на древний структурно-литологический фон Тавушского региона неотектонических подвижек и новых физико-географических условий, включая воздымание горной системы, перестройку орографического плана и быстрое врезание речной сети, периодическое увлажнение климата, развитие леса и почвенного покрова, т.е. системы глобальных явлений, развивавшихся, вероятно, с нижней части эоплейстоцена и приведших к интенсивному растворению и вымыванию карбонатного компонента.

В литологическом аспекте карст развивается избирательно: быстрее в чистых карбонатных породах и замедленное в песчано-глинистых и кремнистых разностях. Заметно слабее он протекает в мергелях, спонголитах и сильно известковых гиадокластитах.

Сюникская область, юго-восточная Армения

По масштабам и формам проявления карбонатный карст здесь выражен умереннее и в структурном плане приурочен к Капанскому антиклинорию и полосе его сочленения с Зангезурским антиклинорием и Горисским синклинорием. Главные закарстованные участки слагаются известняками нижнего мела (неокома) мощностью до 400 м и частично верхней юры (оксфорд-кимеридж-титона), которые в отличие от Тавушской области имеют ограниченное развитие и уступают место вулканитам того же возраста. Исключение составляет водораздел Халадж-Кашуни (массивы гор Тапасар, Ахчикаин, Кяки), где мощности верхнеюрских известняков достигают 300-440 м [1,3]. Главной формой карста являются карры (рис.2), блюдца, воронки и поноры, тогда как провальные колодцы и подземные пещеры развиты лишь в массивах гор Хуступ и Тапасар и в нескольких участках по правобережью р.Воротан.



Рис 2 Развитие карров (темное) в известняках нижнего мела Капанского антиклинория. Кармракарский перевал.

В тектоническом смысле здесь налицо воздействие Гиратахского разлома и Воротанской группы нарушений, обеспечивших трещиноватость, необходимую для вертикальной и горизонтальной циркуляции вод.

По сравнению с Тавушской областью заметны следующие различия:

- меньшая мощность и специфика состава закарстованных известняков – присутствие глинистой примеси и слабо выраженная доломитизация;
- отсутствие развитого по площади гидротермального карста, с которым связывается формирование крупноблочного кальцита и исландского шпата;
- умеренное развитие гипергенеза известняков, в том числе глеевого процесса, как следствие меньшего количества осадков и относительно низкой влажности пород.

Заклучение

На изученной территории карбонатный карст максимально развит в Тавушской области, где к настоящему времени проявлен в развитии воронок, просадочных явлений, оврагов и карстовых обвалов, дальнейшей разработке полостей, пещер и провалов, иссякании родников или чрезмерном возрастании их дебита. Ускорению этого процесса способствуют хищническая вырубка леса, неконтролируемая выемка грунтов, продвижение земледелия в горы, перепас скота, ветхость ирригационных и противоэрозионных сооружений. Как наглядный пример нарушения природной среды, Тавушский карст требует детального изучения. К этому обязывает наличие в закарстованных массивах и их обрамлении таких объектов, как железнодорожная и автомобильные трассы, трубопроводы, гидротехнические и ирригационные сооружения, сельскохозяйственные угодья, ряд сел и развивающиеся кварталы Иджевана и Берда. Другая особенность Тавушского карста состоит в смыкании с оползневыми процессами, как это максимально проявлено по левобережью р.Ахум. Наконец, не до конца предсказуемы последствия возможных здесь неотектонических подвижек. — произойдут новые проседания, обрушения сводов пещер, стенок провалов и пропастей, что приведет к образованию карстовых запруд и затоплений местности, активизации оползневых процессов. Налицо опасное

геологическое явление, требующее комплексного изучения, прогноза развития и разработки профилактических мер.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян В.Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, 365 с.
2. Мандалян Р.А. Вулканогенно-карбонатная формация верхней юры — нижнего мела северной части Армянской ССР (литология, основные черты палсовулканизма, полезные ископаемые). В кн.: Стратиграфия и литология Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1979, с.101-193.
3. Мандалян Р.А. Верхнеюрский-неокомский седиментогенез Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1990, 172 с.
4. Мандалян Р.А. О структурно-контролируемых преобразованиях карбонатных пород в ряде разломных зон территории Армении. Доклады НАН РА, 1999, т.99, N4, с.356-361.
5. Мандалян Р.А., Мхитарян Р.Г. О верхнеюрских монтмориллонитовых глинах Шамшадинского антиклинория (Сомхето-Карабахская зона, Малый Кавказ). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2001, т.53, N1, с.33-37.
6. Мандалян Р.А. О развитии карста в Тавушской области Армении. Доклады НАН РА, 2002, т.102, N4, с.336-340.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՏԱՎՈՒՇԻ ԵՎ ՍՅՈՒՆԻՔԻ ՄԱՐԶԵՐԻ ԿԱՐՔՈՆԱՏԱՅԻՆ ԿԱՐՍՏԻ ԶԱՐԳԱՅՈՒՄԸ

Ռ. Ա. Մանդալյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Կարբոնատային կարստը նկատելի զարգացած է Փոքր Կովկասի Սոմխետո-Ղարաբաղի գոտում և Հայաստանի տարածքում ամենալայն տարածում ունեն Տավուշի մարզում՝ Աղստև, Հախում, Տավուշ գետերի միջին հոսանքներում: Այդ տարածքում նրանք ձգվում են մոտավորապես 60 կմ և ներկայացված են ինչպես վերգետնյա, այնպես էլ խորքային ձևերով:

Որպես վտանգավոր երկրաբանական երևույթ, կարուստը այստեղ պահանջում է անընդմեջ ուշադրություն և հատուկ ուսումնասիրություն:

ON THE DEVELOPMENT OF CARBONATE CARST IN THE TAVOUSH AND SUNIK REGIONS OF ARMENIA

R. A. Mandalyan

Abstract

Considerable development of carbonate carst within the Somketo-Karabakh structural formation zone is represented by both surface, and deep forms. Formation of this carst reflects a combination of several natural factors: tectonic, lithological, geomorphological, hydrological, and climatic ones. Development of the carst in the Somketo-Karabakh zone is studied for two provinces of Armenia — Tavoush and Sunik.

О ЗАВИСИМОСТЯХ УСКОРЕНИЙ КОЛЕБАНИЯ ГРУНТОВ ПРИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ. НЕКОТОРЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

© 2003 г. В. Г. Григорян

Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА
377515, Гюмри, ул. В. Саркисяна, 5, Республика Армения.
E-mail: iges@shirak.am
Поступила в редакцию 09.07.2003 г.

В данной работе рассматриваются зависимости максимальных ускорений грунтов A_{max} от магнитуды- M , расстояния- R от очага при сильных землетрясениях. При этом на фоне общемировых статистических данных изучены некоторые региональные закономерности таких оценок. В итоге рекомендован аналог-модель типа $A_{max} = \Phi(M, R)$ применительно к территории Армении.

Для наиболее объективной оценки сейсмической опасности и риска как больших территорий, так и отдельных городов, населенных пунктов и площадей особо ответственных объектов необходимо по возможности точно прогнозировать количественные параметры колебаний почвы при сильных землетрясениях [4].

Амплитудный уровень, продолжительность и спектральный состав ускорений колебаний являются важнейшими параметрами сейсмического воздействия.

Зависимости максимальных ускорений от магнитуд и расстояний исследовались многими авторами. Были предложены разные модели зависимостей $A_{max} = \Phi(M, R)$, суммируя которые можно выделить несколько, наиболее известные.

Модель Эстева и Розенблюта [11], где зависимость A_{max} от M и R выражается соотношением:

$$\lg A_{max} = a + bM - c \lg(R + d)$$

(d -обычно принимается равной 25).

Модель Аки Ричардса, описанная в [2], имеет вид

$$\lg A_{max} = a + bM - d \lg(C_1/R^2 + C_2/R) + eR$$

Связь между ускорением, M и R модели Бура и Джойнера описывается выражением [12]:

$$\lg A_{max} = a + bM - d \lg(R^2 + C_1^2)^{C_2}.$$

В модели, предложенной Кемпбеллом [10], соотношения между A_{max} , M и R записываются в виде:

$$A_{max} = a \exp(bM) [R + C_1 \exp(C_2 M)]^{-d}.$$

В монографии Э.Хачияна [9] описываются, помимо вышеприведенных, также несколько моделей, например, Милна и Девенпорта (для разных R), Эстева и Виллаверде, Амбрасейса и Боммера и др. Последние в общем случае представляются в виде следующей зависимости:

$$\lg A_{max} = \alpha + \beta M - n_0 \lg R' + bR' + \sigma P,$$

где коэффициенты $\alpha, \beta, n_0, b, \sigma$ для Европы, Америки и Японии имеют разные значения (данные приводятся в [9]).

Зависимости типа $A_{max} = \Phi(M, R)$ достаточно хорошо изучены также В.В.Штейнбергом, Ф.Ф.Аптикаевым, Н.В.Шебалиным и другими.

Ф.Ф.Аптикаевым [2] выделены три зоны с различным затуханием амплитуд: очаговая, ближняя и дальняя зоны. В пределах очаговой зоны ускорение грунта не изменяется. Ускорение грунта A_{max} в ближней зоне описывается эмпирической формулой:

$$\lg A_{max} = C(0.33M - 0.61 - \lg R) + 2.23 \pm 0.16.$$

В результате анализа зависимостей максимальных единичных ускорений от магнитуд и эпицентральных расстояний В.В.Штейнбергом была предложена модель, подобная модели Кемпбелла [8]. Величина A_{max} вблизи разрыва ($R \leq 3 \div 5$ км) в интервале магнитуд 5.5-7.5 связана с магнитудой соотношением:

$$\lg A_{max} = 770 [1 - \exp(-0.314 \cdot 3^{M-5})].$$

Интерполируя полученные значения A_{max} в интервале $M=5.5-7.5$ и экстраполируя за ее пределы, построены графики зависимостей амплитуд максимальных ускорений от магнитуд для фиксированных расстояний R .

Графики зависимости амплитуд максимальных ускорений от магнитуд для фиксированных расстояний R , полученные В.В.Штейнбергом [8], представлены на рис.1. (графики приведены только для сдвиговых землетрясений).

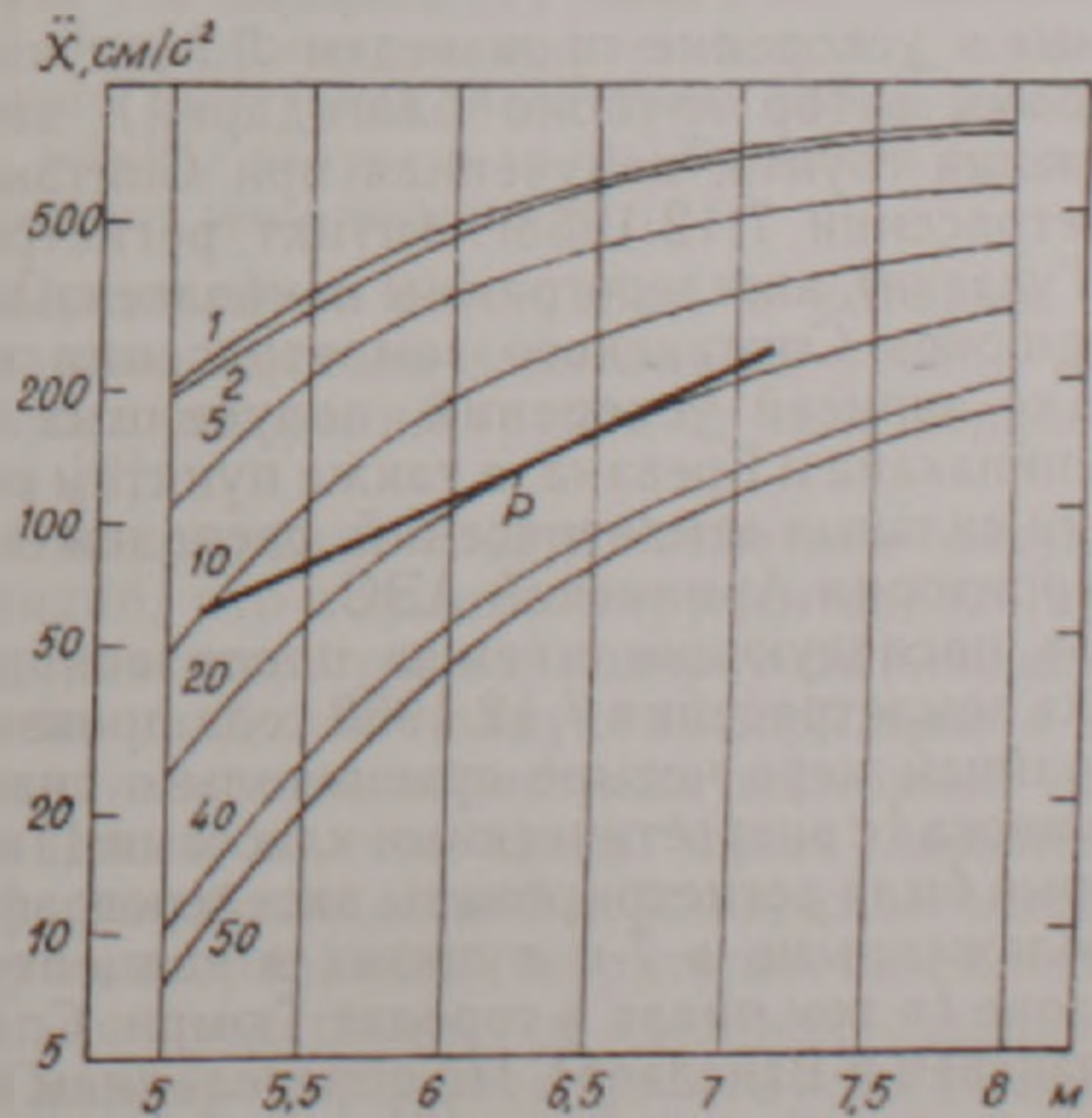


Рис.1. Сопоставление регионального графика зависимости амплитуд максимальных ускорений (кривая P) с аналогичными графиками по модели В.В.Штейнберга [8] (для фиксированных расстояний R).

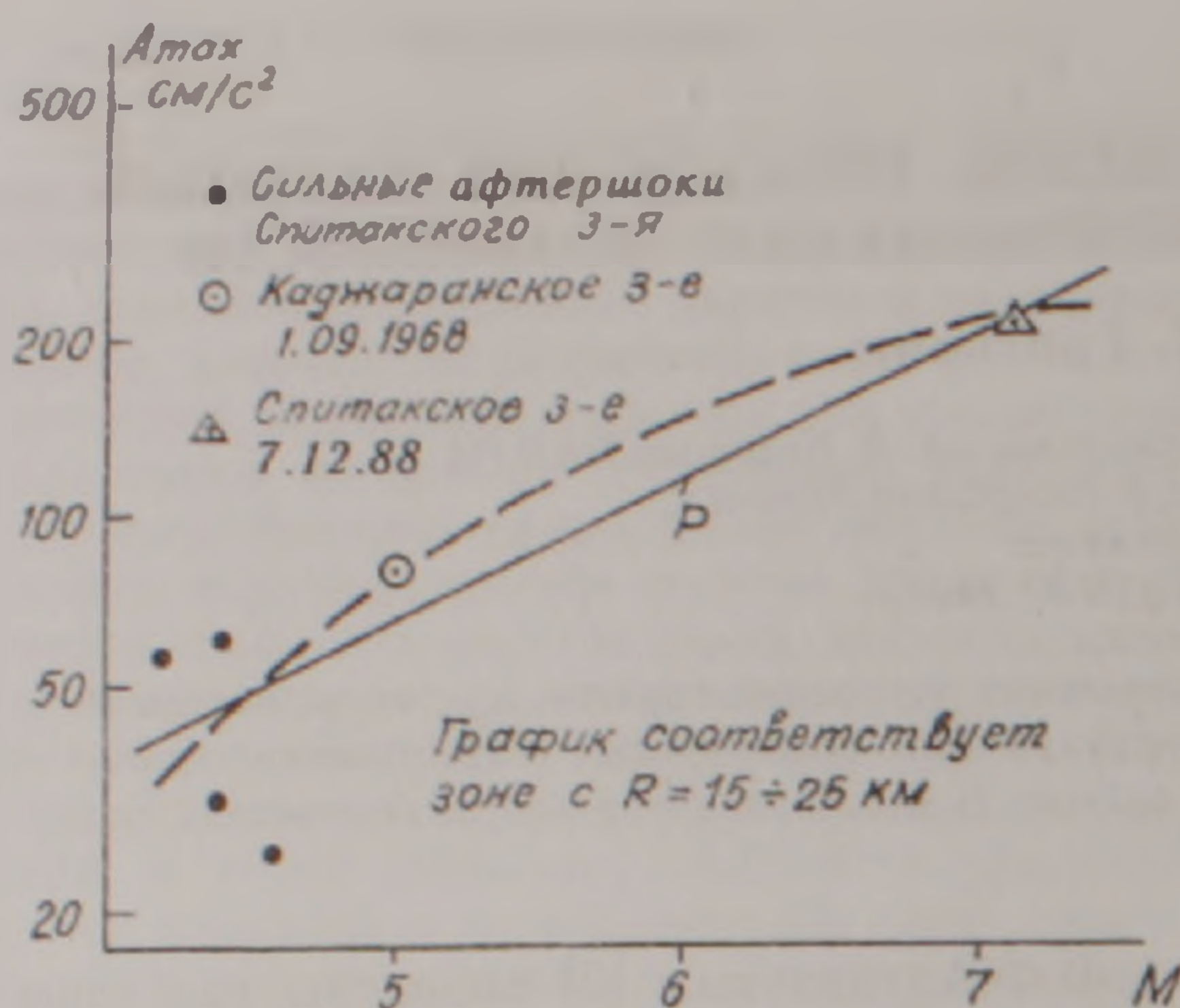


Рис 2. График зависимости амплитуд максимальных ускорений от магнитуды по региональным данным (для расстояний $R < 25$ км).

Относительную применимость какой-нибудь из приведенных (или вообще существующих) стандартных моделей в отношении нашего региона (территории Армении) можно будет обосновать только после возможного сопоставления и анализа всех имеющихся данных. Поэтому получение т.н. "собственных" закономерностей количественных характеристик колебаний почвы от очаговых параметров (хотя и на достаточно скудном сейсмостатистическом материале) и их сопоставление с существующими моделями имеет очень важное значение. Такой сравнительный анализ позволяет с более высокой вероятностью использовать какой-либо из приведенных моделей применительно к нашим условиям в требуемых пределах изменения параметров M и R .

К сожалению, инструментальные данные об ощутимых и сильных землетрясениях, происшедших на территории Армении, очень скудны. Для сейсмостатистической обработки использовались: запись смещения грунта при Каджаранском землетрясении 1.09.1968г. [7] (перерасчет сейсмограммы в ускорение произведен Л. Манукяном, которому автор глубоко благодарен); запись ускорения грунта, полученная при Спитакском землетрясении 7.12.1988г. (пункт регистрации пос. Гукасян), акселерограммы наиболее сильных афтершоков Спитакского землетрясения и несколько записей ускорений, полученных ИСС г. Ленинакана и Еревана, а также пунктом регистрации сильных землетрясений, расположенным на территории Армянской АЭС.

За последующие месяцы после основного толчка землетрясения 7.12.1988 года произошли по крайней мере четыре сравнительно сильных афтершока (с энергетическими классами 11 и 13), которые были зарегистрированы акселерографами, расположенными в 7-и пунктах в эпицентральной зоне (в том числе в городах Гюмри, Спитак, Степанаван и Ванадзор). По определениям координат ощутимых толчков [3] устанавливались средние удаления приборов от эпицентров, из записей ускорений — основные динамические ха-

рактеристики (табл. 1). В выборки попали 16 значений ускорений (наиболее сильные компоненты в основном горизонтальные). Для каждого сейсмического события рассчитали "средний вес" ускорений по всем станциям (при фиксированных значениях $K(M)$), исходя из того, что в среднем они имели почти одинаковые удаления от очагов.

Среднее A_{max} для всех четырех событий, энергия которых колеблется в пределах $K=11$ и 13 ($M=4.2-4.7$) по всем регистрирующим станциям, составляет 46.3 см/с^2 при стандарте отклонений 14. Распределение ускорений близнормальное и хорошо сопоставляется с графиком распределения ускорений для землетрясений интенсивностью 6 баллов по данным [5]. При этом среднее значение A_{max} для землетрясений интенсивностью 6 баллов составляет 42 см/с^2 (стандарт отклонения ± 14) [11].

Результаты анализа записей афтершоков Спитакского землетрясения показывают, что характеристики колебаний грунтов обусловлены инженерно-геологическими особенностями места регистрации, что особо проявилось в г. Ленинакане. Следствием этого фактора являются также зарегистрированные большие ускорения в пунктах Торосгюх (249 см/с^2) и Налбанд (192 см/с^2) при сравнительно слабых толчках.

Имеющиеся значения ускорений грунтов при разных M , включая данные об основном толчке землетрясения 7.12.1988 г., а также значения ускорения землетрясения 1.09.1968 г. в Каджаране 79.4 см/с^2 (полученное из сейсмограммы расчетным путем) использованы для построения зависимости $A_{max} = \Phi(M)$ (рис. 2). Очевидно, что статистический вес проведенной кривой очень невелик, а в промежутке (магнитуды 5.0-7.0) она проведена при практически полном отсутствии данных A_{max} . Поэтому по этим результатам нельзя сделать однозначные заключения о закономерностях рассматриваемых соотношений, применительно к нашей территории.

Аналитически она аппроксимируется выражением:

$$\lg A_{max} = 0.23M + 0.67.$$

При этом считаем, что данная оценка соответствует зоне $R < 25$ км. Очевидно, что по мере накопления сейсмостатистического материала такие зависимости могут быть более уточнены и в результате рекомендованы в качестве региональных моделей.

С практической точки зрения представляет большой интерес сопоставление полученной зависимости с приведенными выше моделями $A_{max} = \Phi(M, R)$, полученными ведущими сейсмологами мира. В результате такого детального сопоставления выявлено, что наибольшее сходство в соотношениях $A_{max} = \Phi(M, R)$ мы имеем при сравнении с моделью, предложенной В.В. Штейнбергом [8].

Таблица 1
Основные кинематические и динамические характеристики наиболее сильных афтершоков Спитакского землетрясения

Дата землетрясения	Энергетический класс К (магнитуда М)	Глубина очага, (h) км	Число регистрирующих станций	Средние значения R и A _{max} по всем регистрирующим пунктам	
				R, (км)	A _{max} (см/с ²)
31.12.1988	12 (4,44)	10	6	16,3	62,8
04.01.1989	12 (4,44)	5	6	20,7	32,0
08.01.1989	11,8 (3,72)	10	4	16,4	63,95
30.03.1989	12,3 (4,66)	10	2	19,0	26,5

Таблица 2
Максимальные значения ускорений грунта при разных М для четырех диапазонов расстояний R

R(км)	M						
	A _{max} см/с ²	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5
< 5	Расчет- ное	100	229	380	500	575	602
	Округ- ленное	100	225	375	500	575	600
5 + 10	Расчет- ное	79	180	318	412	525	600
	Округ- ленное	75	175	325	400	525	600
10 + 15	Расчет- ное	75	158	251	355	457	500
	Округ- ленное	75	150	250	350	450	500
15 + 30	Расчет- ное	44,7	80	125	175	240	300
	Округ- ленное	50	75	125	175	250	300

Как видно из рис.1, кривая зависимости (Р) имеет достаточно близкий уровень с кривой для R=20км (особенно в диапазоне значений М=5.5-7.5). Следует отметить еще и то, что разброс значений А_{max} (в таких оценках вообще) довольно значительный, достигающий 0.2-0.4 лог.ед., что связано со многими трудноучитываемыми факторами (местные грунтовые условия, механизмы очагов, направленности излучения и др.). По графикам из рис.1. была построена кривая зависимости максимального ускорения грунта от эпицентрального расстояния, которую иначе на-

зывают кривой затухания эффекта землетрясения. При этом для продолжения правой ветви этой кривой использованы данные об ускорениях грунта, полученные в г.Ереване и на территории ААЭС во время Спитакского землетрясения (рис.3). Важно заметить, что кривая имеет очень хорошую сходимость с аналогичными кривыми, приведенными в работе [9].

В табл.2 приведены максимальные значения ускорений грунта при разных М для четырех диапазонов расстояния R (км). Учитывая значительный разброс в оценках А_{max}, достигающий, как отметили выше, значений 0.2-0.4 лог.ед., в табл.2 приведены также округленные (в пределах 0.025g) величины максимальных ускорений.

Значения А_{max}, приведенные в табл.2, рекомендуются для использования в практических задачах по оценке сейсмоопасности территории и площадок в условиях недостаточной инструментальной информации. Очевидно, что оценки А_{max} осредненные и приводятся без учета грунтовых условий. Кроме того, как отметили выше, на амплитудный уровень колебаний кроме всего прочего влияет механизм подвижки в очаге.

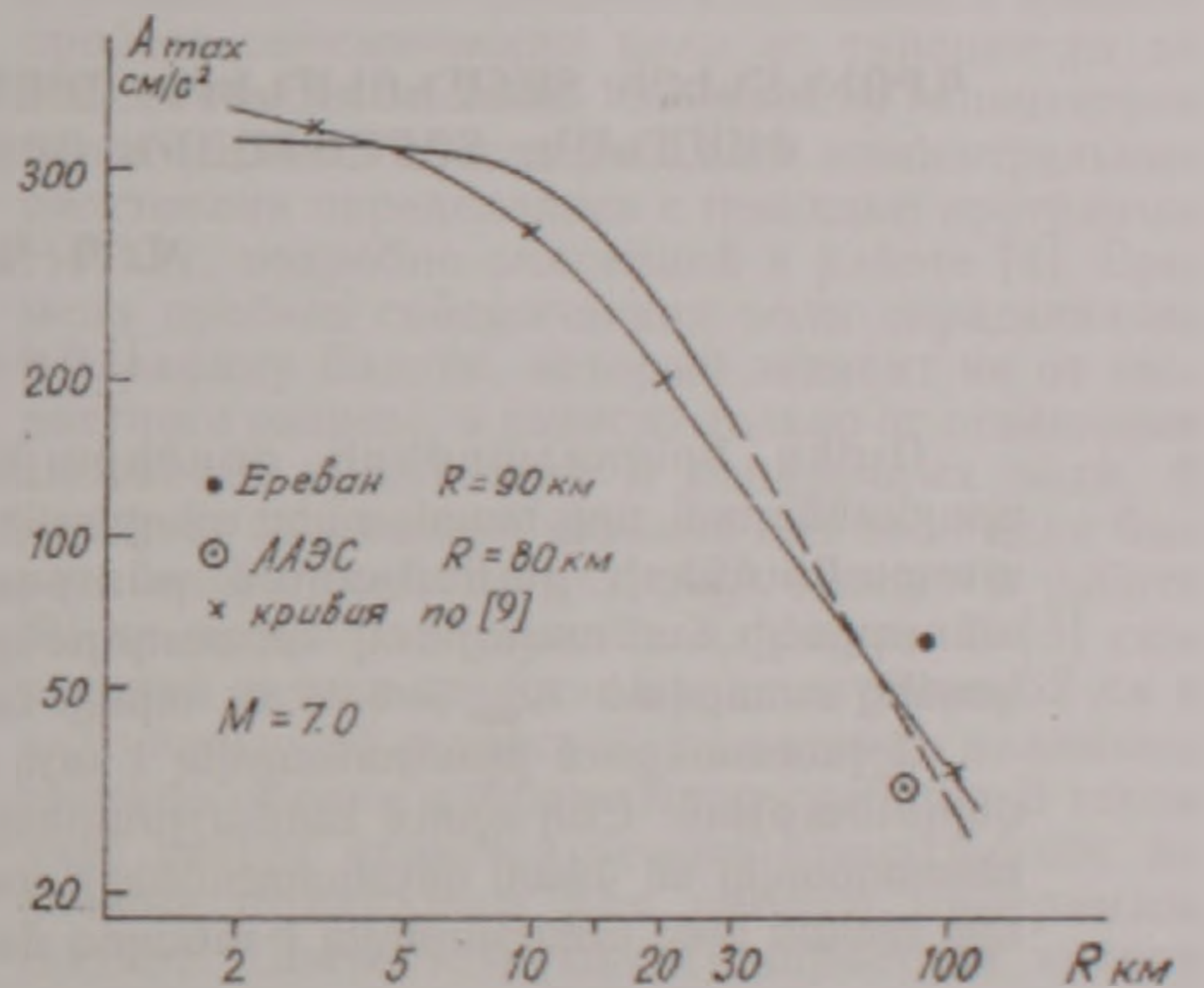


Рис.3. Региональная кривая зависимости A_{max} от эпицентрального расстояния. Крестиками обозначена кривая $A_{max} = \Phi(R)$, полученная Э. Хачияном по данным Спитакского землетрясения [9].

Существует ряд работ, в которых количественно оценена зависимость уровня максимальных ускорений грунта от типа подвижки в очаге [2].

В заключение следует отметить следующее: очевидно, что только инструментальная запись (напр., акселерограмма) конкретной площадки содержит наиболее полную информацию о количественных характеристиках колебаний почвы. Очевидно и то, что такая "схема" задания информации об ожидаемой сейсмической опасности для рассматриваемых территорий или площадей пока что представляется идеализированной [6].

Поэтому приходится прибегнуть к косвенным методам, в частности, использовать накопленный инструментальный материал других сейсмоактивных регионов мира, соблюдая при этом условия сеймотектонической аналогии. Настоящая

статья посвящена именно научным и практическим аспектам этой проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология, т.2. гл.14. М: Мир, 1983, с. 777-800.
2. Алтикаев Ф.Ф. Сильные движения грунта при землетрясениях. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. докт. ф.-м. н. М.: 2001, 47 с.
3. Арефьев С.С., Татевосян Р.Э., Парини И.Е. и др. Спитакское землетрясение 7 декабря 1988г.: Сейсмологические исследования. Вопросы инж. сейсм., вып. 31, М.: Наука, 1990, с.4-35.
4. Григорян В.Г., Овсепян А.А. Ретроспективная оценка сейсмического риска территории г. Гюмри (до землетрясения 7. 12. 1988г.). Сб. научных трудов конф., посв. памяти А. Бабаджаняна, 12-14 окт. 1999. Гюмри: Изд-во "Гитутюн", 1999, с.270-280.
5. Назаров А.Г., Дарбинян С.С. Основы количественного определения интенсивности сильных землетрясений. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974, 165 с.
6. Назаров А.Г. Основная проблема инженерной сейсмологии. Бюллетень по инженерной сейсмологии, №8, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1973, с.5-9.
7. Рустанович Д.Н. Колебания поверхности Земли в эпицентральных зонах сильных землетрясений. М.: "Наука", 1974, 97 с.
8. Штейнберг В.В. Параметры колебаний грунтов при сильных землетрясениях. Детальные инженерно-сейсмологические исследования. Вопросы инж. сейсм., вып.27. М.: Наука, 1986, с.7-22.
9. Խաչիյան Է. Կիրառական երկրաշարժագիտություն. Երևան, ՀՀ ԳԱԱ «Գիտություն» հրատարակչություն, 2001թ., 311 էջ:
10. Campbell K. Near source attenuation of peak horizontal acceleration. Ibid. P.20039-20070.
11. Esteva L., Rosenblueth E. Espectros de temblores a distancias moderadas y grandes. Soc. Mexic. Ingen. Seismol. Bull. 1964, vol.2 p. 1-18.
12. Ioyner W., Boore D. Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records, including records from the 1979 Imperial Valley California earthquake. Bull. Seismol. Soc. Amer. 1981. Vol. 71, # 6. p.2011-2038.

ԳՐՈՒՆՆԵՐԻ ՏԱՏԱՆՈՒՄՆԵՐԻ ԱՐԱԳԱՅՈՒՄՆԵՐԸ ՈՒԺԵՂ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ԺԱՄԱՆԱԿ: ՏԱՐԱԾՔԱՅԻՆ ՈՐՈՇ ԱՌԱՆՉՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ

Վ. Գ. Գրիգորյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Ուժեղ երկրաշարժերի գործիքային գրանցումների զգալի սակավության պայմաններում, որը հատկապես տեղի ունի Հայաստանի տարածքի համար, գրունտների տատանումների քանակական բնութագրերի գնահատումները կատարվում են անուղղակի ճանապարհով՝ օգտագործելով աշխարհի առաջատար սեյսմաբանների կողմից ստացված $A_{max} = \Phi(M, R)$ տիպի մոդելներ:

Աշխատանքում իրականացվել է այդ տիպի մի շարք մոդելների համեմատական վերլուծություն: Ընդ որում համաշխարհային վիճակագրական տվյալների ֆոնի վրա հետազոտվել են նման գնահատումների տարածքային որոշ առանձնահատկություններ, որի հիման վրա առաջարկվել է անալոգ մոդել:

GROUND VIBRATION ACCELERATIONS IN STRONG EARTHQUAKES: SOME OF REGIONAL DISTINCTIVE FEATURES

V. G. Grigoryan

Abstract

The paper considers dependence of peak ground accelerations A_{max} on magnitude M , and on distance from source R in strong earthquakes. Some of regional regularities of these estimates are studied against the background of global statistical data. As a conclusion, an analog-model of $A_{max} = \Phi(M, R)$ type, applicable for the territory of Armenia, is recommended.

УТОЧНЕНИЕ СКОРОСТНОЙ КРИВОЙ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОСНОВНЫХ ПАРАМЕТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

© 2003 г. А. М. Аветисян*, В. Ю. Бурмин**, К. В. Геворкян*

* Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА
377515, Гюмри, В. Саргсяна, 5, Республика Армения

** ОИФЗ РАН
123810, Москва, Большая Грузинская, 10, Российская Федерация
Поступила в редакцию 03.03.2003 г.

По временам прихода продольных и поперечных сейсмических волн от близких землетрясений Кавказа уточнена скоростная модель земной коры на территории Республики Армения. Полученные результаты позволяют более точно определять координаты землетрясений, зарегистрированных сейсмической сетью Кавказского региона.

Введение

Определение координат эпицентров землетрясений является первоочередной задачей в сейсмоактивных регионах. От точности этих определений зависит правильность решения прогностических и структурных задач сейсмологии. Для локализации землетрясений в настоящее время применяются в основном разновидности метода Гейгера [2], которые используют годографы сейсмических волн. Так, для определения координат землетрясений на территории Республики Армения, как правило, используются осредненные годографы [8], полученные по данным землетрясений [6,8]. Методы этого типа основаны на линеаризации функционала невязок времен пробега сейсмических волн. Как известно, сходимость этих методов существенным образом зависит от начального приближения. Система линейных уравнений, возникающая в этом случае, носит локальный характер, так как она справедлива только в окрестности начального приближения. Существуют другие методы определения координат гипоцентров, также основанные на решении систем линейных алгебраических уравнений, но имеющие глобальный характер, то есть не зависящие от начального приближения [4]. В этих методах для определения гипоцентров землетрясений обычно используются скоростные колонки. Таким образом, чтобы использовать эти методы необходимо знать скоростное строение региона.

Строению земной коры и верхней мантии территории Кавказа и, в частности, Республики Армения посвящен ряд работ, наиболее интересными из которых для нашей задачи являются [1, 5, 7, 9]. К сожалению, скоростные разрезы, приведенные в этих работах, носят противоречивый характер и поэтому не позволяют использовать их для определения координат гипоцентров землетрясений. В связи с этим в настоящей работе ставится задача получения скоростной колонки, пригодной для определения координат гипоцентров землетрясений на территории Республики Армения по данным местных же землетрясений.

Методика построения скоростной колонки по данным землетрясений

Процедура получения скоростной колонки разбивается на несколько этапов. Первый этап заключается в получении сейсмического годографа продольных волн. Для этого необходимо определить эпицентральные расстояния и времена пробега сейсмических волн от гипоцентра до сейсмических станций. Координаты гипоцентров землетрясений и, следовательно, эпицентральные расстояния определялись с помощью программы HYPO1, подробно описанной в работе [4]. Времена пробега сейсмических волн определялись по графику Вадати, который зависит не от скоростного разреза, а зависит только от отношения скоростей продольных и поперечных волн. В качестве скоростной колонки для этой цели был взят скоростной разрез, полученный в работе [5] по профилю Армаш – Ахалцихе. В [5] скоростной разрез представлен до глубины 52 км в виде изолиний скоростей, на которые наложены границы обмена и отражающие границы. В таком виде разрез является весьма схематичным, но вполне пригодным для работы программы HYPO1. Соответствующая скоростная кривая представлена на рис.3. В качестве исходных данных были взяты времена прихода продольных и поперечных волн от 330 землетрясений 1990 года, зарегистрированных кавказской сейсмической сетью (табл.1). При этом данные отбраковывались по двум критериям. По первому критерию отбрасывались все события, для которых отношение скоростей продольных и поперечных сейсмических волн не попадали в интервал значений 1.0 – 2.2. По второму критерию отбрасывались события, для которых среднеквадратическое отклонение времен пробега волн на графике Вадати от прямой превышало 1 с. Всего было отбраковано 90 событий.

На рис.1 представлена зависимость T_s от T_p после отбраковки событий. Полученное облако точек аппроксимируется линейной зависимостью. Большая часть точек группируется около прямой и лишь незначительная имеет существенное отклонение. Наклон графика определяет отношение скоростей продольных и поперечных волн, которое равно в данном случае 1.77.

Таблица 1

Расположение сейсмических станций

№ п.п	Название станции	Широта (в град.)	Долгота (в град.)	Высота от уровня моря (км)
1	ABS	41.75	42.81	1.570
2	AKH	41.41	43.48	1.700
3	ARR	39.82	44.75	0.819
4	BAK	40.37	49.82	0.083
5	BAW	41.12	43.80	2.160
6	BGD	41.26	43.60	1.952
7	BKR	41.73	43.52	1.700
8	BRO	42.45	44.93	1.250
9	DMN	41.33	44.82	1.260
10	DUS	42.08	44.70	0.910
11	DZR	39.88	45.70	2.115
12	ERF	40.17	44.47	0.998
13	ERZ	39.915	41.28	1.960
14	GAR	40.15	44.74	1.230
15	GEG	42.41	42.38	0.190
16	GOR	41.98	44.13	0.640
17	GRO	43.32	45.75	0.123
18	GRS	39.50	46.33	1.399
19	IDZ	40.88	45.146	0.700
20	ISK	40.63	43.70	1.435
21	KDR	39.15	46.10	2.155
22	KEB	40.30	46.09	1.320
23	KER	34.35	47.11	1.600
24	KRM	39.35	46.38	1.500
25	KRV	40.63	46.31	0.532
26	LEN	40.78	43.8	1.570
27	LGD	41.83	46.25	0.410
28	LNK	38.75	48.86	-0.018
29	MAK	42.96	47.5	0.042
30	MCR	40.15	44.16	0.850
31	MIN	40.77	47.06	0.030
32	NAK	39.20	45.41	0.887
33	ONI	42.58	43.45	0.810
34	PAA	40.15	44.58	0.890
35	PRL	40.78	48.59	1.448
36	PYA	44.03	43.06	0.544
37	RAM	47.766	42.29	0.000
38	SHC	29.638	52.52	1.600
39	SHE	40.64	48.64	0.840
40	SHI	41.20	47.19	0.600
41	SRI	36.758	49.383	0.000
42	STE	41.00	44.37	1.390
43	TAB	38.07	46.33	1.364
44	TI2	41.73	44.75	0.510
45	VAD	40.22	45.70	1.930
46	ZKT	41.65	46.67	0.530

Несмотря на то, что к качеству исходных данных были предъявлены достаточно жесткие требования, разброс точек на годографе сейсмических волн оказался довольно значительным (рис.2). Это говорит о том, что контроль данных по графику Вадати является необходимым, но недостаточным условием для хорошего их качества. Тем не менее, по совокупности полученных точек на плоскости годографа нам удалось построить осредненный годограф первых вступлений, который мы и попытались проинтерпретировать, т.е. получить по нему скоростную кривую.

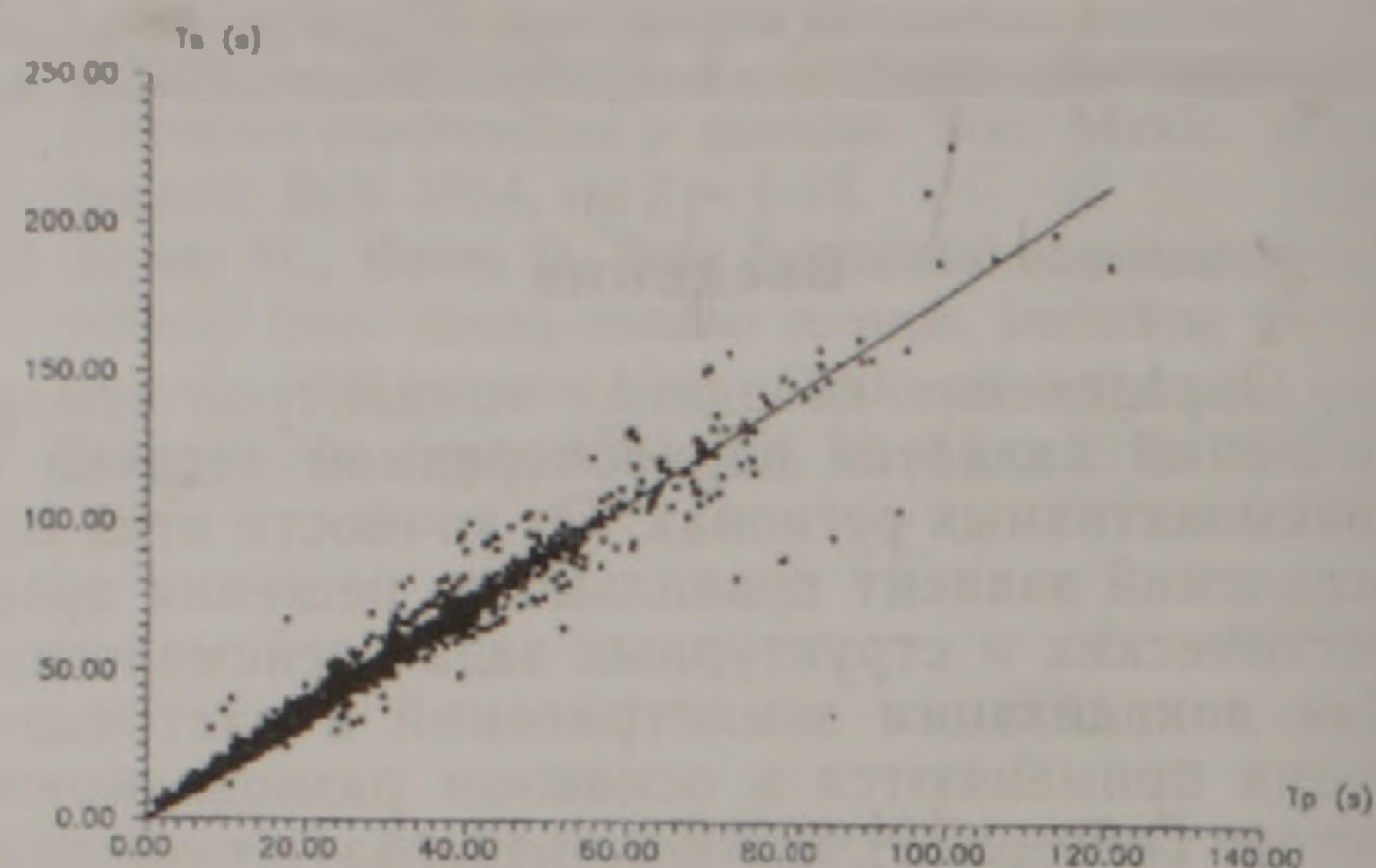


Рис.1. График зависимости времен пробега поперечных волн (T_s) от времен пробега продольных волн (T_p) для землетрясений 1990 года.

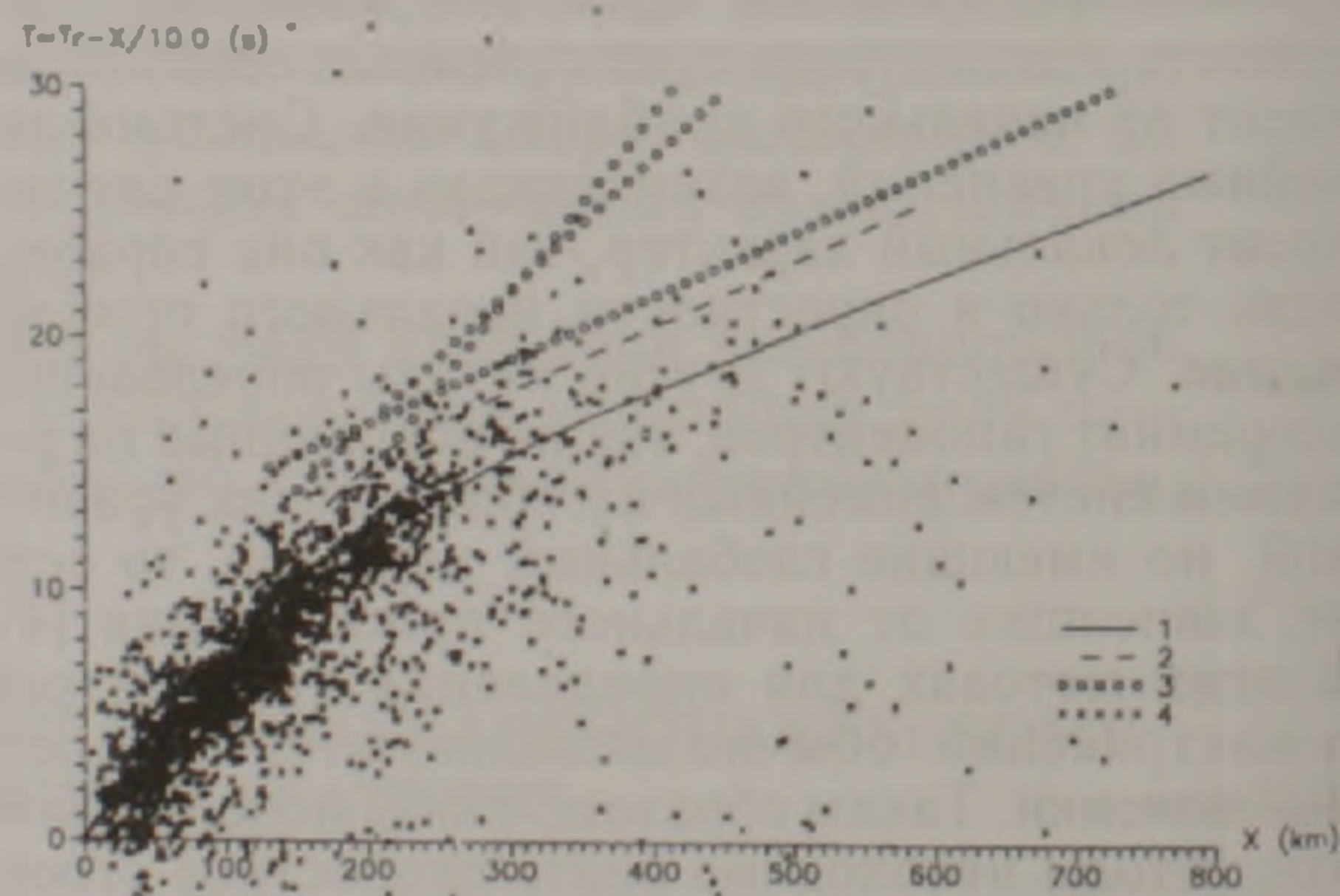


Рис.2. Редуцированные годографы первых вступлений продольных волн по различным данным. Скорость редукции $V_R = 10.0$ км/с. 1 – годограф, полученный в настоящей работе путем осреднения облака точек; 2 – годограф из работы [8]; 3 – годограф из работы [6]; 4 – точки экспериментального годографа, полученные в данной работе.

Интересно отметить, что при пересчете координат гипоцентров землетрясений с фиксированным значением отношения V_p/V_s число отбрасываемых событий по второму критерию оказалось равным 260.

Построение скоростной кривой составляет содержание второго этапа решения поставленной задачи. Интерпретация, или обращение, годографа проводилась по методике, описанной в работе [3], с помощью формул обращения сейсмического

годографа. Так как в формулы обращения входят лучевые параметры, численно равные производным годографа в соответствующих точках, то экспериментальный годограф предварительно сглаживается выпуклой сплайн-функцией [3].

Обычно годограф первых вступлений состоит из совокупности отдельных ветвей, которые пересекаются в соответствующих точках плоскости годографа. Там, где эти ветви пересекаются, вторая производная годографа первых вступлений имеет отрицательное значение, намного превышающее значения второй производной в окрестных точках. В данном случае такие значения соответствуют эпицентральным расстояниям 10, 190 и 360 км, что хорошо видно из таблицы 2.

Таблица 2
Годограф продольной волны

N.п.п.	X (км)	T _{ред.} (с)	dX/dT (км/с)	d ² T/dX ² (км/с ²)
1	0	0	5.17	0.0000
2	10	0.9	5.51	-0.0024
3	30	2.21	6.34	0.0000
4	60	3.94	6.34	0.0000
5	100	6.24	6.34	0.0000
6	140	8.55	6.34	0.0000
7	150	9.12	6.34	0.0000
8	190	11.31	6.72	-0.00044
9	230	12.98	7.32	-0.00018
10	260	14.03	7.47	0.0000
11	290	15.04	7.47	00.0000
12	320	16.01	7.78	-0.00035
13	360	16.83	8.94	-0.00048
14	410	17.03	10.01	0.0000
15	430	17.03	10.01	0.0000
16	450	17.02	10.01	0.0000
17	470	17.02	10.01	0.0000
18	490	17.02	10.01	0.0000
19	530	17.02	10.01	0.0000
20	560	17.02	10.01	0.0000
21	610	17.01	10.01	0.0000
22	650	17.01	10.01	0.0000
23	690	17.01	10.01	0.0000
24	710	17.01	10.01	0.0000
25	730	17.00	10.01	0.0000
26	770	17.00	10.01	0.0000
27	790	17.00	10.01	0.0000

Таким образом, для правильной интерпретации полученного годографа его необходимо разбить на три ветви, соответствующие сейсмическим волнам, распространяющимся в трех слоях с различными скоростями. Обращение такого годографа было проведено в соответствии с методом, изложенным в работе [3], где рассмотрена задача обращения разрывного годографа рефрагированной волны. Результаты обращения приведены на рис.3.

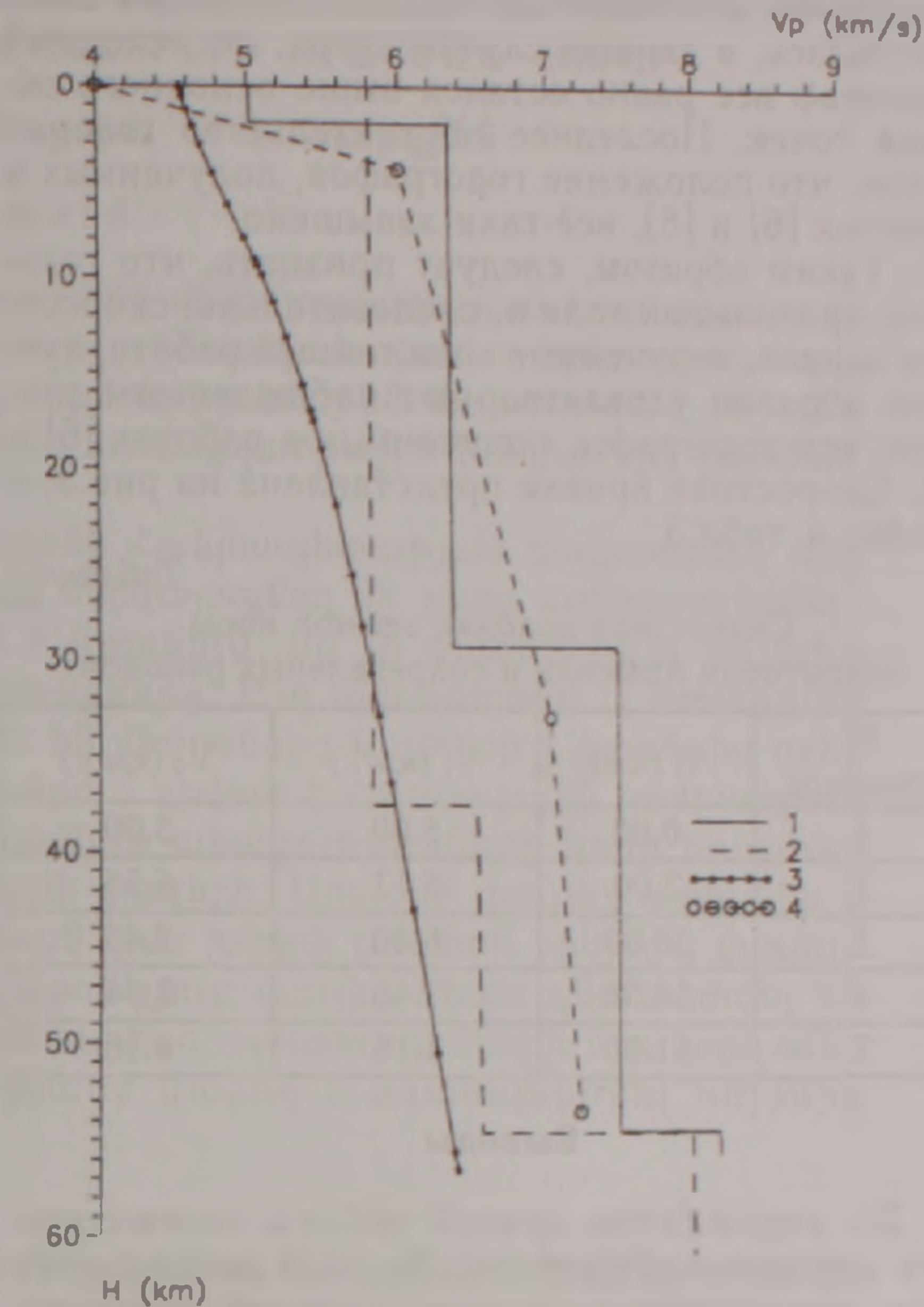


Рис 3. Скоростные кривые, полученные по различным данным. 1 – скоростная кривая, полученная в данной работе, 2 – скоростная кривая, построенная по скоростному разрезу из работы [6]; 3 – скоростная кривая, полученная по годографу из работы [8]; 4 – скоростная кривая, полученная по годографу из работы [5].

Анализ результатов

Сравнение годографа первых вступлений с осредненным годографом для всего Кавказа, приведенным Краснопевцевой в [7], указывает на хорошее согласование этих данных.

При наложении годографа из работы [6] на точки годографа, полученные в данной работе, видно (рис.2), что ветви этого годографа располагаются выше основной массы точек. Скоростная колонка, полученная по годографу из работы [6], существенно отличается от колонки, полученной в настоящей работе (рис.3).

Годограф, полученный в работе [8], близок к годографу первых вступлений из [6] и также расположен выше основного облака точек (рис. 2). На рис.3 приведена соответствующая скоростная кривая.

Следует заметить, что распределение точек, приведенное на рис.2, получено при использовании скоростной кривой, построенной по разрезу из [5] (рис.3). Если взять другую скоростную кривую, то, очевидно, распределение точек на плоскости годографа изменится. Чтобы убедиться в этом, мы переопределили координаты землетрясений, задав скоростную кривую, определенную по годографу из работы [6] (на рис.3 кривая 3). Основная масса точек на плоскости

годографа для этого случая действительно переместилась, в данном случае вверх, но исходный годограф все равно остался выше основного облака точек. Последнее обстоятельство говорит о том, что положение годографов, полученных в работах [6] и [8], всё-таки завышено.

Таким образом, следует признать, что годограф продольных волн и, следовательно, скоростная кривая, полученные в настоящей работе, лучшим образом удовлетворяют наблюдаемым данным, чем годографы, полученные в работах [6] и [8]. Скоростная кривая представлена на рис.3, а также в табл.3.

Таблица 3

Скоростная колонка земной коры территории Армении и сопредельных районов

№ границы	H (км)	V_1 (км/с)	V_2 (км/с)
1	0.00	5.00	5.00
2	2.00	5.13	6.35
3	30.00	6.40	7.45
4	54.50	7.46	8.14
5	61.00	8.16	8.16

Выводы

По результатам данной работы можно сделать два основных вывода. Первый заключается в том, что ошибки времен прихода сейсмических волн на станции по большей части слишком большие, чтобы можно было проводить качественную обработку наблюдений с целью локализации землетрясений и, следовательно, прогноза мест более сильных событий.

Второй вывод заключается в том, что для более надежной локализации землетрясений на территории Республики Армения следует использовать сейсмический годограф или скоростную колонку, полученные в настоящей работе.

В заключение авторы считают своим долгом выразить глубокую признательность Саргсян Г.В. и Оганесян А.О. за предоставленные экспериментальные данные по землетрясениям 1990 года и скоростную колонку для определения гипоцентров землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аветисян А.М., Николаев А.В., Смагличенко Т.А. Исследование скоростных неоднородностей в зоне Спитакского землетрясения методом сейсмической томографии. Сб. трудов научной конференции, посвященной 80-летию основания Ереванского Гос. Университета, Ереван, 2000, с.34-38.
2. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. М.: Мир, т.2, 1983, 360 с.
3. Бурмин В.Ю. Методы численного обращения годографов сейсмических волн. М.: Наука, 1993, 100 с.
4. Бурмин В.Ю. Оптимизация сейсмических сетей и определение координат землетрясений. М.: ОИФЗ РАН, 1995, 184 с.
5. Геолого-геофизические условия в очаговой зоне Спитакского землетрясения 1988г. Отчет Министерства Геологии СССР, НПО «Нефтегеофизика», М., 1990, 113 с.
6. Карапетян Н.К. Годографы сейсмических волн для землетрясений Армянского нагорья. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974, 142 с.
7. Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984, 108 с.
8. Саакян А. А., Геоакян Э.Г., Саргсян Г.В. Результаты применения осредненного регионального годографа Армянского нагорья. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, №6, с.80-85.
9. Санина И.А. Сейсмическая томография: некоторые результаты. В кн.: Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997, с.123-140.

**ԱՐԱԳՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԿՈՐԻ ՃՇԳՐՏՈՒՄԸ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՏԱՐԱԾՔԻ
ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ՊԱՐԱՄԵՏՐԵՐԻ ՈՐՈՇՄԱՆ ՀԱՄԱՐ**

Ա. Մ. Ավետիսյան, Վ. Յ. Բուրմին, Կ. Վ. Գևորգյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Սեյսմիկ ալիքների արագությունների որոշումը սեյսմաբանության կարևորագույն խնդիրներից մեկն է. քանի որ նրանց ճշտությունն ապահովում է երկրաշարժերի կոորդինատների որոշման հուսալիությունը, որն էլ իր հերթին նպաստում է ինչպես կանխատեսման, այնպես էլ սեյսմաբանության կառուցվածքային խնդիրների լուծման ճշգրտությանը:

Կովկասում և, մասնավորապես, Հայաստանի Հանրապետության տարածքում այդ ուղղությամբ կատարված են հետաքրքրություն ներկայացնող մի շարք աշխատանքներ, որոնց հիմնական թերությունը կայանում է նրանում, որ չի գնահատվել ինչպես ելակետային, այնպես էլ վերջնական արդյունքները: Այդ պատճառով էլ ստացված արագությունների կորերը խիստ տարբերվում են միմյանցից և դժվար է նրանցից որևէ մեկին առաջնություն տալը: Սույն աշխատանքում դրված է Հայաստանի տարածքում երկրաշարժերի պարամետրերի որոշման համար արագությունների կորի որոշման խնդիրը: Խնդրի լուծումը բաժանվել է մի քանի փուլերի: Առաջին փուլում ստացվել է երկայնական ալիքների հոդոգրաֆը, որի հիման վրա խնդրի լուծման երկրորդ փուլում կառուցվել է արագությունների կորը: Յուրաքանչյուր փուլից հետո գնահատվել են ստացված արդյունքները, որի հետևանքով կառուցված արագությունների նոր կորն ունի բավականին մեծ ճշտություն և հաջողությամբ կարող է օգտագործվել սեյսմիկ տեղեկատվության մշակման համար:

**A MORE PRECISE VELOCITY CURVE TO ESTIMATE MAIN EARTHQUAKE
PARAMETERS IN THE TERRITORY OF THE REPUBLIC OF ARMENIA**

A. M. Avetisyan, V. Yu. Bourmin, and K. V. Gevorkyan

Abstract

Precision of the earth crust velocity model for the territory of the Republic of Armenia is increased through considering the time of arrival of longitudinal and shear seismic waves generated by near-field earthquakes in the Caucasus. The obtained results allow greater accuracy in the estimation of coordinates for earthquakes recorded by the seismic network of the Caucasian region.

ТРЕХАЗИМУТАЛЬНАЯ МОДИФИКАЦИЯ МАК-ЗОНДИРОВАНИЯ

© 2003 г. А. К. Матевосян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: ramelk@sci.am
Поступила в редакцию 09.09.2002 г.

В предыдущей статье представлена методика многоазимутальных комбинированных (МАК) электрических зондирований, и на ее простейшей (двухазимутальной крестовой) модификации показана эффективность таких электроразведочных исследований. Данная статья является логическим продолжением этих исследований.

Специфические особенности исследований трехазимутальной модификацией МАК-зондирования рассмотрим с использованием шести питающих электродов ($A(-L, 0)$, $B(L, 0)$ – ориентированных по оси x и $C(-L\cos 60^\circ, -L\sin 60^\circ)$, $D(L\cos 60^\circ, L\sin 60^\circ)$, $E(-L\cos 60^\circ, L\sin 60^\circ)$, $F(L\cos 60^\circ, -L\sin 60^\circ)$) на тех же геоэлектрических моделях (рис. 1), что и при двухазимутально-крестовой [5]. Электрическое поле создается следующими парами питающих электродов (простых систем возбуждения): AB , AD , AF , BC , BE , CD , CE , DF , EF (рис. 1). Вычисления x - и y -составляющих первичного и вторичного электрических полей можно выполнять по результатам измерений различными системами приемных линий (диполей), расположенных в области центра зондирования (принятой системы координат XOY) [3], однако использование приемных линий, ориентированных вдоль питающих линий AB , CD , EF – азимутов зондирования, позволяет при необходимости воспользоваться и принятой методикой круговых зондирований [2, 6].

При этой модификации МАК-зондирования исследования многоэлектродной установкой $ABCDEF$ целесообразно выполнять трехэлектродными (I группа – ABC , ABD , ABE , ABF , ACD , AEF , BCD , BEF , CDE , CDF , CEF , DEF и II группа – ADF , BCE) и четырехэлектродными (III группа – $AB-CB$, $AB-EF$, $CD-EF$ и IV группа – $AB-CE$, $AB-DF$, $AD-EF$, $AF-CD$, $BC-EF$, $BE-CD$) системами возбуждения вращающегося электрического поля в центре зондирования. Заметим, что только две многоэлектродные системы возбуждения ADF и BCE (II группа) из них состоят из трех (AD , AF , DF и BC , BE , CE) применяемыми простыми системами возбуждения, что при необходимости эффективно можно использовать не только для

контроля экспериментальных исследований, но и при изучении нелинейных процессов ВП.

По табл. 1 можно составить представление о глубинных развертках диаграмм ρ_s . Так, например, характер изменения исследуемых параметров кажущегося сопротивления при возбуждении поля системой возбуждения AB отражается на развертках диаграмм ρ_s при $\delta=0^\circ$ для четырех трехэлектродных (ABC , ABD , ABE , ABF) и четырех четырехэлектродных ($AB-CB$, $AB-EF$, $AB-CE$, $AB-DF$) систем возбуждения (в таблице соответствующие ячейки затемнены).

Ниже представим формулы при трех вариантах преобразования данных трехазимутальной модификации МАК-зондирования (ρ_s , аналогично и η_s), полученных простыми (AB , AD , AF , BC , BE , CD , CE , DF , EF) системами возбуждения, в соответствующие значения для одного (A , B , C , D , E , F) питающего электрода (обозначены*).

Вариант I.

$$\begin{aligned} \rho_s^{*A} &= \rho_s^{AD} \cdot \rho_s^{AF} / \rho_s^{DF}, \quad \rho_s^{*B} = (\rho_s^{BC} \cdot \rho_s^{BE}) / \rho_s^{CE}, \\ \rho_s^{*C} &= \rho_s^{BC} \cdot \rho_s^{CE} / \rho_s^{BE}, \quad \rho_s^{*D} = (\rho_s^{AD} \cdot \rho_s^{DF}) / \rho_s^{AF}, \\ \rho_s^{*E} &= \rho_s^{BE} \cdot \rho_s^{CE} / \rho_s^{BC}, \quad \rho_s^{*F} = (\rho_s^{AF} \cdot \rho_s^{DF}) / \rho_s^{AD}. \end{aligned} \quad (1)$$

Вариант II.

$$\begin{aligned} \rho_s^{*A} &= (\rho_s^{AB})^2 \cdot \rho_s^{CD} \cdot \rho_s^{EF} / (\rho_s^{BC} \cdot \rho_s^{BE} \cdot \rho_s^{DF}), \\ \rho_s^{*B} &= (\rho_s^{AB})^2 \cdot \rho_s^{CD} \cdot \rho_s^{EF} / (\rho_s^{AD} \cdot \rho_s^{AF} \cdot \rho_s^{CE}), \\ \rho_s^{*C} &= \rho_s^{AB} \cdot (\rho_s^{CD})^2 \cdot \rho_s^{EF} / (\rho_s^{AD} \cdot \rho_s^{BE} \cdot \rho_s^{DF}), \\ \rho_s^{*D} &= \rho_s^{AB} \cdot (\rho_s^{CD})^2 \cdot \rho_s^{EF} / (\rho_s^{AF} \cdot \rho_s^{BC} \cdot \rho_s^{CE}), \\ \rho_s^{*E} &= \rho_s^{AB} \cdot \rho_s^{CD} \cdot (\rho_s^{EF})^2 / (\rho_s^{AF} \cdot \rho_s^{BC} \cdot \rho_s^{CE}), \\ \rho_s^{*F} &= \rho_s^{AB} \cdot \rho_s^{CD} \cdot (\rho_s^{EF})^2 / (\rho_s^{AD} \cdot \rho_s^{BE} \cdot \rho_s^{CE}). \end{aligned} \quad (2)$$

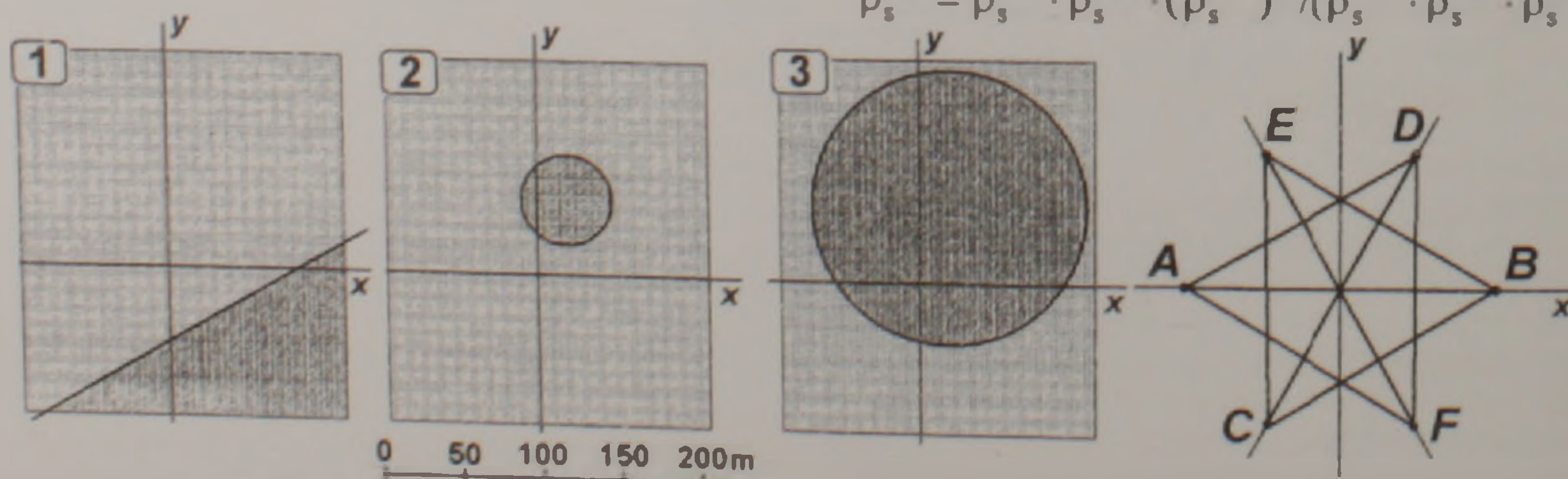


Рис. 1. Геоэлектрические модели 1, 2, 3 и установка трехазимутального МАК-зондирования.

Вариант III.

$\rho_s^A = (\rho_s^{AD} \cdot \rho_s^{AF})^{1/2}, \rho_s^B = (\rho_s^{BC} \cdot \rho_s^{BE})^{1/2},$
 $\rho_s^C = (\rho_s^{BC} \cdot \rho_s^{CE})^{1/2}, \rho_s^D = (\rho_s^{AD} \cdot \rho_s^{DF})^{1/2}, (3)$
 $\rho_s^E = (\rho_s^{BE} \cdot \rho_s^{CE})^{1/2}, \rho_s^F = (\rho_s^{AF} \cdot \rho_s^{DF})^{1/2}.$

Таблица 1.

	AB $\delta=0^\circ$	AD $\delta=30^\circ$	AF $\delta=-30^\circ$	BC $\delta=30^\circ$	BE $\delta=-30^\circ$	CD $\delta=60^\circ$	CE $\delta=90^\circ$	DF $\delta=90^\circ$	EF $\delta=-60^\circ$
ABC									
ABD									
ABE									
ABF									
ACD									
AEF									
BCD									
BEF									
CDE									
CDF									
CEF									
DEF									
ADF									
BCE									
AB-CD									
AB-EF									
CD-EF									
AB-CE									
AB-DF									
AD-EF									
AF-CD									
BC-EF									
BE-CD									

На рис.2-4 изображены кривые изменения ρ_s и η_s с полуразносом L при шести (A, B, C, D, E, F) системах возбуждения электрического поля на поверхности геоэлектрических моделей 1, 2, 3, построенные подобно рис.6 в [5] при двухазимутальной модификации, путем преобразования по вариантам I, II и III (1-3). В табл.2 представлены результаты сопоставления значений ρ_s и η_s , полученных путем этих преобразований с соответствующими истинными величинами. Анализ этих данных также показывает, что в зависимости от исследуемой геоэлектрической модели предпочтение можно отдать тому или иному варианту преобразования. Однако, и здесь прослеживается отмеченная в [5] закономерность: чем резче изменение электрических свойств в направлении данного питающего электрода, тем выше коррелируемость сопоставляемых параметров. Так, для модели 1 это наблюдается при возбуждении поля питающими электродами B, C и F (B и C пересекают вертикальный контакт при L , равном 86 м, а F – при 42 м), модели 2 – электродом D (при L , равном 23 и 77 м электрод D проходит через границу поверхностной неоднородности), а на модели 3 высокая коррелируемость параметров кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости опять (как и при двухазимутальной модификации) не наблюдается (напомним, что это связано с отсутствием границ раздела электрических свойств, выходящих на дневную поверхность).

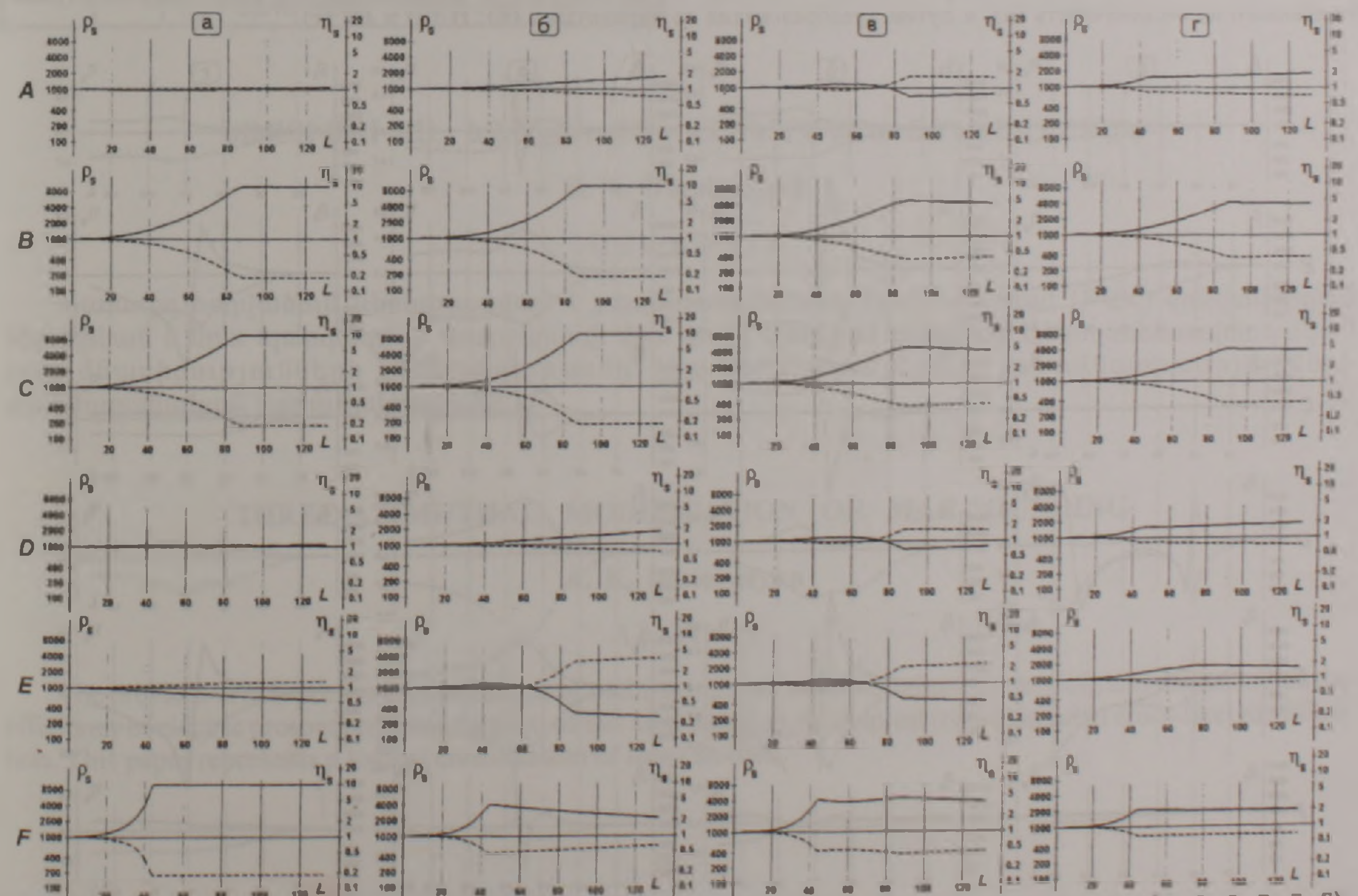


Рис.2. Кривые изменения ρ_s (пунктирная линия) и η_s (сплошная линия) с полуразносом L при шести (A, B, C, D, E, F) системах возбуждения электрического поля на поверхности геоэлектрической модели 1, построенные в полулогарифмическом масштабе по значениям МАК-зондирования, вычисленным с использованием дополнительного питающего электрода, отнесенного на бесконечность (а), и путем преобразований по вариантам I (б), II (в) и III (г).

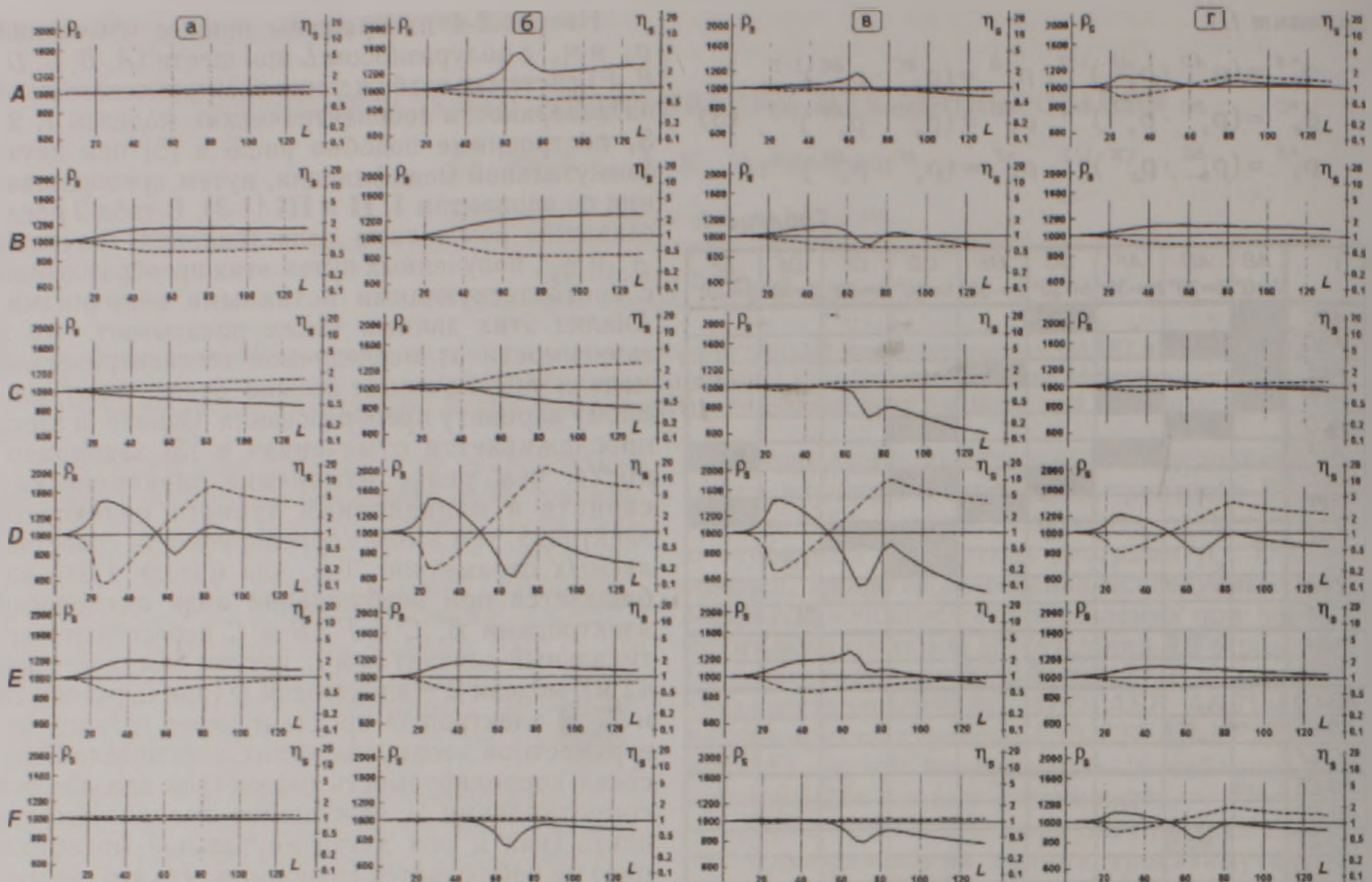


Рис 3. Кривые изменения ρ_s (пунктирная линия) и η_s (сплошная линия) с полуразносом L при шести (A, B, C, D, E, F) системах возбуждения электрического поля на поверхности геоэлектрической модели 2, построенные в полулогарифмическом масштабе по значениям МАК-зондирования, вычисленным с использованием дополнительного питающего электрода, отнесенного на бесконечность (а), и путем преобразований по вариантам I (б), II (в) и III (г).

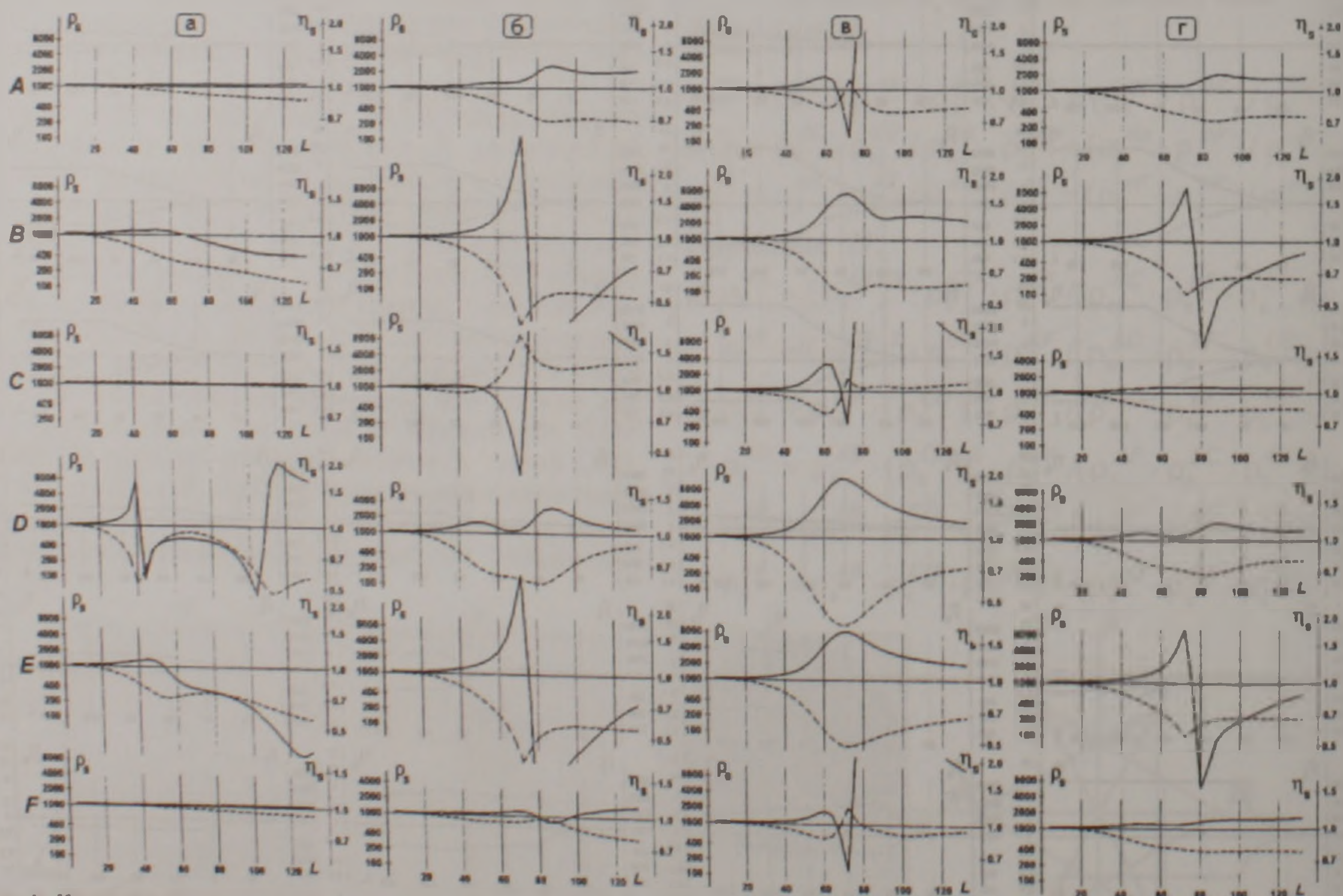


Рис 4. Кривые изменения ρ_s (пунктирная линия) и η_s (сплошная линия) с полуразносом L при шести (A, B, C, D, E, F) системах возбуждения электрического поля на поверхности геоэлектрической модели 3, построенные в полулогарифмическом масштабе по значениям МАК-зондирования, вычисленным с использованием дополнительного питающего электрода, отнесенного на бесконечность (а), и путем преобразований по вариантам I (б), II (в) и III (г).

Таблица 2.

Коэффициенты корреляции между истинным и преобразованными (различными тремя вариантами) значениями кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости при шести одноэлектродных системах возбуждения на поверхности рассматриваемых геоэлектрических моделей.

Гео-элек-три-ческая модель	Вари-ант	Па-ра-метр	Система возбуждения					
			A	B	C	D	E	F
Модель 1	I	ρ_s	-0.677	0.997	0.997	-0.677	0.906	0.963
		η_s	0.892	0.998	0.998	0.892	0.881	0.834
	II	ρ_s	0.461	0.997	0.997	0.461	0.889	0.996
		η_s	-0.847	0.980	0.980	-0.847	0.827	0.986
	III	ρ_s	-0.915	0.998	0.998	-0.915	-0.850	0.999
		η_s	0.600	0.996	0.996	0.600	-0.917	0.980
Модель 2	I	ρ_s	0.819	0.922	0.967	0.994	0.892	0.255
		η_s	0.642	0.828	0.947	0.989	0.989	0.176
	II	ρ_s	0.183	0.963	0.937	0.998	0.981	0.851
		η_s	-0.535	-0.086	0.901	0.980	0.783	-0.148
	III	ρ_s	-0.831	0.950	0.758	0.999	0.980	0.698
		η_s	-0.473	0.976	0.595	0.980	0.992	-0.169
Модель 3	I	ρ_s	0.978	0.985	-0.300	0.314	0.953	0.879
		η_s	0.906	0.540	0.086	-0.318	0.380	0.509
	II	ρ_s	0.717	0.983	-0.727	0.478	0.944	0.205
		η_s	0.363	-0.320	0.038	-0.313	-0.373	0.303
	III	ρ_s	0.924	0.982	0.339	0.484	0.940	0.868
		η_s	0.916	0.582	0.030	-0.059	0.409	0.964

Таким образом, получение дополнительной информации (при незначительном увеличении объема экспериментальных работ) в процессе проведения МАК-зондирования (в частности двухазимутальной модификацией, в отличие от [1,4] способов зондирования) при соответствующей методике обработки и интерпретации позволяет существенно повысить эффективность электроразведочных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боголюбов А.Н., Боголюбова Н.П. Способ картирования горных пород. Патент РФ №2030768, 1995, Б.И. 7.
2. Инструкция по электроразведке. Л.: Недра, 1984, 352с.
3. Матевосян А.К. Оценка влияния выбора системы регистрации при исследовании анизотропии геоэлектрической среды. Изв. НАН РА, Науки о Земле, LII, 1999, №2-3, с.84-88.
4. Матевосян А.К. Способ крестового вертикального электрического зондирования. Сб. научных трудов конференции, посвященной памяти А.Г.Бабаджаняна, Гюмри, 1999, с.169-178.
5. Матевосян А.К. Многоазимутальное комбинированное электрическое зондирование. Изв. НАН РА, Науки о Земле. 2003, LVI, N1, с.50-58.
6. Электроразведка. Справочник геофизика (под ред. В.К.Хмелевского и В.М.Бондаренко). М.: Недра, 1989, в двух книгах – 438с, 378 с.

ԵՌԱՋԻՄՈՒՏԱԼ ԵՂԱՆԱԿ ԲԱՀ ԷԼԵԿՏՐԱԿԱՆ ՉՈՆԴԱՎՈՐՄԱՆ

Ա. Կ. Մաթևոսյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Նախորդ հոդվածում ներկայացված է բազմաազիմուտալ համատեղված (ԲԱՀ) զոնդավորման մեթոդիկան և նրա պարզագույն տարբերակի վրա ցույց է տրված այդպիսի էլեկտրահետախուզական ուսումնասիրությունների էֆեկտիվությունը: Այս հոդվածում նշված ուսումնասիրությունների տրամաբանական շարունակությունն է:

THREE-AZIMUTHAL MODIFICATION OF MAC-SOUNDING

A. K. Matevosyan

Abstract

The previous article presented a technique of multi-azimuthal combined electric sounding and demonstrated the efficiency of electric prospecting investigation of this kind based on its simplest (two-azimuthal cross-like) modification. This paper represents a logical continuation of these studies.

ЭДУАРД ГУРГЕНОВИЧ МАЛХАСЯН

Армянская геологическая общественность понесла тяжелую утрату – в июне 2003 г. после непродолжительной болезни ушел из жизни доктор геолого-минералогических наук, профессор Э.Г. Малхасян.

Э.Г. Малхасян родился 23 февраля 1926 г. в г. Тбилиси. В 1951 г. с отличием окончил геологический факультет Ереванского государственного университета, а в 1953 г. – аспирантуру Московского государственного университета. В том же году в Москве он успешно защитил кандидатскую диссертацию по теме “Интрузивы Даралагяза”, получив ученую степень кандидата геолого-минералогических наук.

В 1953г. Э.Г. Малхасян переехал в Ереван и до 1962 г. работал в качестве доцента кафедры геологии и горного дела Ереванского политехнического института. С 1956 г. он перешел на работу в Институт геологических наук АН АрмССР. Здесь с 1957 по 1961 гг. он занимает должность ученого секретаря, а с 1961 по 1976гг. – старшего научного сотрудника и начальника Алавердской экспедиции.

В 1971 г. за монографию “Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период” Э.Малхасяну присуждается ученая степень доктора геолого-минералогических наук.

С 1977 по 1992 гг. Э.Малхасян работал главным геологом, а затем начальником геологической партии армянского филиала Кавказского института минерального сырья, где занимался проблемой колчеданных месторождений Армении.

Он – автор и соавтор около 350 публикаций: монографий, научных статей, тезисов, путеводителей международных геологических экскурсий, научно-популярных книг на армянском, русском, английском, немецком и др. языках. Э.Малхасян был активным организатором различных научных конференций в Армении, в т.ч. Между-

народного симпозиума по истории геологии (Ереван, 1967), популяризатором геологических знаний и охраны геологических памятников территории республики – опубликованы книги “Геология в фотографиях”, “Изменчивый лик Земли”.

Под его научным руководством были подготовлены 5 кандидатов наук. Особенно ценным является вклад Э.Малхасяна в область исследований по истории геологических наук Армении и сопредельных регионов. По этим вопросам им единолично и в соавторстве опубликовано около 50 статей, тезисов, а также книга “Представления о самоцветах в средневековой Армении” (соавтор В.А. Супрычев, Ереван, Айастан, 1984). В этих работах освещены естественнонаучные воззрения и вклад в геологическую науку: крупнейшего ученого раннего средневековья Анания Ширакаци, известного армянского минералога А. Арцруни – отца геологии Кавказа, австрийского ученого Г.Абиха, академиков Ф.Ю.Левинсона-Лессинга, К.Н.Паффенгольца, С.С.Мкртчяна, И.Г.Магакьяна и других видных армянских и зарубежных геологов и естествоиспытателей.

В 1968 г. за исследования в области истории геологии Э.Г.Малхасян был избран членом-корреспондентом, а в последующем действительным членом Международного комитета по истории геологических наук (INHIGEO). В 2000г. в Австралии был опубликован составленный им указатель – “Библиография по истории геологических наук в Армении за 1900-2000 гг.”, насчитывающий около 320 публикаций армянских и зарубежных авторов.

В последние годы жизни Э.Малхасян, несмотря на ухудшающееся зрение и здоровье, по мере возможности продолжал свою исследовательскую деятельность. Светлая память о Э.Г.Малхасяне, неугомонном труженике, скромном, отзывчивом человеке навсегда останется в сердцах его коллег, друзей, учеников и последователей.

Институт геологических
наук НАН РА