

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 և ռուսերեն լեզուներով

Պատասխանատու խմբագիր՝
Բ. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

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

Պատասխանատու ֆարտուղար՝
Է. Ս. ՌՈՍՏՈՄՈՎԱ

Խմբագրական կոլեգիա՝

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

Ответственный редактор
Б. К. КАРАПЕТЯН

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

Ответственный секретарь
Э. С. РОСТОМОВА

Редакционная коллегия

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

Խմբագրության հասցեն՝ 375019, Երևան—19, Մարշալ Բաղրամյանի պող. 24ա

Адрес редакции: 375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24 а

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

Թ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ ՈՒ Ն

Ս. Ս. Հակոբյան, Ի. Լ. Մելիճյան. Հանքագոյացման փուլայնության և միներալների պարագենետիկական ասոցիացիաների փոխհարաբերությունը պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերում (Հայաստանի հանքավայրերի իզոտոպա-իֆրվածության հետազոտությունների արդյունքներով)	3
Վ. Ա. Աղամալյան, Ի. Խ. Լուկասյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան. Հայաստանի միջնաբերդային տրոնդեմիտային ֆորմացիան	12
Ի. Ն. Լուկասյան, Խ. Բ. Մելիճյան, Ա. Ն. Մնացականյան. Հյուսիսային Հայաստանի վերին կավճի հրաբխային շարքի ապարների ռոբիդիում-ստրոնցիումային իզոտոպային հետազոտությունները և պետրոգենեզիսը	21
Վ. Ա. Վարդանյան. Երախի անտիկլինալի տեկտոնական զարգացումը կլմերյան փուլում	33
Ս. Վ. Գրիգորյան, Ի. Ս. Սիմոնյան, Ա. Ս. Տաբաթազյան, Գ. Վ. Խաչանով, Մ. Պ. Ասլանյան. Հայաստանի Սիսիանի հանքային շրջանի հետերոգեն երկրաբանական դաշտերի բնութագիրը	40
Պ. Գ. Այոյան. Հայաստանի գունավոր և թանկագին մետաղների հանքավայրերի արդյունաբերական հանքատեսակավորումը	45
Կ. Ս. Կառավիտյան. Շենքերի և կառույցների վրա կրկնվող սեյսմիկ ազդեցության որոշման արդյունքները	57
Ս. Ի. Հովհաննիսյան, Հ. Ա. Հովհաննիսյան, Ա. Ս. Գեորգյան. Երկրակեղևում մագնիսական դաշտի ինդուկցիայի անջատման մեթոդ	64
Ս. Ն. Նազարեթյան, Ա. Ա. Կիրակոսյան, Ա. Մ. Ավետիսյան, Լ. Ա. Առաքելյան, Գ. Ժ. Զախարյան, Ժ. Կ. Մովսիսյան. Տարածաշրջանի երկրաշարժեր ծնող գոտիների անջատումը ուժեղ երկրաշարժերին նախորդող և հաջորդող սեյսմիկ ռեժիմի փոփոխության հիման վրա (1988 թ. Սպիտակի երկրաշարժի օրինակով)	69

ՀԱՄԱԽՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Ա. Ա. Բաղդասարյան, Գ. Զ. Էլբակյան. Լուսավորվածության ռեժիմի մոդելավորումը քիչ հետազոտված տարածքներում կլիմայի ռադիացիոն բաղադրիչի գնահատման նպատակով	74
Վ. Լ. Անանյան. Ուրանի պարունակությունները Հրազդանի շրջանի հողերում	77
Ա. Ա. Ավագյան, Ս. Խ. Բաբայան, Տ. Ա. Քալանթարյան. Հայաստանի ոչ մետաղային օդատար հանածոների հանքավայրերի տվյալների հենքերի համակարգը	79

СОДЕРЖАНИЕ

М. С. Акопян, Р. Л. Мелконян. Соотношение между стадийностью рудообразования и парагенетическими ассоциациями минералов медно-молибденовых месторождений (по результатам изотопно-кислородных исследований месторождений Армении)	3
В. А. Агамалян, Р. Х. Гукасян, Г. П. Багдасарян. Докембрийская трондьемитовая формация Армении	12
Р. Х. Гукасян, Х. Б. Меликсетян, А. Х. Мнацаканян. Рубидий-стронциевые изотопные исследования и петрогенезис верхнемеловой вулканической серии Северной Армении	21
В. А. Варданян. Киммерийский этап тектонического развития Ерахской антиклинали	33
С. В. Григорян, Р. С. Симонян, А. С. Фарамазян, Х. В. Хачанов, М. П. Асланян. Характеристика гетерогенных геохимических полей Сисианского рудного района Армении	40
П. Г. Алоян. Промышленная типизация руд месторождений цветных и драгоценных металлов Армении	45
К. Б. Карапетян. Результаты определения влияния повторности сейсмического воздействия на здания и сооружения	57
С. Р. Оганесян, Г. А. Оганесян, А. Б. Геворгян. Методика выделения индукционных явлений геомагнитного поля в земной коре	64
С. Н. Назаретян, А. А. Киракосян, С. М. Аветисян, Л. А. Аракелян, Г. Ж. Закарян, Ж. К. Мовсисян. Выделение сейсмогенерирующих зон региона на основе изменений сейсмического режима до и после сильного землетрясения (на примере Спитакского землетрясения 1988 г.)	69

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. А. Багдасарян, Г. З. Элбакян. Моделирование режима освещенности малоизученных территорий с целью оценки радиационной составляющей климата	74
В. Л. Ананян. О содержании урана в почвах Разданского района	77
А. А. Авакян, С. Х. Бабаян, Т. А. Калантарян. Система баз данных месторождений неметаллических полезных ископаемых Армении	79

TABLE OF CONTENT

M. S. Hakobyan, R. L. Melkonyan. Relation Between Ore Formation Stage Regularity and Minerals' Paragenetic Associations of Copper-Molybdenum Deposits (According to the Results of Oxygen-Isotope Studies of Armenia's Deposits).	3
V. A. Agamalian, R. Kh. Chukasian, G. P. Baghdasaryan. The Pre-Cambrian Trondhjemite Formation of Armenia	12
R. Kh. Ghukasian, Kh. B. Meliksetyan, A. Kh. Mnatsakanyan. Rubidium-Strontium Isotope Studies and Petrogenesis of the Upper Cretaceous Volcanic Series of the Northern Armenia.	21
V. A. Vardanyan. The Cimmerian Stage of the Eraskh Anticline Tektonik Evolution.	33
S. V. Grigoryan, R. S. Simonyan, A. S. Faramazyan, Kh. V. Khachanov, M. P. Aslanyan. Characteristics of Heterogeneous Geochemical Fields of the Sisian Ore Region in Armenia	40
P. G. Aloyan. Commercial Classification of Ores of Non-Ferrous and Precious Metals Deposits in Armenia	45
K. B. Karapetyan. Determination Results of Repetition of Seismic Impact on Buildings and Structures	57
S. R. Hovhannesian, G. A. Hovhannesian, A. B. Cevorgyan. Technique for Revealing of Induction Phenomena of the Geomagnetic Field in the Earth's Crust	64
S. N. Nazaretyan, A. A. Kirakosyan, S. M. Avetisyan, L. A. Arakelyan, G. Zh. Zakaryan, Zh. K. Movsisyan. Revealing of Seismogenerating Zones of the Region Based on the Changes in Seismic Regime Prior and After a Strong Earthquake (On the Example of the 1988 Spitak Earthquake)	69

SHORT NOTES

A. A. Baghdasaryan, G. Z. Elbakyan. Simulation of Illumination Regime of Poorly Studied Territories with the Aim to Evaluate Radiation Component of Climate.	74
V. L. Ananyan. On Uranium Content in Soils of the Hrazdan Region	77
A. A. Avakyan, S. Kh. Babayan, T. A. Kalantaryan. System of Databases of Non-Ferrous Mineral Resources Deposits in Armenia	79

СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ СТАДИЙНОСТЬЮ РУДООБРАЗОВАНИЯ И ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИМИ АССОЦИАЦИЯМИ МИНЕРАЛОВ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЕНИИ)*)

© 1997 г. М. С. Акопян, Р. Л. Мелконян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республики Армения
Поступила в редакцию 16.06.97.

Разработана новая схема стадийности минералообразования Техутского и Каджаранского медно-молибденовых месторождений. На Техутском месторождении выделяются 2 стадии. Первая стадия охватывает период кристаллизации интрузива и характеризуется отложением медно-молибденовых руд. Анализ модели формирования месторождения свидетельствует, что для этой стадии невозможно выделение четкой последовательности минералообразования. Вторая стадия охватывает период после раскристаллизации интрузива и характеризуется отложением сфалерита, карбоната, гипса. Минералообразование обеих стадий происходило из конвективно-циркуляционной гидротермальной системы.

На Каджаранском месторождении выделяются 4 стадии. I—кварц-магнетитовая парагенетическая ассоциация минералов (ПАМ), II—кварц-полевошпатовая и кварц-молибденовая, III—кварц-халькопирит-молибденитовая и кварц-халькопиритовая, IV—кварц-пиритовая, кварц-сфалерит-галенитовая, карбонатная, халцедоновая и ангидритовая. Отложение ПАМ трех первых стадий происходило из гидротермальной системы направленно движущихся растворов в период кристаллизации интрузива, а отложение ПАМ четвертой стадии из конвективно-циркуляционной системы после раскристаллизации интрузива.

При исследовании гидротермальных рудных месторождений пересечения жил и прожилков, дробление и цементация разновозрастных минеральных агрегатов, различия составов и пространственная разобщенность минеральных ассоциаций традиционно рассматриваются как прямые свидетельства стадийности минералообразования (С. С. Смирнов, А. Г. Бетехтин, Т. Н. Шадлун, М. Г. Добровольская и др.). При этом ПАМ служат основой для суждения о процессах рудообразования, расшифровка которых при таком подходе носит характер лишь более или менее удачных предположений. Одновременно существуют представления, отрицающие стадийность и подчеркивающие эволюционную сущность процесса минералообразования (В. Эммонс, Д. С. Коржинский, Ч. Парк и др.).

Новые возможности для решения проблемы открывают изотопные исследования, которые позволяют получить независимые и весьма важные сведения о процессах рудогенеза и, в частности, оценить стадийность процесса минералообразования и соотношение с ней различных ПАМ.

В настоящем сообщении обсуждение рассматриваемой проблемы проведено, главным образом, на основании результатов изотопно-кислородных исследований ПАМ Техутского и Каджаранского медно-молибденовых месторождений, являющихся типовыми для месторож-

*) Доклад на Международном Симпозиуме «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», посвященном 100-летию со дня рождения академика А. Г. Бетехтина (Москва, 8—10 апреля 1997г.)

дений, сформированных соответственно в доколлизиионном этапе развития региона, в островодужной обстановке и в постколлизиионном этапе, в сложной геодинамической обстановке.

Стадии минералообразования Техутского месторождения

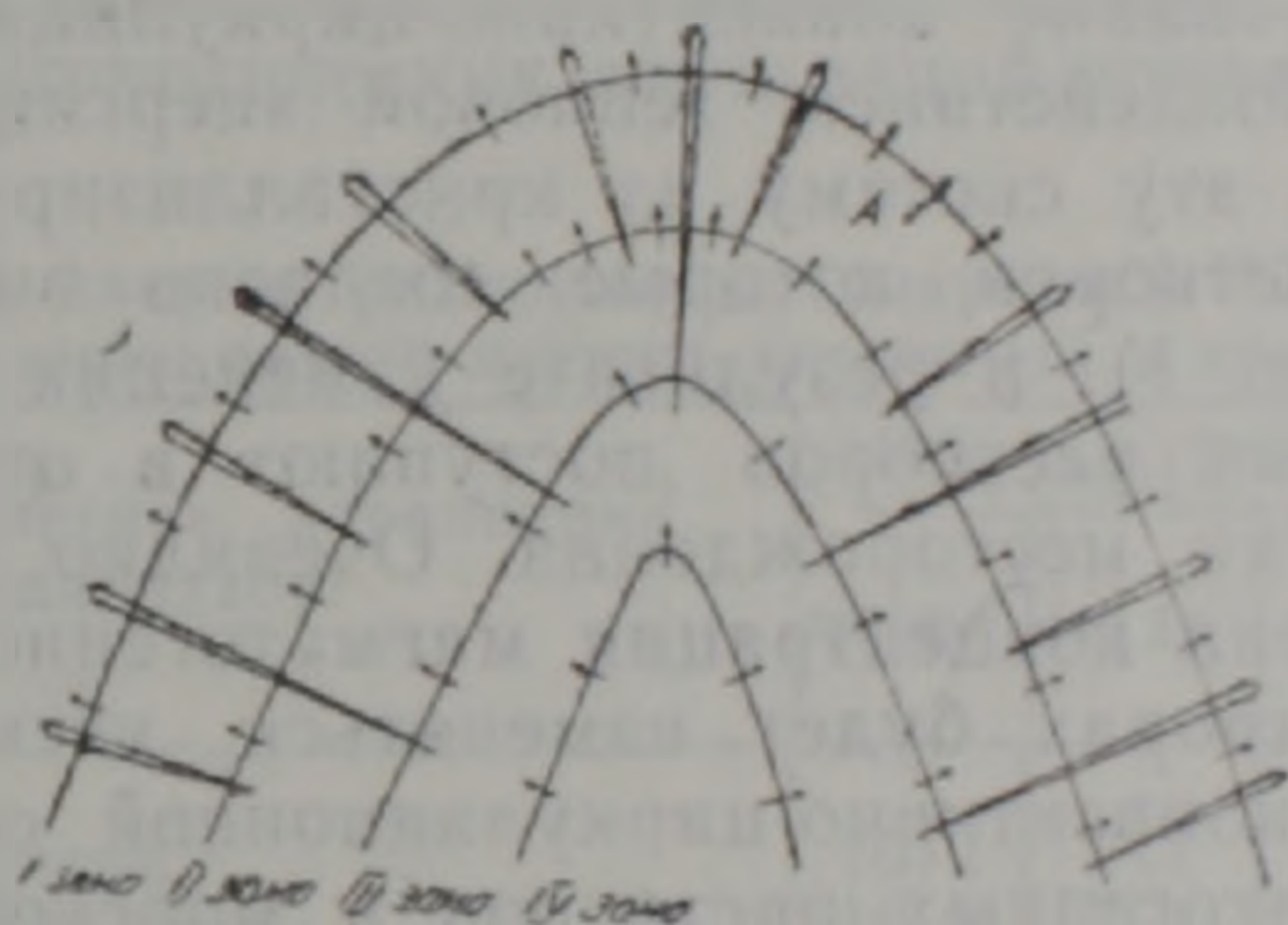
Техутское месторождение расположено в Северной Армении, в пределах Алавердского рудного района, в западной эндоконтактовой полосе Кохб-Шнохского тоналитового полифазного интрузива. Становление интрузива связано с верхнеюрско-нижнемеловой стадией развития Понтийско-Закавказской мезозойской энсалической островной дуги. Кохб-Шнохский интрузив вместе с ассоциирующим с ним Техутским медно-молибденовым месторождением, а также многочисленными железорудными проявлениями слагают единую рудно-магматическую систему (РМС) [2]. Важную роль в локализации медно-молибденового оруденения играли разрывные нарушения и зоны дробления преимущественно северо-восточного простирания [3]. На основании минерального состава, текстурно-структурных особенностей руд, возрастных взаимоотношений различных парагенетических ассоциаций минералов Техутского месторождения выделено восемь стадий минерализации: кварцевая, кварц-пиритовая (с молибденитом), кварц-молибденитовая, кварц-ангидритовая, кварц-ангидрит-пирит-халькопирит-молибденитовая, кварц-кальцит-пирит-халькопирит-сфалеритовая, кварц-карбонатная, гипсовая [3]. Позже, теми же авторами, были внесены определенные изменения в составы отдельных стадий: кварцевая, кварц-молибденитовая, кварц-пиритовая, кварц-ангидрит-пирит-халькопирит-молибденитовая, кварц-ангидрит-пирит-халькопиритовая, кварц-карбонат-пирит-халькопирит-сфалеритовая, кварц-карбонатная, гипсовая [1]. Одновременно было отмечено, что «вопросы стадийного развития рудообразовательных процессов сложные и часто спорные, поэтому при дальнейших исследованиях возможны некоторые изменения» [1].

Как показали результаты наших комплексных, в первую очередь изотопных, исследований медно-молибденовых месторождений Армении, для правильного решения вопросов стадийности процессов рудообразования важное значение имеет выявление источника рудоносных растворов, механизма их транспортировки и отложения. Рудообразующие растворы Техутского месторождения ($\delta^{18}\text{O} = 2,8 \div 5,0\text{‰}$, $\delta\text{D} = -20 \div -44\text{‰}$) представлены смесью магматогенных растворов ($\delta^{18}\text{O} \sim \sim 6,1\text{‰}$) и морской воды. С магматогенными растворами поступали и рудные элементы, в то время как источником серы являлась морская вода, причем сульфаты месторождения по изотопному составу серы ($\delta^{34}\text{S} = 16,6\text{‰}$) соответствуют сере юрско-мелового моря [2]. На разнотипных месторождениях рудно-магматической системы наблюдается прямая зависимость содержания сульфидов от степени развития разрывных структур. Так, на железорудных проявлениях контакто-метасоматического типа (Кохб, Мисхана) содержание сульфидов составляет всего $\sim 3\%$, жильного типа (Бовери-гаш) — до 9% , а на Техутском месторождении, где разрывные структуры пользуются широким развитием, содержание сульфидов доходит до 90% . Более того, здесь широким развитием пользуются и сульфаты. Вышеприведенные данные указывают на внешний источник серы, которым в данной ситуации и при отмеченных изотопных характеристиках может быть только морская вода. Формирование сульфидов при исходной сульфатной форме серы возможно лишь при восстановлении последней. Обогащенность рудообразующих растворов железом ($\sim 90\%$ руд-

ных минералов на месторождении представлено пиритом) и температуры отложения сульфидов ($315\text{--}365^\circ\text{C}$) соответствуют условиям абигенного восстановления сульфатной серы [5]. Этот механизм предполагает температурный контроль минералообразования—отложение сульфидов при 300°C и выше, а при более низких температурах только сульфатов. Приуроченность сульфидов к более высокотемпературным относительно внутренним эндоконтактовым частям Кохб-Шнохского интрузива, а сульфатов—к более низкотемпературным внешним эндоконтактовым зонам свидетельствует об отчетливом проявлении указанного контроля. Интенсивное отложение сульфидных минералов отмечается и на участках развития синрудных малых интрузивов диорит-, кварцевый диорит-порфириров, тоналитовых порфиров, внедрение которых приводило к локальному повышению температуры.

Исследование железорудных месторождений Кохб-Шнохской РМС свидетельствует, что рудоносные растворы выходят из интрузива отдельными потоками и движутся под давлением, слагая гидротермальную систему направленно движущихся растворов [2]. Формирование и особенности такой системы схематически представлены на рис. 1. Интрузив концентрическими линиями условно разделен на ряд зон с целью оценки эволюции гидротермальной системы в процессе постепенной раскристаллизации расплава от внешних частей интрузива к

Рис. 1



внутренним. Предположим, что в первой зоне одновременно сосуществуют расплав, кристаллическая и флюидная фазы. Флюид в точке А, как и расплав, испытывает литостатическое давление, и возможное направление его движения—это миграция вверх, обусловленная разницей в плотностях флюида и расплава. Иначе говоря, в рассматриваемом случае флюид может перемещаться лишь в пределах расплава. После раскристаллизации расплава I зоны флюид окажется в системе трещин, сообщающихся с системой трещин вмещающих пород. Причиной направленного движения растворов является разница в давлениях флюида—литостатическое и заполнения трещин—атмосферное или гидростатическое. Таким образом, флюидная фаза будет находиться под давлением, превышающим давление в трещинах вмещающих пород от нескольких до нескольких сотен раз. Направление движения флюида будет соответствовать наиболее интенсивному понижению давления, каковым является направление нормали к контактам интрузива. Действие гидротермальной системы начинается с раскристаллизации приконтактовой зоны интрузива и заканчивается завершением кристаллизации расплава. Отщепление флюидов из I зоны будет происходить по всей поверхности интрузива в виде многочисленных, но маломощных потоков. Флюиды последующих зон будут

выходить все более мощными, но малочисленными потоками, поскольку, проходя через ранее раскристаллизованные и более трещиноватые породы предыдущих зон, они имеют возможность дренироваться в более мощные каналы.

Очевидно, что рудоносные растворы такого источника генерируются монотонно, а их состав не претерпевает существенных изменений. Нередко отмечаемая на различных месторождениях прерывистость рудоотложения, послужившая основанием для развития представлений о пульсационном характере поступления гидротермальных растворов, предложенным механизмом объясняется неоднократной сменой каналов перемещения растворов, обусловленной, с одной стороны, механизмом формирования гидротермальной системы, а с другой—изменением степени и плана трещиноватости рудовмещающих пород.

В рудообразующих растворах Техутского месторождения, как показывают расчеты, доля магматогенных растворов колеблется в основном в пределах 45—65%. Широкомасштабное смешение магматогенных растворов с морской водой обуславливает понижение давления магматогенных растворов, при поступлении в зону разломов, до гидростатического значения, что указывает на рудоотложение из конвективно-циркуляционной гидротермальной системы.

В схематическом виде модель становления месторождения представляется в следующем виде. Заполнение зоны разломов морской водой и формирование конвективно-циркуляционной гидротермальной системы под воздействием тепловой энергии интрузивного расплава. Поступление в эту систему из кристаллизирующегося интрузива магматогенных растворов, которые, согласно вышерассмотренному механизму (см. рис. 1), в результате изменения каналов передвижения гидротермальных растворов, поступают в отдельные, меняющиеся во времени, участки месторождения. Очевидно, что как в пространстве, так и во времени концентрация магматогенного компонента в рудообразующих растворах будет изменяться, несмотря на гомогенизирующее действие конвективно-циркуляционной системы. Изменение соотношения магматогенных растворов и морской воды означает изменение соотношений между окислителем и восстановителем, а также металлами и серой. Иначе говоря, изменяется как окислительно-восстановительное состояние растворов, так и материальный баланс, что, разумеется, должно приводить к изменению минерального состава парагенетических ассоциаций. Поскольку эти изменения возникают при перемещении одного и того же потока магматогенных растворов из одного участка на другой, то очевидно, что на этих участках возникают противоположные эффекты, что исключает возможность выделения четкой последовательности в отложении ПАМ.

Таким образом, в этот период тип гидротермальной системы качественно не изменяется, а сам процесс контролируется одними и теми же факторами—температурой и соотношением магматогенных растворов и морской воды.

Качественное изменение в процессе рудоотложения происходит в результате завершения кристаллизации интрузива, что ведет к прекращению поступления в гидротермальную систему магматогенных растворов и, следовательно, прекращению поступления в систему металлов, т.е. началу завершения процесса рудообразования. Это приводит к гомогенизации гидротермальной системы, к прекращению контролирующей роли соотношения магматогенных растворов и морской воды и к появлению нового рудоконтролирующего фактора—самого процесса рудоотложения. Последнее определяется действием закона масс, т.е. отложением вначале ПАМ элементов, содержащихся

в гидротермальном растворе в относительно больших концентрациях. Дальнейшее развитие рудоотложения приводит к истощению растворов рудными элементами и к прекращению отложения рудных ассоциаций.

Стадии минералообразования Каджаранского месторождения

Каджаранское месторождение расположено в юго-восточной части Армении, в Зангезурском рудном районе. Формирование месторождения происходило в постколлизийном этапе развития региона, в континентальных условиях в сложной геодинамической обстановке (сочетание сжимающих и растягивающих напряжений). В становлении месторождения активную роль играли интрузивы Мегринского плутона. Месторождение генетически связывается с Вохчинским интрузивом гранитов-гранодиоритов ($22 \div 24 \text{ Ma}$), однако рудовмещающими являются интрузивы более раннего—монцониювого комплекса ($37 \div 38 \text{ Ma}$).

Контакт между указанными комплексами проходит вдоль регионального Таштунского (Дебаклинского) разлома.

На месторождении выделяются 10 стадий минерализации: кварц-магнетитовая, кварц-полевошпатовая, кварц-молибденитовая, кварц-халькопирит-молибденитовая, кварц-халькопиритовая, кварц-пиритовая, кварц-сфалерит-галенитовая, карбонатная, халцедоновая, ангидрит-гипсовая [4]. Результаты изотопно-кислородных исследований кварца из отмеченных парагенетических ассоциаций приведены в табл. 1.

Таблица 1

Изотопные составы кислорода кварца, рассчитанные значения $\delta^{18}\text{O}$ воды и пород, температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварце

№ п/п	№ № обр	Парагенетические ассоциации минералов	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)			T°, C	Группы пород
			кварц	вода	порода		
1.	4/85	кварц-магнетитовая	10.2	8.1	8.9	520	I
2.	2/85	кварц-полевошпатовая	10.0	7.1	8.3	460	
3.	24/70	кварц-молибденитовая	10.1	6.7	8.6	430	
4.	1/75	кварц-молибденитовая	9.7	6.1	8.1	420	
5.	14/70	кварц-молибденитовая	9.6	6.0	8.0	420	II
6.	32/70	кварц-молибденитовая	9.8	5.7	8.1	400	
7.	25/70	кварц-молибденитовая	9.7	5.6	8.0	400	
8.	33/70	кварц-молибденит-халькопиритовая	9.6	5.0	7.9	375	
9.	244	кварц-молибденитовая	9.8	5.11	8.0	370	
10.	23/70	кварц-халькопиритовая	9.9	5.1	8.0	370	
11.	30/70	кварц-молибденитовая	9.9	4.6	8.0	350	
12.	74/к	кварц-молибденит-халькопиритовая	10.1	4.2	8.0	330	
13.	77/к	кварц-халькопиритовая	10.2	3.9	8.1	315	
14.	17/63	кварц-сфалерит-галенитовая	7.3	0	4.9	290	III
15.	13/65	кварц-пиритовая	8.1	-0.4	5.5	260	
16.	39/70	кварц-пиритовая	7.5	-0.6	5.3	260	
17.	3/70	кварц-сфалерит-галенитовая	6.7	-2.3	4.0	250	
18.	4/70	кварц-пиритовая	7.0	-2.7	4.7	235	

Формирование месторождения начинается с отложения кварц-магнетитовой ПАМ. По изотопному составу кислорода рудовмещающие монцониты ($\delta^{18}\text{O}=6,5\text{‰}$) значительно отличаются от рудоносных гранитов и гранодиоритов ($\delta^{18}\text{O}=9,0\text{‰}$), поэтому взаимодействие растворов с монцонитами должно сопровождаться заметными изотопны-

ми эффектами. Между тем изотопный состав кислорода воды рудоносных растворов 8,1‰ (по данным исследования источника растворов) и изотопный состав воды рудообразующих растворов кварц-магнетитовой ПАМ аналогичны (см. табл. 1). В этой связи естественно предположить, что причиной отложения магнетита мог быть только кратковременно действующий фактор, каковым, по всей вероятности, являлся атмосферный кислород, неизбежно присутствующий в зоне разлома и трещинах в монцонитах. Ожидаемый изотопный эффект—облегчение $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов, фиксируется при отложении последующих кварц-полевошпатовой и более существенно—кварц-молибденитовой ПАМ. Однако, аналогичный эффект может быть также результатом понижения температуры процесса и смешения с магматогенными растворами метеорной воды. Для однозначного решения вопроса нами использованы рассчитанные по уравнению плагиоклаз-вода значения $\delta^{18}\text{O}$ пород. В случае установления в системе равновесия они характеризуют приблизительный изотопный состав породы, в противном же случае они не имеют геологического смысла. Однако, являясь трансформированными значениями $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов, они несут информацию о ее источнике. По характеру расчетных значений $\delta^{18}\text{O}$ пород, исследованные образцы разделены на 3 группы (см. табл. 1). Образцы первой группы указывают на стремление системы к равновесию, изменение же тенденции понижения $\delta^{18}\text{O}$ пород свидетельствует о достижении равновесия между растворами и монцонитами (обр. 1/75). Кварц-молибденитовая ПАМ последовательно сменяется кварц-молибденит-халькопиритовой, кварц-халькопиритовой и т.д. Однако этот порядок в табл. 1 несколько нарушен, поскольку за основу систематизации образцов, отобранных из разных участков, приняты температуры их отложения. Анализ гидротермальной системы направлено движущихся растворов показывает, что как в пространстве (по мере удаления от источника), так и во времени последующие отложения являются более низкотемпературными, чем предыдущие. Нарушение этого порядка недопустимо, т.к. температура на всех участках контролируется одним и тем же фактором. Состав же ПАМ контролируется факторами, которые на разных участках месторождения могут проявляться в разное время, и поэтому при сопоставлении образцов из разных участков такие расхождения возможны и принципиального значения не имеют.

После установления равновесия в системе (обр. 1/75) смена состава отлагающихся минералов невозможна без участия в процессе новых факторов. В результате понижения температуры ожидаемые изотопные эффекты—облегчение $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов и утяжеление $\delta^{18}\text{O}$ пород. В действительности же во второй группе образцов значения $\delta^{18}\text{O}$ пород не меняются, а в третьей—понижаются, причем даже ниже величин, известных для магматических образований. Значения $\delta^{18}\text{O}$ воды понижаются и приобретают минусовые значения. Все это свидетельствует о поступлении в систему и участии в процессах рудообразования метеорной воды, а, следовательно, и атмосферного кислорода. Смешение становится возможным, и количество метеорной воды в рудообразующих растворах, в результате понижения давления магматогенных растворов, увеличивается. Из приведенных в таблице 1 данных видно, что химический эффект смешения, по сравнению с изотопным, проявляется с некоторым запаздыванием, что объясняется особенностями их оценки. Изотопные эффекты выявляются непосредственно, в то время как смена ПАМ считается состоявшейся лишь при существенном превалировании новообразованного минерала,

характеризующего новую парагенетическую ассоциацию. Иначе говоря, смена ПАМ происходит тогда, когда эффект от смещения достигает определенного значения.

Переход от образцов второй группы к третьей отличается аномальным изотопным сдвигом ($\sim 4\text{‰}$), обусловленным завершением кристаллизации гранит-гранодиоритового интрузивного комплекса, прекращением генерации магматогенных растворов и, как следствие, резким возрастанием роли метеорной воды в рудообразующих растворах. Завершение кристаллизации интрузива отражается и в геологическом строении Каджаранского месторождения. В соответствии с функционированием механизма направленно движущихся растворов наименее распространенными на месторождении должны быть наиболее высокотемпературные ПАМ, а наиболее распространенными—самые низкотемпературные. Однако, эта закономерность выдерживается лишь для кварц-магнетитовой, кварц-полевошпатовой, кварц-молибденитовой, кварц-молибденит-халькопиритовой и кварц-халькопиритовой ПАМ, которые отлагались до вышеуказанного аномального изотопного сдвига. Последующие ПАМ, имеющие небольшое развитие на месторождении, отлагались из конвективно-циркуляционной гидротермальной системы, в которую новые порции рудных элементов не поступали. Смена ПАМ в этом случае определяется истощением системы соответствующими элементами в процессе рудоотложения.

Заключение

Анализ процессов минералообразования на Техутском и Каджаранском медно-молибденовых месторождениях позволяет утверждать о реальной стадийности рудоотложения, под которой следует понимать качественные изменения процесса минералообразования и в первую очередь смену рудоконтролирующих факторов и типа гидротермальной системы.

Минералообразование на Техутском месторождении происходило в течение двух стадий из конвективно-циркуляционной гидротермальной системы. Первая, или главная стадия охватывает период кристаллизации интрузива и характеризуется отложением, в частности, медно-молибденовых руд. Модель становления месторождения свидетельствует о том, что для этой стадии нельзя ожидать четкой последовательности в отложении ПАМ, поскольку рудоконтролирующие факторы на различных участках месторождения проявляются по-разному. Более того, перемещение магматогенных растворов из одного участка на другой обуславливает проявление противоположных эффектов. Вторая стадия минералообразования охватывает период после раскристаллизации интрузива и характеризуется отложением сфалерита, карбоната и гипса.

На Каджаранском месторождении выделяются 4 стадии минералообразования. В первую стадию происходит отложение кварц-магнетитовой ПАМ, во вторую—кварц-полевошпатовой и кварц-молибденитовой, в третью—кварц-халькопирит-молибденитовой и кварц-халькопиритовой, в четвертую—кварц-пиритовой, кварц-сфалерит-галениитовой, карбонатной, халцедоновой и ангидритовой. Отложение ПАМ первых трех стадий происходило из гидротермальной системы направленно движущихся растворов, а отложение ПАМ четвертой стадии—из конвективно-циркуляционной гидротермальной системы.

Работа выполнена в рамках темы 96—127, финансируемой из государственного бюджета Республики Армения.

ՀԱՆՔԱԳՈՅԱՑՄԱՆ ՓՈԻԼԱՅՆՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԻ
ՊԱՐԱԳԵՆԵՏԻԿԱԿԱՆ ԱՍՈՑԻԱՑԻԱՆԵՐԻ ՓՈԽՀԱՐԱՔԵՐՈՒԹՅՈՒՆԸ
ՊՂԻՆԶ-ՄՈԼԻԲԴԵՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐՈՒՄ
(ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ԻԶՈՏՈՊԱ-ԹՔՎԱԾՆԱՅԻՆ
ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐՈՎ)

Մ. Ս. Հակոբյան, Ռ. Լ. Մելիֆոնյան

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Թվովաձևա-իզոտրոպային հետազոտությունների արդյունքների հիման վրա մշակվել են Թեղուտի և Քաջարանի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերի փուլայնության նոր սխեմաներ: Ընդգծվում է հանքայնացման վերստուգիչ գործունեության և հիդրոթերմալ համակարգերի տիպի որոշիչ դերը միներալառաջացման փուլայնության ձևավորման մեջ:

Թեղուտի հանքավայրում առանձնացված են 2 փուլեր: Առաջինը ընդգրկում է ինտրուզիվի բյուրեղացման ժամանակահատվածը և բնորոշվում է պղինձ-մոլիբդենային հանքանյութերի նստեցումով: Հանքավայրի առաջացման մոդելի վերլուծությունը վկայում է այդ փուլի միներալառաջացման հստակ հաջորդականության անհնարինությունը: Երկրորդ փուլը ընդգրկում է ինտրուզիվի բյուրեղացումից հետո ընկած ժամանակահատվածը և բնորոշվում է սֆալերիտի, կարբոնատների, գիպսի նստեցումով: Նշված փուլերի միներալառաջացումը կատարվում է կոնվեկտիվ ցիրկուլյացիոն հիդրոթերմալ համակարգից:

Քաջարանի հանքավայրում առանձնացվում են 4 փուլեր: Առաջին փուլում նստում են քվարց-մագնետիտային պարագենետիկական ասոցիացիայի միներալները, երկրորդում՝ քվարց-դաշտային սպաթային և քվարց-մոլիբդենիտայինը, երրորդում՝ քվարց-խալկոպիրիտ-մոլիբդենիտայինը և քվարց-խալկոպիրիտայինը, չորրորդում՝ քվարց-պիրիտայինը, քվարց-սֆալերիտ-դալենիտայինը, կարբոնատայինը, քաղկեդոնայինը և անհիդրիդայինը: Առաջին երեք փուլերի միներալների նստեցումը կատարվել է ուղղված տեղաշարժող լուծույթների հիդրոթերմալ համակարգից, ինտրուզիվի բյուրեղացման ընթացքում, իսկ չորրորդ փուլի միներալների նստեցումը՝ կոնվեկտիվ-ցիրկուլյացիոն համակարգից, ինտրուզիվի բյուրեղացման ավարտից հետո:

RELATION BETWEEN ORE FORMATION STAGE REGULARITY
AND MINERALS' PARAGENETIC ASSOCIATIONS OF COPPER-
MOLYBDENUM DEPOSITS (ACCORDING TO THE RESULTS
OF OXYGEN-ISOTOPE STUDIES OF ARMENIA'S DEPOSITS)

M. S. Hakobyan, R. L. Melkonyan

Abstract

A new scheme for a stage regularity of mineral formation in the Teghout and Kajaran copper-molybdenum deposits is developed. Two stages are distinguished for the Teghout deposit. The first stage covers intrusive crystallization period and is characterized by deposition of copper-molybdenum ores. The analysis of a deposit formation model evidences that a distinct sequence of mineral formation at this stage is impossible. The second stage covers the period after intrusive decrystallization and is characterized by deposition of sfalerite, carbonate and gypsum. Minerals were formed from a convective-circulating hydrothermal system at the two stages.

Four stages are distinguished at the Kajaran deposit. The first stage is quartz-magnetite paragenetic mineral association (PMA); the second one—quartz-feldspar and quartz-molybdenite; the third one—quartz-chalkopyrite-molybdenite and quartz-chalkopyrite; and the fourth one—quartz-pyrite, quartz-sphalerite-galenite, carbonate, chalcedony and anhydrite. At the first three stages PMA was deposited from a hydrothermal system of oriented-moving solutions during the intrusive crystallization period, and at the fourth one PMA was deposited from a convective-circulating system after the intrusive decrystallization.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амирян Ш. О., Пиджян Г. О., Фарамазян А. С. Стадии минерализации и минералы руд Техутского месторождения.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1987, №4, с. 31—44.
2. Асланян А. Т., Акопян М. С., Мелконян Р. Л., Пароникян В. О. Кохб-Шнохская рудно-магматическая система и модель ее формирования.—Геохимия, 1990, №1, с. 91—105.
3. Асланян А. Т., Гулян Э. Х., Пиджян Г. О., Амирян Ш. О., Фарамазян А. С., Овсепян Э. Ш., Арутюнян С. Г., Галстян Х. Г. Техутское медно-молибденовое месторождение.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1980, №5, с. 3—24.
4. Карамян К. А., Фарамазян А. С. Стадии минерализации Каджаранского медно-молибденового месторождения.—Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, 1960, №3—4, с. 65—88.
5. Омото Х., Рай Р. О. Изотопы серы и углерода. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982, с. 405—450.

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ТРОНДЪЕМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ АРМЕНИИ

© 1997 г. В. А. Агамалян, Р. Х. Гукасян, Г. П. Багдасарян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 04.10.96.

По геолого-петрологическим и изотопно-геохимическим исследованиям плагнограниты Цахкуняцкого хребта выделяются в докембрийскую трондъемитовую формацию верхнепротерозойского возраста с $Rb-Sr$ возрастом $685 \pm \pm 77$ млн. лет и с мантийным первичным отношением $(^{87}Si: ^{86}Si)_0 = 0,703361 \pm \pm 0,000143$. Выдвигается предположение о выплавлении трондъемитовой магмы в зоне энсиматической субдукции за счет селективного плавления океанического толента Протетиса при 5 кбар с последующим гравитационным подъемом магмы на 3—5 км до уровня зеленосланцевого метаморфизма.

Плагнограниты Цахкуняцкого хребта были изучены В. Н. Котляром [8], Г. П. Багдасаряном [5], впервые определившим их как трондъемиты, С. И. Баласаняном [6], З. О. Чибухчяном [10], В. А. Агамаляном [1, 3]. В работе З. О. Чибухчяна приводятся подробные сведения по геологии, петрографии, минералогии, геохимии, петрохимии и петрологии плагногранитов. Однако вопросы возраста плагногранитов, их формационной принадлежности, генезиса, термодинамических параметров и петрогенетического тренда остаются дискуссионными. Настоящая статья посвящена освещению этих вопросов.

Докембрийские образования слагают кристаллический фундамент юго-западной (гондванской) тектонической области Армении. Они обнажаются на Цахкуняцком хребте к северу от гор. Еревана на площади более 600 кв. км при общей мощности около 6 км (Цахкуняцкий кристаллический массив) и подсечены скважинами к югу и западу от Еревана на Айнтапском (Тазагюхском) погребенном поднятии. Докембрийские образования относятся нами к кристаллическому фундаменту Перигондванского Армяно-Иранского мезоконтинента [13], который отделился от Нубийско-Аравийского Пан-Африканского неократона в пермо-триасе и в верхнем сеноне столкнулся с мезозойской Сомхето-Карабахской островодужной постройкой эпигерцинского Понтийско-Закавказского массива южного обрамления Восточно-Европейской платформы в ходе закрытия Мезотетиса.

Докембрийские образования выражены двумя крупными группами (сериями)—нижней и верхней [1]. Нижняя группа с обнаженной мощностью в 1,5 км представлена полиметаморфической гнейсово-парасланцевой серией амфиболитовой фации среднепротерозойского возраста. Верхняя серия мощностью около 3 км залегает со скачком в метаморфизме на нижней серии и метаморфизована в ходе пан-африканского события в фации зеленых сланцев. Она является аккреционным комплексом и состоит из двух тектонически смещенных единиц—южной и северной, образованных в различных палеогеографических областях при различных геодинамических режимах.

Южная (Агверанская) часть верхней серии представляет собой филлит-вулканогенно-карбонатную энсиалическую островодужную единицу, где трондъемиты отсутствуют, и она подстилается полиметаморфической нижней серией, тогда как северная (Апаран-Анкаванская) часть верхней серии представлена офиолитовой перидотит-коматит-базальтовой серпентинит-амфиболитовой толщей, густо насыщенной конформными телами трондъемитов (плагногранитов). Таким об-

разом, докембрийская трондьемитовая формация, которой посвящена настоящая статья, развита исключительно в составе верхнепротерозойской офиолитовой серии докембрия Армении [4].

В. Н. Котляр, впервые изучивший гранитоиды северной части Цахкуняцкого массива, объединил плагиограниты в единую группу древних лейкократовых гранитов палеозоя. Нами было проведено детальное геолого-петрографическое картирование Цахкуняцкого кристаллического массива с разделением группы «лейкогранитов» В. Н. Котляра на разновозрастные формации, представленные: 1) формацией трондьемитов (плагиогранитов) докембрия, которые прорываются 2) формацией гранито-гнейсов верхнего протерозоя (620 млн. лет, Rb/Sr изохрона) [4] и обе в свою очередь прорываются 3) собственно лейкократовыми калиевыми гранитами второй фазы неокомской тоналитовой формации. Последние образуют серии жильных и пластовых тел в зоне Лусагюхского разлома, прорывая и инъецируя докембрийские сланцы, трондьемиты и гранито-гнейсы восточного крыла разлома и проникают в мезозойские зеленокаменные вулканиты Апаранской серии западного крыла этого разлома, создавая ложное впечатление о прорывании и контактовом воздействии гранито-гнейсов на метабазальты Апаранской серии, а при инъекции в трондьемиты — появлении калишпата в последних [2].

Трондьемитовая формация составляет примерно 1/4 объема офиолитовой серпентинит-амфиболитовой анкаванской серии верхнего протерозоя в виде конформных пластовых внедрений, повторяющих складчатые и пloyчатые изгибы амфиболитовой толщи вплоть до образования послойных плагиогранит-мigmatитов. Местами трондьемиты по объему преобладают над вмещающими сланцами и образуют довольно крупные интрузивные массивы до 10 кв. км с сохранением многочисленных несмещенных фрагментов пластов сланцев в виде ксенолитов. Реже наблюдаются дискордантные прорывания сланцеватости амфиболитов в виде перемычек, соединяющих соседние пластовые тела трондьемитов, либо в виде отдельных более поздних тел, секущих сланцы и пластовые тела трондьемитов. Мелкозернистые эндоконтактовые закалки обычно отсутствуют, так же как и экзоконтактовые роговики, однако наблюдается экзоконтактовое сгущение окраски вмещающих амфиболитов и скарнирование единичных мраморных линз, заключенных в амфиболиты. Указанное сгущение окраски обусловлено переходом зеленых амфибол-клинохлоровых сланцев в темно-зеленый, почти черный амфиболит [4].

Трондьемиты представлены полнокристаллическими среднезернистыми породами белого цвета. Текстура у них массивная, без явных признаков течения, либо сланцеватости. Директивные и порфировидные текстуры более характерны для поздних внедрений. Жильная фаза очень незначительна и проявляется лишь местами в виде более мелкозернистых плагиоаплитов и более крупнозернистых плагиопегматитов. Невооруженным глазом хорошо различимы изометричные таблички плагиоклаза размером 3—5 мм, ксеноморфного кварца и мелкие просечки вторичного хлорита по биотиту, либо амфиболу, и мелкие листочки мусковита, местами увеличиваясь по содержанию до образования мусковитовых плагиогранитов.

Полевые наблюдения позволяют считать, что внедрение трондьемитовой магмы произошло в завершающем этапе складчатости и метаморфизма вмещающей амфиболитовой толщи, когда последняя была еще достаточно нагрета и находилась в пластичном состоянии (конформное залегание трондьемитов и отсутствие у них закалки), однако

температура магмы была несколько выше, чем у вмещающих сланцев, что привело к дополнительному прогреву последних с переходом клинохлора в амфибол и скарнированию известковых прослоев. В то же время полная кристаллизация и затверждение трондьемитовой магмы произошло уже в сравнительно спокойной обстановке при затухании сквозных дифференциальных движений метаморфизма. Повсеместное развитие трондьемитов в амфиболитовой толще может свидетельствовать о выплавлении магмы в ходе единого этапа метаморфизма на несколько более глубоком уровне океанической коры по термальному градиенту с последующим гравитационным всплытием (перемещением) в нынешнее положение. Такая возможность обеспечивается разностью в плотности между амфиболитами ($d=2,85$) и трондьемитами ($d=2,65$), равной $0,20 \text{ г/куб. см.}$, измеренные на образцах нашей коллекции. Селективное плавление толеита требует притока дополнительной тепловой энергии по сравнению со стационарным спредингом океанической коры. Таким источником скорее всего могла быть энсиматическая зона субдукции. В этом случае наблюдаемое тесное сочетание ультрамафит-коматинит-трондьемит могла образоваться в основании энсиматической островной дуги Протетиса, где ультрамафиты и амфиболиты являются компонентами океанической коры, образованной в зоне спрединга, а трондьемитовая магма могла быть выплавлена позднее над зоной субдукции за счет селективного плавления океанического толеита. Эта гипотеза может быть подтверждена величиной первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ трондьемитов.

Петрографические особенности трондьемитов

Трондьемиты обладают довольно устойчивыми типоморфными структурно-текстурными и петрологическими особенностями, позволяющими легко идентифицировать породы этой формации и без труда отличать их от территориально иногда совмещенных с ними гранитоидов гранито-гнейсовой формации докембрия (сланцеватость и наличие микроклина) и неокомских лейкократовых гранитов (наличие микроклина).

Под микроскопом трондьемиты имеют гипидиоморфозернистую структуру. Для них характерно среднезернистое, реже крупнозернистое сложение. Они сложены идиоморфными кристаллами несколько пелитизированного и частично серицитизированного кислого плагиоклаза размером от 1—2 до 5—7 мм таблитчатой формы, угловатые промежутки которых выполнены ксеноморфным кварцем размером 1—3 мм, имеющим обычно резко волнистое, вплоть до мозаичного погасание. Темноцветные минералы обычно составляют 5% объема и представлены мелкими удлиненными выделениями хлорита размером до 1 мм с включениями непрозрачной рудной пыли, нередко в срассаниях с эпидотом и мусковитом. Мусковит представлен листочками до 2—3 мм, частично образованными за счет перекристаллизации сосюритовых агрегатов. В единичных случаях встречаются реликтовые пойкилобластические выделения бесцветного граната. Акцессорные минералы представлены апатитом в виде мелких удлиненных кристаллов размером 0,1 мм и сфеном.

Для воссоздания условий кристаллизации магмы рассмотрим вкратце некоторые специфические петрографические особенности трондьемитов.

Плагиоклаз проявляет три генерации выделений: первая генерация представлена хорошо ограненными короткотаблитчатыми выделениями размером 3—5 мм, которые тонко сдвойникованы, зональные,

заметно пелитизированы и соссюритизированы. Кристаллы первой генерации иногда содержат очень густо пелитизированные, почти непрозрачные ядра, переходящие по периферии кристаллов в тонко сдвойникованные зональные разности. На месте подобных ядер в двух

Таблица 1

Количественно-минеральный состав трондьемитов

№№ п п	№№ обр.	Кв	Л	Му	Хл	Эп	Руд	Ап
1	2573	15	72	4.5	5	1	0.5	+
2	3209	12	75	3	2	3	5	+
3	2710	23	65	3	5.2	3.5	0.3	+
4	2104	6	85	1	2	4	0.5	1.5
5	2311	23	69	3	3	1.5	0.5	+
6	2502	30	55	5	7	2	1	+
7	2600	32	57	6	3	1	1	+
8	2105	34	55	5	3	2.5	0.5	+
9	2738	25	64	5	3	2.5	0.5	+
10	2565	28	58	7	4	1.5	1	0.5
11	2538	35	53	7	2.5	1	1.5	+
12	2998	35	52	6	3	1	3	+
13	2991	25	55	8	8	3	1	+
14	2213	33	42	15	2	2	1	+

случаях отмечаются реликты граната. Содержание анортита в первой генерации плагиоклаза колеблется от 25 до 40%. В зонах протоклаза наблюдается деформация с искривлением двойниковых полос и дроблением. Плагиоклаз второй генерации представлен альбитом (№10—12), обычно прозрачный, несдвойникованный, образует каймы вокруг таблитчатых выделений первой генерации или образует самостоятельные зерна и отчетливо замещает кристаллы первой генерации и вдаётся в них в виде лапчатых и пальцевидных отростков. Вторая генерация плагиоклаза содержит включения темноцветных минералов и образует взаимные срастания с кварцем. В более поздних секущих телах первая генерация образует мутные зональные порфировидные выделения, окруженные мелкозернистой аплитовидной массой, состоящей из мелких кристаллов плагиоклаза второй генерации и кварца. Третья генерация представлена водяно-прозрачным альбитом, замещающим плагиоклазы первых двух генераций в зонах интенсивного метаморфизма.

Кварц обычно заполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза первой генерации и образует местами отчетливые гранофировые срастания с плагиоклазом второй генерации, свидетельствующие о близко-одновременном выделении из магмы.

Темноцветные минералы, как было отмечено, интенсивно преобразованы. Апобиотитовые разности узнаются по выделениям сагенитового рутила в хлорите в срастании с серицитом, а псевдоморфозы по роговой обманке иногда распознаются по концевым ограничениям и срастаниям хлорита с эпидотом и лейкоксеном. Редкие случаи наличия неизменной роговой обманки и биотита скорее всего обусловлены гибридным.

Метаморфизм трондьемитов выражается главным образом в преобразовании темноцветных минералов: Би=Хл+Му+Руд; Ро=Хл+Эп+Сф+Мт. Мусковит в большинстве случаев имеет вторичное происхождение, перекристаллизуясь за счет преобразования соссюритовых продуктов распада плагиоклаза первой генерации, образуя хо-

рошо ограниченные листочки, тогда как первичный мусковит представлен более крупными деформированными листочками. Таким образом, за счет первично-магматического парагенезиса плагиоклаз-амфибол-биотит-мусковит развивается метаморфогенный парагенезис альбит-мусковит-хлорит-эпидот, характерный для фации зеленых сланцев при $P=3,0-3,5$ кбар, $T=400-450^\circ$ [7].

Приведенные петрографические особенности позволяют осветить некоторые стадии образования и кристаллизации трондьемитовой магмы и дальнейшего метаморфогенного преобразования пород. Наличие реликтов граната может указать на источник, представленный гранатовым амфиболитом, который мог образовываться за счет исходных океанических толентов на более глубоких уровнях метаморфизма. По сравнению с нынешним эрозионным срезом амфиболитовой толщи (около 10 км), уровень селективного выплавления трондьемитовой магмы по равновесию альмандин-роговая обманка-трондьемитовый расплав ($P>4-5$ кбар, $T>700^\circ$) будет соответствовать глубине 12—15 км, что на 2—5 км глубже нынешнего эрозионного среза. Стадия интрателлурической кристаллизации с выделением зональных кристаллов плагиоклаза первой генерации могла проходить в ходе гравитационного всплывания трондьемитового расплава сквозь амфиболитовую толщу от уровня селективного плавления до нынешнего на 2—5 км, благодаря дефициту плотности в 0,20 г/куб. см. Магма с интрателлурическими выделениями плагиоклаза первой генерации и немногочисленными темноцветными минералами заполняла под напором архимедовых сил полости складок и разрывов амфиболитовой рамы. Она послужила своеобразной «смазкой», снимающей стрессовые напряжения метаморфизма. Дальнейшая кристаллизация и затвердевание магмы происходили на месте, при этом произошла кристаллизация плагиоклаза второй генерации и кварца в условиях, соответствующих фации зеленых сланцев метаморфизма (альбит+кварц). Наличие межзерновой жидкости предотвратило деформацию интрателлурических выделений плагиоклаза, тогда как кварц, кристаллизовавшийся на месте, проявил волнистое и мозаичное погасание под действием затухающих напряжений стресса конца эпохи метаморфизма, уже недостаточных для рассланцевания трондьемитового заполнения межсланцевых полостей. Более высокая температура трондьемитового расплава способствовала перекристаллизации клинохлора в амфибол вокруг внедрений трондьемитов. Последующие преобразования (хлоритизация и эпидотизация темноцветных, выделение мусковита и альбитизация плагиоклаза) происходили в условиях остывания всей толщи при падающей температуре с прохождением условий все более низких субфаций фации зеленых сланцев.

Петрохимия трондьемитов

Петрохимическая характеристика формации приводится по 14-и анализам автора (табл. 2) и с изображением на диаграммах рис. 1, а также 23 анализов, взятых из публикаций З. О. Чибухяна и В. Н. Котляра. По содержанию окиси кремния (61—76%) и кали-натровому отношению они представлены кислыми породами натровой тоналит-трондьемитовой серии. По содержанию окиси калия значительная часть относится к низкокалиевой группе океанических плагиогранитов. По соотношению суммы щелочей к кремнезему породы занимают субщелочное поле (SubAlk) ниже линии Макдональда-Коцур (МК). Преобладающая часть проб соответствует низкощелочным гранитам, частично переходя в поле гранита и гранодиорита. На диа-

Химический состав пород докембрийской трондьемитовой формации Армении

№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№№ обр.	2573	3209	2710	2104	2311	2602	2600	2105	2738	2565	2538	2998	2991	2213
SiO ₂	61.87	63.84	65.30	66.29	68.19	68.23	68.66	69.82	70.10	70.12	70.32	70.56	72.60	73.35
TiO ₂	0.22	0.00	0.00	0.17	0.17	0.26	0.28	0.12	0.12	0.27	0.21	0.15	0.20	0.09
Al ₂ O ₃	21.72	19.48	22.13	18.00	17.80	16.44	16.65	19.90	16.84	16.02	16.80	16.71	12.98	16.20
Fe ₂ O ₃	0.25	2.39	0.26	0.30	0.43	0.45	0.67	0.61	0.31	0.53	1.02	1.94	0.73	1.09
FeO	1.10	1.32	0.16	0.57	1.02	1.76	1.47	0.32	0.63	1.02	0.58	1.28	1.17	0.32
MnO	0.00	0.01	0.00	0.07	0.02	0.07	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01
MgO	1.60	0.43	0.82	0.25	1.85	2.11	1.70	0.34	1.17	1.40	1.05	0.42	2.11	0.41
CaO	4.50	4.06	3.36	2.72	3.01	2.87	2.73	2.11	2.24	1.79	3.30	2.65	3.30	1.09
Na ₂ O	6.20	6.74	6.00	9.10	6.30	5.37	5.25	5.25	6.37	6.00	4.80	5.00	5.30	4.75
K ₂ O	0.82	0.99	0.67	0.80	1.00	0.82	1.15	1.25	1.55	1.30	1.10	0.50	1.42	1.75
P ₂ O ₅	0.11	0.00	0.07	0.70	0.10	0.32	0.32	0.04	0.15	0.15	0.11	0.02	0.00	0.02
н.п.п.	1.42	0.60	1.18	1.12	1.05	1.84	1.10	1.02	1.30	1.55	1.06	0.80	0.58	1.25
H ₂ O	0.18	0.86	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06

Сумма	100.02	100.72	99.97	100.09	100.94	100.54	100.03	100.82	100.80	100.19	100.38	100.06	100.42	100.39
-------	--------	--------	-------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

Нормативно-минералогический состав

Q	8.0	10.1	14.3	5.9	15.9	21.5	22.1	23.5	18.3	21.1	26.0	27.8	25.0	30.7
Or	4.7	5.8	3.8	4.6	5.7	4.7	6.7	7.5	9.1	7.8	6.4	3.1	8.3	10.4
Ab	55.0	57.9	53.1	79.6	55.5	48.3	47.4	46.7	56.5	54.0	43.3	45.6	47.4	43.1
An	21.2	19.9	15.9	5.7	14.2	12.0	11.4	10.0	10.2	8.2	15.7	13.2	7.3	5.3
Sil	4.6	0.7	9.0	1.1	1.7	3.9	4.4	10.1	1.4	2.8	3.3	5.2	3.7	7.6
Hy	5.6	4.7	3.4	1.1	6.3	8.0	6.6	1.7	3.7	5.2	4.4	4.4	7.1	2.5
Mi	0.3	0.9	0.3	0.4	0.3	0.5	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.6	0.6	0.3
Il	0.3	—	—	0.2	0.2	0.4	0.5	0.2	0.2	0.3	0.3	0.1	0.3	0.1
Ap	0.3	—	0.2	1.5	0.2	0.7	0.7	0.1	0.3	0.3	0.3	—	—	—

Опись анализов: 1—Тоналит кр. зерн., в 2,5 км к В от с. Ортачи (Курибугаз). 2—Тоналит кр. зерн., в 4 км В с. Лусагюх. 3—Тоналит кр. зерн., в 4,5 км СВ с. Лусагюх. 4—Плагноклазит, в 3,5 км ЗСЗ с. Мравян. 5—Трондьемит порфировидный, в 2,7 км ССЗ с. Чкнах. 6—Тоналит слюдистый, кр. зерн., в 2,8 км ЮВ с. Ортачи. 7—Трондьемит ср. зерн., слюдистый, в 2,5 км ЮВ с. Ортачи. 8—Трондьемит порфировидный, в 3,7 км ЗСЗ с. Мравян. 9—Трондьемит кр. зерн., разв. с. Зар. 10—Трондьемит слюдистый, в 3 км СВ с. Ортачи. 11—Трондьемит слюдистый, в 2,5 км В с. Лусагюх. 12—Плагноаплит, жила в трондьемитах, 1,5 км СВ с. Чкнах. 13—Трондьемит кр. зерн., в 2,2 км Ю с. М. Кишлак. 14—Трондьемит мусковитовый, кр. зерн., в 3,7 км Ю с. Анкаван.

Аналитики: №№ 1, 2, 4, 5, 6, 7, 10, 11—Григорян Л., Багдасарян М., Армнипроцветмет: №№ 3, 8, 12, 14—Гаспарян З. Ш., ИГН НАН РА. Материал В. А. Агамалаяна.

грамме AFM составы располагаются в трондьемитовом поле ниже линии соответствующего тренда (td), то же самое наблюдается на диаграмме Na-K-Ca, а на нормативной диаграмме Ab-An-Or занимают поле трондьемита и, частично, тоналита в области изобары 5 кбар (рис. 1). С целью проверки предположения о выплавлении трондьемитовой магмы за счет частичного плавления океанического толента (исходной породы вмещающих амфиболитов [4]), составы трондьемитов спроецированы на диаграмму Q-Ab-Or в правой части рис. 1. Видно, что фигуративные точки группируются (стрелка) вдоль конноды частичного плавления толента Килауэа (пунктир) по Хельзу [12], при этом значительная их часть располагается в области изобары 5 кбар и более.

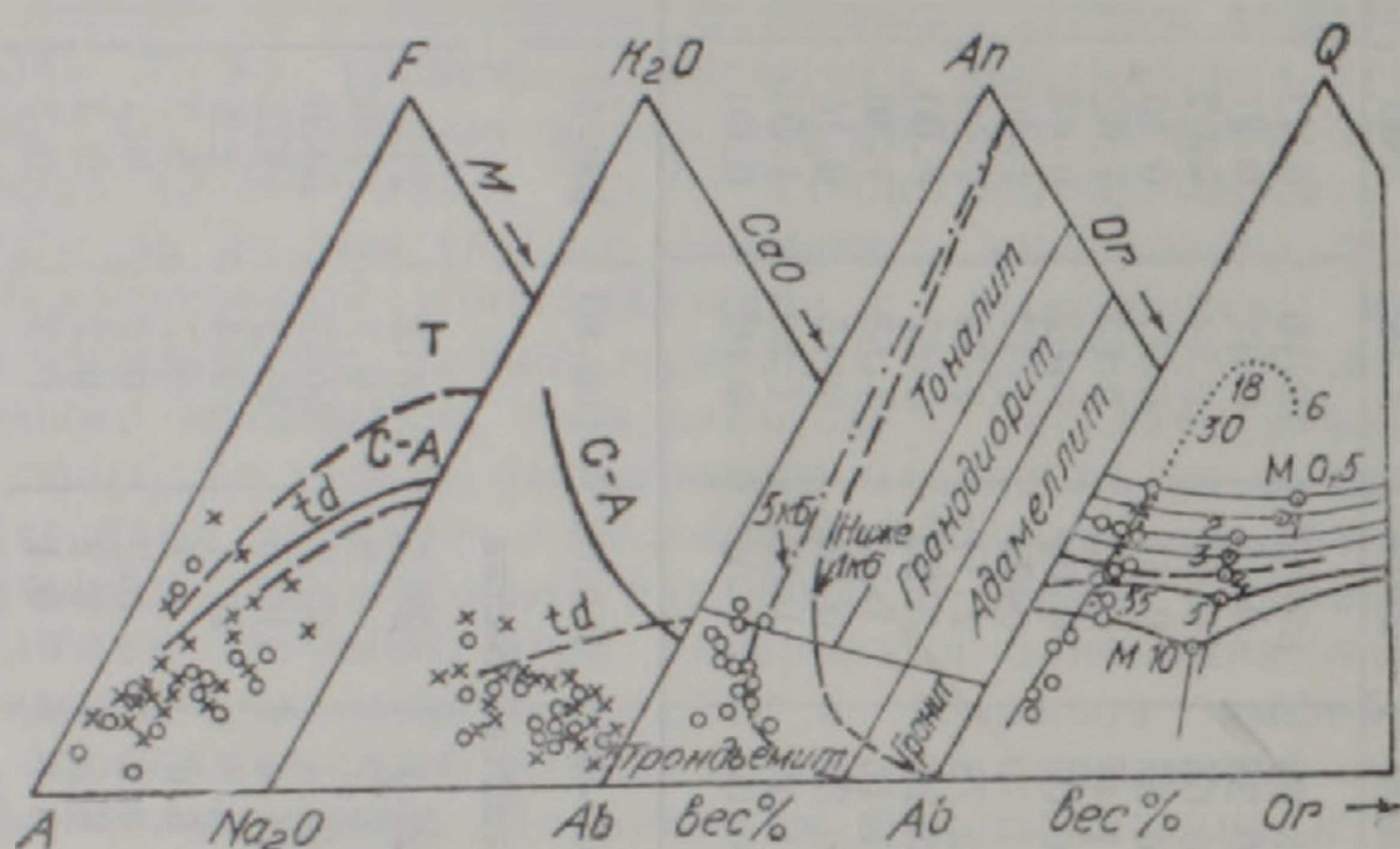


Рис. 1 Составы пород докембрийской трондьемитовой формации на трехкомпонентных диаграммах AFM, Na—K—Ca, Ab—An—Or, Ab—Q—Or. Кружочками показаны составы табл. 2, а крестиками—данные [8, 10].

Таким образом, рассмотренные породы представлены типичными трондьемитами по Ф. Баркеру [11], магма которых могла быть выплавлена за счет селективного плавления океанического толента (вмещающих амфиболитов) на более глубоких уровнях свыше 5 кбар с последующим гравитационным всплыванием на 3—4 км и размещением в полостях метаморфизующейся амфиболитовой толщи в виде синкинематических внедрений.

Изотопные Rb/Sr исследования

С целью уточнения абсолютного возраста и генезиса трондьемитовой формации в Лаборатории изотопной геологии ИГН НАН РА Р. Х. Гукасяном выполнены Rb/Sr изотопные исследования по 7-и представительным пробам трондьемитов Адамадзорского массива по совместным сборам Г. П. Багдасаряна и Р. Х. Гукасяна. В результате получена Rb/Sr изохрона с возрастом 685 ± 77 млн. лет и выявлено первичное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.703361 \pm 0.000143$ при $\text{MSWD} = 0.562$, сведенные в табл. 3 и рис. 2.

Подробности методики изотопно-радиологических исследований опубликованы ранее [5]. В общих чертах методика включает определение Rb и Sr из различных навесок методами изотопного разбавления с разделением стронция на ионообменной колонке с катионитом Dowex 50w фирмы Aldrich Chemical. Измерения изотопных отношений проводились на масс-спектрометре МИ-1309, а прямые измерения

Таблица 3

Rb—Sr изотопно-аналитические данные по трондьемитам Цахкуняцкого
кристаллического массива Армении
(участок Адамадзор)

№№ п.п.	№№ обр.	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, атомные отнош.	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, атом. отнош.
1	6609	73.78	733.62	0.0543	0.70391 ± 0.00022
2	6610	23.31	814.69	0.0828	0.70429 ± 0.00010
3	6611	36.47	784.07	0.1346	0.70457 ± 0.00006
4	6613	31.49	440.75	0.2006	0.70019 ± 0.00013
5	6615	42.82	788.47	0.1571	0.74481 ± 0.00012
6	6617	23.80	587.72	0.1172	0.70445 ± 0.00018
7	6619	18.65	489.07	0.1103	0.70440 ± 0.00019

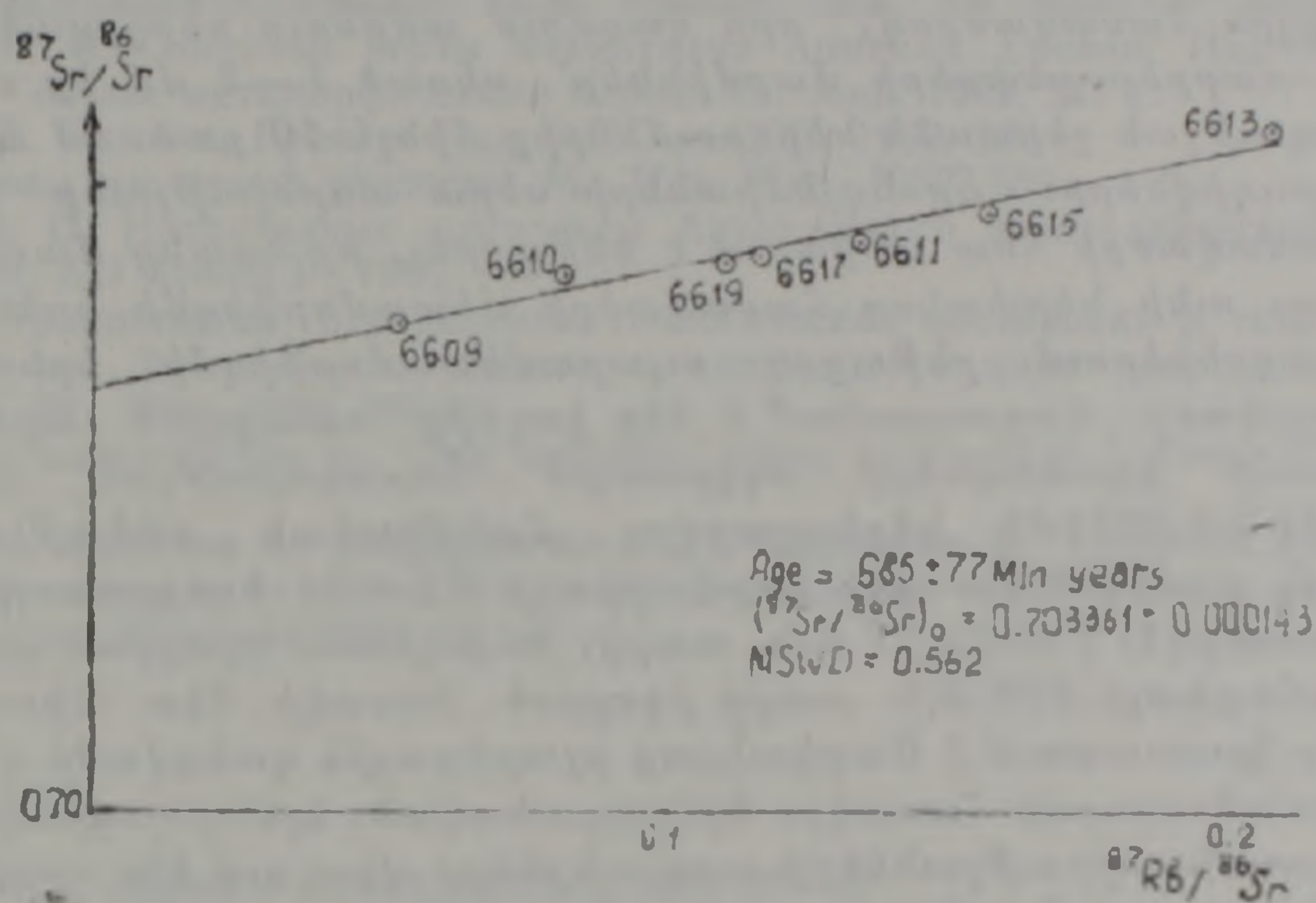


Рис. 2 Rb—Sr изохронная диаграмма трондьемитовой формации Цахкуняцкого кристаллического массива.

отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ —на термоионном масс-спектрометре MI-1201 T с программным управлением, с нормализацией к величине $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ при относительной погрешности определений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 2.0\%$ и $^{87}\text{Sr}/^{85}\text{Sr} = 0.02—0.03\%$. Использовался стронциевый стандарт SRM—987(USA). Константа распада для ^{87}Sr принята равной 1.42×10^{-11} год $^{-1}$. Статистический анализ проводился по методу наименьших квадратов по обоим координатным осям. Регистрация сигналов и обработка информации проводились на IBM PC/AT, соединенном с масс-спектрометром.

Полученное значение возраста является после изохронного возраста гранито-гнейсов [5] веским подтверждением докембрийского возраста кристаллического комплекса Цахкуняцкого массива. При этом подтверждается также более ранний возраст трондьемитовой формации по отношению к возрасту гранито-гнейсовой формации, которая, по геологическим данным, прорывает породы трондьемитовой формации. С другой стороны определение первичного отношения изотопов стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.703361$ позволяет уверенно констатировать мантийное значение этого отношения. Это значение можно интерпретировать как указание на выплавку трондьемитовой магмы из мантийного источника (океанические толенты) без участия корового материала [9].

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՄԻՆԵՐԱԲԱՐՅԱՆ ՏՐՈՆԴՅԵՄԻՏԱՅԻՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՆ

Վ. Ա. Աղամալյան, Ռ. Խ. Ղուկասյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան

Մինչքեմբրյան հասակի տրոնդյեմիտային ինտրուզիվ ֆորմացիան ցայտուն կերպով սրտահայտված է Հայաստանի բյուրեղային հիմքի ելուստը հանդիսացող Մադկունյաց զանգվածի սահմաններում։ Մինչքեմբրյան հաստվածքի վերին պրոտերոզոյի հասակին դասվող վերին սերիայի հյուսիսային մասը (հանքավանի սերիա) ներկայացված է մետաֆիոլիտային սերպենտինիտ-ամֆիբոլիտային հաստվածքով, որի կազմում ամենուր ներդրված են տրոնդյեմիտների տարրեր չափսերի մարմիններ՝, սկսած 1—2 մմ-ից մինչ մի քանի մետր հզորության շերտաձև ներդրումներից մինչև 10 քառ. կմ մակերես ունեցող ինտրուզիվները։ Տրոնդյեմիտների սերտ առնչությունը մետաֆիոլիտային հաստվածքի հետ ստիպում է ենթադրել, որ նրանց մագմայի առաջացումը կապ ունի ներփակող հաստվածքի մետամորֆիզմի երևույթների հետ։ Խորը հորիզոններում ընթացող ուլտրամետամորֆիզմի երևույթների հետ Սույն վարկածը հաստատվում է մեր կողմից ստացված տրոնդյեմիտների ստրոնցիումի իզոտոպների սկզբնային հարաբերության՝ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.703361 \pm 0.000143$ ներկայացվող մանթիական մեծության միջոցով։ Ընդ որում, տրոնդյեմիտային ֆորմացիայի $\text{Rb}-\text{Sr}$ իզոթերոնային բացարձակ հասակը ստացվել է 658 ± 77 մլն. տարի։ Նախկինում որոշված գրանիտո-գնեյսայի ֆորմացիայի 620 մլն. տարի իզոթերոն հասակի հետ միասին այն մեկ անգամ ևս հաստատում է Մադկունյաց բյուրեղային զանգվածի վերին սերիայի վերին պրոտերոզոյան հասակը։ Երկրաբանական, պետրոլոգիական և իզոտոպային ուսումնասիրությունների արդյունքները վկայում են, որ վերին պրոտերոզոյի ընթացքում Պրոթեմիսի օվկիանոսային կեղևի մի հատվածը ենթարկվել է էնսիմատիկ սուբդուկցիայի, որի հետևանքով անջատված ջերմային էներգիան հանգեցրել է օվկիանոսային կեղևի տոլեիտների մասնակի հալման միջոցով տրոնդյեմիտային մագմայի առաջացմանը։ Խտությունների զգալի տարբերության (0.20 գ/սմ^3) հետևանքով տրոնդյեմիտային մագման արթմնեղյան ուժերի շնորհիվ մղվել է 2—5 կմ դեպի վեր և բյուրեղացել կանաչ թերթաքարալին մետամորֆիզմի ներկայիս մերկացող հորիզոնում, առաջացնելով ներփակող ամֆիբոլիտների հետ նկատվող սերտ շերտային հերթափոխությունը։

THE PRE-CAMBRIAN TRONDHJEMITE FORMATION OF ARMENIA

V. A. Agamalian, R. Kh. Ghukasian, G. P. Baghdasarian

Abstract

According to geological-petrological and isotope-geochemical studies the plagiogranites of the Tsakhkounats Range are confined to the Pre-Cambrian Trondhjemite formation of the Upper Proterozoic age with Rb-Sr dating as far as 658 ± 77 mln years and the mantle primary ratio of $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.703361 \pm 0.000143$. It is suggested that Trondhjemite magma was melted in a zone of ensimatic subduction due to selective melting of oceanic tholeiits of the Pro-Thetys at 5kb with following gravitational uplift of magma by 3 to 5 km up to the level of greenschis metamorphhism.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агамалян В. А. Древние метаморфические комплексы территории Армении и их тектоническое положение. Материалы докладов 2-го Регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси: Изд. КИМС, 1978, с. 109—115.
2. Агамалян В. А. Мезозойский аккреционный комплекс (Апаранская серия) Шахкуняцкого хребта Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XL, 1987, №2, с. 13—24.
3. Агамалян В. А. Геолого-петрографическая модель кристаллического фундамента Армянской ССР. В кн. «Роль регион. петрографии в реш. глоб. проблем». Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, с. 10—11.
4. Агамалян В. А. Докембрийский вулканизм Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, т. 47, 1994, №1—2, с. 7—23.
5. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, 291 с.
6. Баласанян С. И. Основные черты магматизма Армении. Ереван: Изд. Митк, 1968.
7. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969, 247 с.
8. Котляр В. Е. Памбак, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958, 228 с.
9. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Изд. Мир, 1989, 589 с.
10. Чибухчян З. О. Интрузивные комплексы Арзаканского кристаллического массива. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, 184 с.
11. Баркер Ф. Трондьемиты: определение, геологическая обстановка и гипотезы образования. В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, 1983, 488 с.
12. Heltz P. T. Phase relation in their melting ranges at $P=5\text{ kb}$. J. Petr., 17, 139—193, 1976.
13. Agamalian V., Aslanian A., Bagdasarian G., Ghukasian R. Assintian and Variscan consolidation areas in crystalline basement of Armenia. IGCP Project no. 5, Caucasian Symposium, Moskow, 1982, 15-16.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, L, №3, 21—33

РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ

© 1997 г. Р. Х. Гукасян, Х. Б. Меликсетян, А. Х. Мнацаканян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 17.06.97.*

Рассматриваются результаты выполненного впервые изучения изотопного состава вулканитов дифференцированной верхнемеловой серии Северной Армении. Определены изохронный возраст формирования серии (78.6 ± 1.6 млн. лет) и первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для серии в целом (0.70421 ± 0.000067). Установлен дискретный характер вариаций Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений с возрастанием содержания рубидия и радиогенного стронция от базальтов к андезитам и риолитам. Положительная корреляция Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ позволяет принять единый изотопный источник стронция на время формирования серии. Исключение составляют кварцевые риолиты, связанные с автономной $\text{Rb}-\text{Sr}$ системой. Петрогенезис серии рассматривается с позиции комбинированной модели фракционной кристаллизации и континентально-корового палингенеза.

Отношения радиогенных изотопов широко используются в современной петрологии как геохимические критерии условий генерации первичных магм и эволюции магматических серий. В статье приводятся результаты выполненного впервые $\text{Rb}-\text{Sr}$ исследования пород верхнемеловой вулканической серии Северной Армении. Они не только

существенно дополняют петрологические представления о происхождении серии [12], но и выдвигают ряд новых аспектов ее изучения. Так, полученные данные позволили зафиксировать время формирования серии, ее изохронный возраст, а также отвечающее мантийному первичное отношение изотопов стронция для серии в целом. Установлено, что вариации изотопно-геохимических параметров согласуются с дискретным характером дифференцированности составов и отражают связанные с мантийно-коровыми очагами петрогенетические процессы формирования серии. Это положение представляется особенно важным в разработке петролого-геодинамической модели верхнемелового вулканизма региона как заключительной стадии развития Понтийско-Малокавказской островной дуги, на которой перестраивается тектонический режим и формируются структуры глубинного рифтогенного растяжения.

Геологическое положение

Верхнемеловая вулканическая серия Северной Армении составляет центральное звено Предмалокавказского вулканического пояса и приурочена к Прикуринскому разломному прогибу СЗ простирания и Иджеванскому и Таузскому поперечным прогибам. По геолого-палеонтологическим данным, возраст изученной серии коньяк-сантонский [2, 3]. Она сложена двумя последовательными комплексами, разделенными геологическим несогласием [12]. Первый, коньяк-нижнесантонский, комплекс состоит из вулканических шлаковых брекчий, потоков и силлов оливиновых базальтов и отвечает массовым извержениям базальтов во всех названных тектонических структурах. Второй, верхнесантонский, комплекс в различных структурах представлен по-разному. В участках унаследованного поперечного рифтинга (Иджеванский прогиб) он сложен потоками андезито-базальтов и пластовыми залежами оливиновых долеритов. В линейной СЗ полосе тектонических поднятий и сжатия, отвечающей зоне сочленения Прикуринского разлома с Иджеванским и Таузским разломами, этот комплекс представлен разнообразной кислой пирокластикой, туфами лавовых потоков, некками и экструзивами риодацитов и риолитов. С СЗ на ЮВ обособляются самостоятельные вулканические ареалы—Ноемберянский (Кохб), Казахский (Котигюх-Алпаут) и Таузский (Паравакар-Ажанли), различающиеся петрохимическим составом слагающих пород. Парагенезис пород и фациальный облик коньяк-нижнесантонского и верхнеконьякского комплексов указывают на преобладающую роль в их формировании взрывных извержений и существенное участие газовой флюидной фазы в исходных расплавах [12].

В геодинамическом плане Предмалокавказский верхнемеловой пояс связан с постконсолидационным этапом развития Малокавказской островной дуги и с образованием на ее СВ фланге тылового окраинно-морского бассейна, имеющего в основании раздробленный гетерогенный фундамент. Этот процесс сопровождался деструкцией ЮВ края Закавказского срединного массива и его глубинным рифтогенным растяжением вдоль многочисленных прерывистых СЗ и СВ осей [11, 12].

Состав фундамента и глубинное строение региона. Фундаментом юрско-неокомских и верхнемеловых вулканических серий Малокавказской островной дуги является раздробленная континентальная кора Закавказского срединного массива байкальско-герцинского возраста консолидации [1, 4, 15]. В основании рассматриваемого централь-

ного звена Предмалокавказского пояса залегает блок с энсиалическим типом фундамента [13]. Последний обнажается в ядрах горстообразных поднятий (Дзирульского, Храмского, Локского, Ахумского и др.) и сложен метаморфическими сланцами и прорывающими их палеозойскими гранитоидами [13, 10]. В пределах выходов гранитоидных массивов фундамента выявляется геохимическая полярность составов с возрастанием K_2O в направлении с ЮВ (Локский выход) на С—СЗ (Храмский, Дзирульский выходы) [1].

Для глубинного строения Предмалокавказского пояса характерно наличие СЗ гравитационной ступени, отделяющей его от Куринской межгорной впадины. Установлен общий подъем кровли «базальтового» слоя и убывание мощности «гранитного» слоя (15—7 км) в направлении с СЗ на ЮВ [14]. По тем же данным, в пределах Иджеванского прогиба поверхность Мохо залегает на глубине около 40 км и «гранитный» слой отсутствует. Глубинные процессы, вызывающие указанные геофизические аномалии и преобразование домезозойской континентальной коры до стадии частичного редуцирования «гранитного» слоя, унаследованно развиваются, начиная с раннеальпийского (юра-неоком) этапа. Их резкая активизация происходит на верхнемеловом этапе рифтогенного растяжения и возрастания роли мантийного базальтового вулканизма [12, 15, 18].

Методы исследований

Все аналитические исследования выполнены в соответствующих лабораториях ИГН НАН РА. Содержания петрогенных окислов определялись весовым методом в химической лаборатории аналитиком Э. Ш. Гаспарян. Определение редких элементов проводилось количественным методом в спектральной лаборатории под руководством Г. М. Мкртчяна; в таблице 1 приведены средние значения из 3—5 определений в каждом образце.

Изотопно-стронциевые исследования проводились на выборке из 15 свежих штучных образцов главных типов пород изученной серии. Содержания рубидия и стронция определялись из разных навесок масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления с использованием в качестве трассеров особо чистых солей рубидия и стронция ($RbCl$, $SrCO_3$). Разделение стронция осуществлялось на ионнообменной колонке с катионитом Dowex—50. Содержания стронция и рубидия в холостых опытах для используемых навесок 0,5 и 0,2 г составляли соответственно 0,15 и 0,01 мкг. Изотопные отношения в смеси образца и индикатора, необходимые для вычисления содержаний ^{86}Sr и ^{87}Rb , измерялись на усовершенствованном масс-спектрометре МИ—1309. Относительная погрешность определения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет 2%.

Прямые измерения изотопного состава стронция в пробах, для которых ставились эксперименты без добавления индикаторного стронция, проводились на термояонном масс-спектрометре МИ—1201 Т с программным режимом управления, с нормализацией измеренного соотношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ к величине $^{87}Sr/^{86}Sr = 8.37521$ при окончательных вычислениях. Коэффициент вариации определения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0.03—0.05\%$. Для контроля правильности измерения изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ анализировались стронциевые стандарты Национального бюро стандартов США и Массачусетского технологического института США (Эймер и Аменд, $SrCO_3$). Ниже приводятся результаты этих измерений.

	$^{87}Sr/^{86}Sr$ Сертификат	$^{87}Sr/^{86}Sr$ Наши данные
1. Стандарт SRM—987, NBS, USA	0.71014 ± 0.00020	0.71024 ± 0.00015
2. Стандарт ЕхА, партия № 492327	0.70860	0.70802 ± 0.00011

Возраст серии анализированных образцов пород и первичное отношение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в ней вычислялись полиномиальным методом наименьших квадратов. Вычисление по этому методу среднего квадрата взвешенных отклонений MSWD позволяет провести четкое разграничение между изохронами и эрохронами. При MSWD, статистически не превышающем единицу, данные соответствуют изохронной модели [24]. При вычислениях возраста использовалось значение константы распада ^{87}Sr , равное $1.42 \cdot 10^{-11} год^{-1}$.

Представительные химические анализы (вес. %) и содержания микроэлементов (г/т)
в породах верхнемеловой вулканической серии Северной Армении

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	44.28	46.05	46.00	47.15	47.91	48.14	54.72	63.60	67.75	70.00	67.01	70.37	69.33	66.67	77.00
TiO_2	1.10	1.25	0.92	0.82	0.93	0.90	0.80	0.58	0.27	0.34	0.46	0.18	0.16	0.16	0.11
Al_2O_3	19.17	19.10	19.24	20.63	15.17	15.03	15.37	18.18	14.31	12.76	12.56	12.41	13.37	14.69	11.23
Fe_2O_3	8.55	6.77	4.08	2.37	2.04	3.89	3.27	2.49	0.93	1.44	3.11	1.57	1.43	2.31	2.38
FeO	2.62	4.82	8.62	8.90	6.85	4.97	5.74	3.00	4.59	4.31	1.72	4.02	1.43	3.16	0.57
MnO	0.23	0.18	0.22	0.18	0.16	0.16	0.17	0.08	0.08	0.08	0.18	0.04	0.05	0.04	0.03
MgO	6.07	5.18	6.26	5.45	11.56	11.85	5.38	1.35	0.85	1.02	1.36	0.88	0.62	0.68	0.67
CaO	12.00	12.46	10.99	11.28	9.67	9.63	8.10	5.41	2.52	1.89	3.30	0.95	1.69	1.48	1.23
Na_2O	2.40	3.10	2.90	2.40	2.04	1.87	4.20	3.01	5.50	5.00	4.43	3.50	3.80	3.10	1.70
K_2O	1.20	0.55	0.50	0.83	0.88	0.83	1.50	1.59	2.60	3.30	1.70	6.20	5.00	8.00	4.30
P_2O_5	0.17	0.11	0.11	0.41	0.21	0.21	0.27	0.25	0.11	0.11	0.13	0.16	0.05	0.16	0.07
п.п.п.	2.48	0.80	0.90	0.89	2.96	3.01	1.07	0.92	1.25	0.48	4.56	0.35	3.68	0.33	1.19
Сумма	100.27	100.37	100.74	101.31	100.38	100.49	100.49	100.46	100.76	100.73	100.52	100.63	100.61	100.78	100.48
mg #	0.51	0.46	0.48	0.47	0.70	0.71	0.52	0.31	0.22	0.25	0.34	0.22	0.30	0.18	0.30
Li	11	8.5	10	8	6	6.2	12.5	12	15.5	15.5	5.5	11	5.5	21.6	21
Ba	550	430	310	370	95	132	420	630	750	620	550	640	750	1000	920
Zr	180	190	180	210	95	111	230	320	360	310	280	370	420	1100	370
Nb	*	*	*	5	6.5	6	2.4	2.9	3.2	7.5	10	14	16	18	23
Cr	110	150	130	120	276	453	57	16	18	20	15	16	4.2	5.6	4
Ni	56	34	31	33	228	208	35	20	22	22	11	12	12	6	6.2
Co	56	40	90	27	44	48	17	14	15	15	1.6	1.5	1.5	1.5	1.6
V	420	380	250	230	145	160	90	22.5	20	22	25	30	30	38	40
Y	31	21	24	23	21.5	22	15	18	20	18	18	16	18	21	18
Yb	1.8	2.3	1.5	1.5	2	2.3	1.8	1.5	1.6	1.6	3.2	3.4	2.6	2.2	2.4

Примечание: 1-15—порядковые номера. Верхнеконьяк нижнесантонский комплекс: 1—обр. 2077а—СРх-Ам базальт, обломок в вулканических брекчиях основания разреза у с. Ачаджур; 2—обр. 2076-PI-OI-СРх базальт из дайки, лев. борт р. Агстев, г. Иджеван; 3—обр. 2057-PI-СРх-OI базальт, поток на средних горизонтах разреза, у с. Ачаджур; 4—обр. 58—PI-OI-СРх базальт, субвулканическое тело на средних горизонтах разреза у с. Котигюх. Верхнесантонский комплекс: 5—обр. 2111-OI долерит, пластовая залежь, разрез у с. Саригюх; 6—обр. 2038, то же; 7—обр. 199-PI-ОРх-СРх андезито-базальт, поток на средних горизонтах разреза у с. Саригюх; 8—обр. 46—PI-Ам андезит из дайки, г. Шор-Ахбюр, с. Котигюх; 9—обр. 2045-PI-Ам риодацит, вулканический купол Кер-оглы, Тауз; 10—обр. 2050-PI-Ам риолит, вулканический купол Саккал, Тауз; 11—обр. 13—ОРх-PI-Ам перлит, дайка, секущая купол Саккал, Тауз; 12—обр. 2039—PI-Bi риолит, вулканический купол Гюазан, Казах; 13—обр. 10—PI-Bi перлит, поток, средняя часть разреза г. Уч-гюль, Казах; 14—обр. 63-Bi-PI-Sn трахириолит, вулканический купол. Сурб-Саркис, Казах; 15—обр. 69-Q риолит, вулканический купол Карацал, с. Котигюх.

Петрохимический состав и геохимические особенности

Данные о химическом составе и содержании редких элементов в породах изученной серии приведены в табл. 1. Серия представляет дискретно-дифференцированный базальт-андезитобазальт-андезит-риолитовый ряд с количественным соотношением крайних дифференциатов 3:1. Прерывистость составов устанавливается по вариациям SiO_2 , MgO , CaO , Na_2O и K_2O в породах и по химизму минералов-вкрапленников [12]. На диаграмме SiO_2 — K_2O (рис. 1) это положение иллюстрируется наличием разрыва по SiO_2 между базальтами-андезитобазальтами и андезитами-риодацит, риолитами, а также по K_2O —между риолитами различных вулканических ареалов.

Базальты коньяк-нижнесантонского комплекса представлены Am — CPx и Ol — CPx — Pl полифировыми разностями и имеют субщелочной Ne —нормативный состав с магнезиальным числом 0.46—0.51. Базальты верхнесантонского комплекса относятся к монофировым Ol долеритам с недосыщенным Ol — Hy -нормативным составом и высоким магнезиальным числом (0.70—0.71). Антидромная тенденция внутри базальтовой группы связана с флюидно-магматическим фракционированием исходного расплава в условиях дегазации очага и возрастания степени плавления во времени. Согласно с этим, в верхнесантонских базальтах резко возрастают содержания Ni и Cr , уменьшаются— Co и V ; в группе КИР элементов уменьшаются содержания Ba и Zr при слабых вариациях Sr и некотором возрастании некогерентных K и Rb . В целом эти базальты относительно MORB являются высокорубидиевыми и по высокой магнезиальности рассматриваются как наиболее близкие к составу первичной магмы. Согласно предложенной А. А. Сивороновым и Б. И. Малюком [17] классификации, верхнесантонские базальты по отношению $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 0.75$ и $\text{MgO} = 11\text{—}12\%$ отвечают производным мантийного субстрата с преобладанием перидотитов (20—25% плавления).

Андезитобазальты входят в состав верхнесантонского комплекса и представлены OPx — CPx — Pl разностями. От базальтов их отделяют скачкообразное возрастание SiO_2 и суммы щелочей, уменьшение коэффициента магнезиальности, возрастание Rb , Li , Ba , Zr и сидерофильных элементов. В андезитах, представленных Pl — Am — CPx и Pl разностями, указанные тенденции усиливаются еще более.

Риодациты и риолиты по петрографо-минералогическим признакам и содержанию SiO_2 , CaO и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ отношению разделяются на три пространственно разобобщенных начальных типа (рис. 1). 1. Риодациты и риолиты Таузского (Паравакар-Ажанли) ареала представлены Pl — Am и Pl — Am — OPx разностями с резко выраженным натриевым уклоном ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.40\text{—}0.70$). Последовательность извержений имеет антидромный характер, при этом с уменьшением содержаний SiO_2 сумма щелочей также убывает, CaO —возрастает. 2. Риодациты, риолиты и трахириолиты Ноемберянского (Кохб) и Казахского (Котигюх-Алпaut) ареалов представлены Pl — Bi , Pl — Bi — Sn , Bi — Sn разностями. Они характеризуются калиевым уклоном ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.30\text{—}2.60$) с четко выраженной трахитовой тенденцией смены составов в направлении возрастания суммы щелочей (особенно калия) с уменьшением содержаний SiO_2 при слабой вариации CaO . 3. Риолиты предельного типа слагают изолированный вулканический купол Карачал (Котигюх-Казахский ареал) и представлены лейкократовыми монофировыми Q разностями. В них выдерживается калиевый уклон ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 2.50$).

но по сравнению с В_i риолитами резко выражен тренд возрастания содержания SiO₂ с уменьшением CaO и суммы щелочей.

Выделенные начальные типы четко индивидуализированы также по геохимическим параметрам (табл. 1, 2). Максимальные концентрации Rb, Zr, Ba и отношения Rb/Sr характерны для калиевого начального типа, особенно трахириолитов. Натриевый начальный тип отличается высокими концентрациями Sr и минимальными для кислого ряда изученной серии значениями Rb/Sr отношения. В кварцевых риолитах понижены содержания как Rb и Zr, так и Sr, что коррелируется с трендом убывания K₂O.

В пространственном размещении начальных типов кислых вулканитов изученной серии устанавливается латеральная зональность, выраженная в усилении роли K₂O в направлении с ЮВ (Таузский ареал) на СЗ (Казахский, далее Ноемберянский ареалы). Разнообразие составов кислых вулканитов верхнемеловой серии связывается с механизмом селективного плавления континентальной коры и возникновения на ее разных уровнях автономных, сравнительно не крупных магматических очагов, имеющих различные исходные субстраты, режим P_{H2O}, P—T параметры и тренды эволюции в условиях вполне подвижного поведения щелочей [12].

Rb—Sr данные

Результаты изотопно-аналитических определений рубидия и стронция в главных типах пород верхнемеловой серии приведены в табл. 2; там же отражены результаты определений K—Ar возраста по породам в целом [7] и по биотитам в риолитах и трахириолитах [5]. Обработка Rb—Sr аналитических данных 7 образцов (из-за значительного отклонения образец 69 исключен из расчетов) кислых вулканитов полиномиальным методом наименьших квадратов приводит к прямой регрессии с MSWD=1.63, статистически не превышающим единицу для 68-про-

Рис. 1. Составы пород верхнемеловой вулканической серии Северной Армении на диаграмме SiO₂—K₂O. Серии по [22]: I—толенты островных дуг; II—известково-щелочные; III—высококалиевые известково-щелочные; IV—высококалиевые шонитовые. 1—Ам-СРх базальты; 2—Ол-СРх-Pl базальты; 3—Ол долериты; 4—ОРх-СРх-Pl андезитобазальты; 5—Ам-Pl андезиты; 6—Pl-Ам и Ам-ОРх-Pl риодациты и риолиты; 7—В_i-Pl риолиты и В_i-Pl-Sn трахириолиты; 8—Q риолиты; 9—палеозойские градиориты и граниты Локского и Храмского массивов [10]. Пунктиром очерчены поля составов главных типов пород верхнемеловой серии по выборке из 80 анализов [12]; точками показаны представительные составы каждого из типов (см. табл. 1).

Рис. 2. Эволюционная Rb—Sr изохронная диаграмма для вулканитов верхнемеловой серии Северной Армении. Номера точек соответствуют образцам в табл. 2.

Рис. 3. Взаимосвязь SiO₂ и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношений в породах верхнемеловой вулканической серии Северной Армении. Условные знаки см. на рис. 1. Очерченный пунктиром прямоугольник—поле составов градиоритов и гранитов Храмского массива [9, 10]; сходящиеся пунктирные линии—поле составов пород верхнемеловых вулканитов.

Рис. 4. Взаимосвязь ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношений и Sr (мкг/г) в породах верхнемеловой вулканической серии Северной Армении. Условные знаки—1—9—см. на рис. 1; 10—метаморфические сланцы Ахумского выступа [6]; 11—филлиты Дзирульского выступа [9]. Врезка в правом верхнем углу—модель магматической эволюции, сочетающей фракционную кристаллизацию (FC) и ассимиляцию (A).

Рис. 5. Взаимосвязь Rb/Sr и SiO₂ в породах верхнемеловой вулканической серии Северной Армении. Условные знаки см. на рис. 1. Области гранитов [16]: I_{мт}—мантийной, I_{ок}—океанической, I_{кк}—коровой континентальной, I_{ма}—мантийной внутриплитовой генерации.

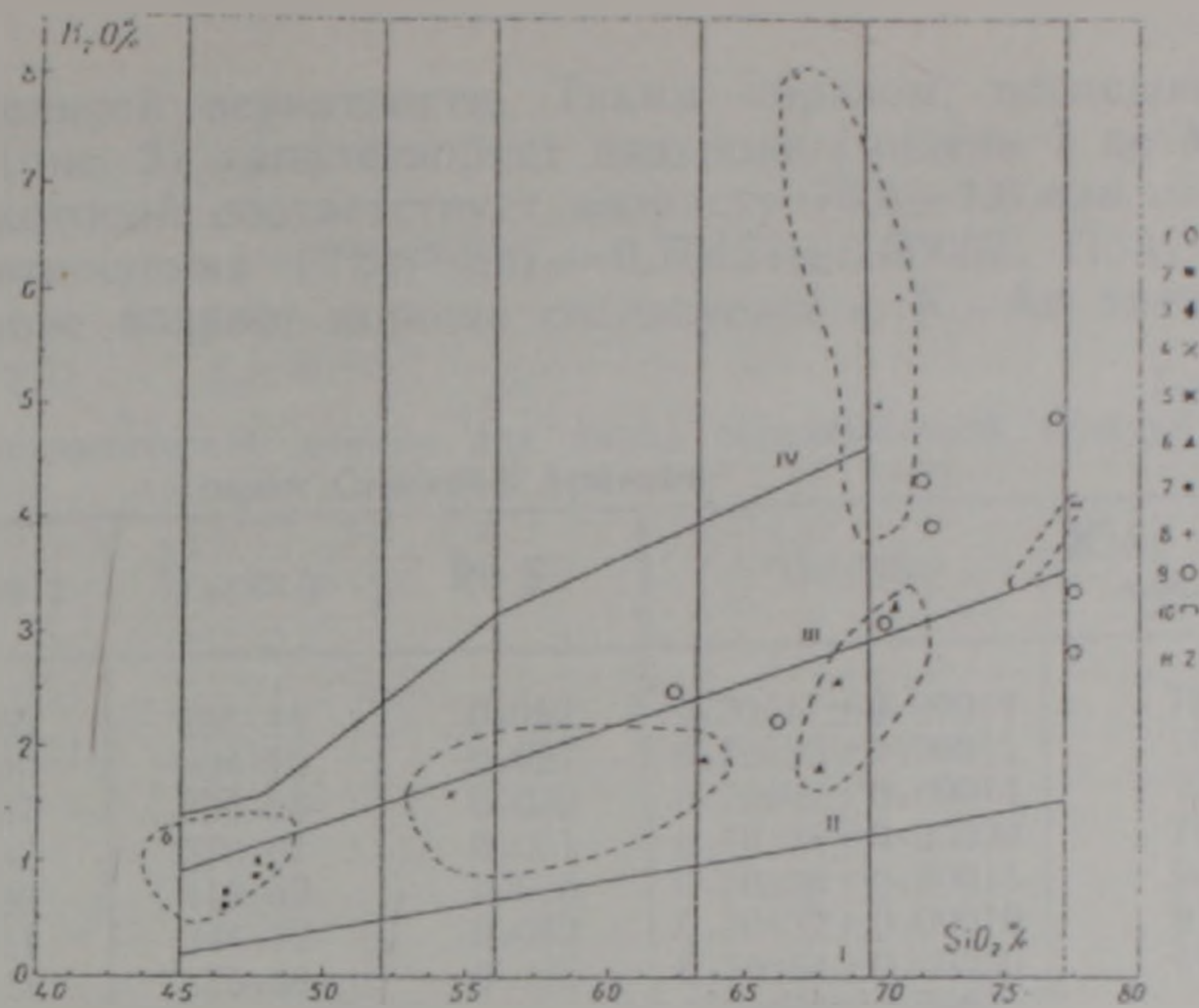


Рис. I

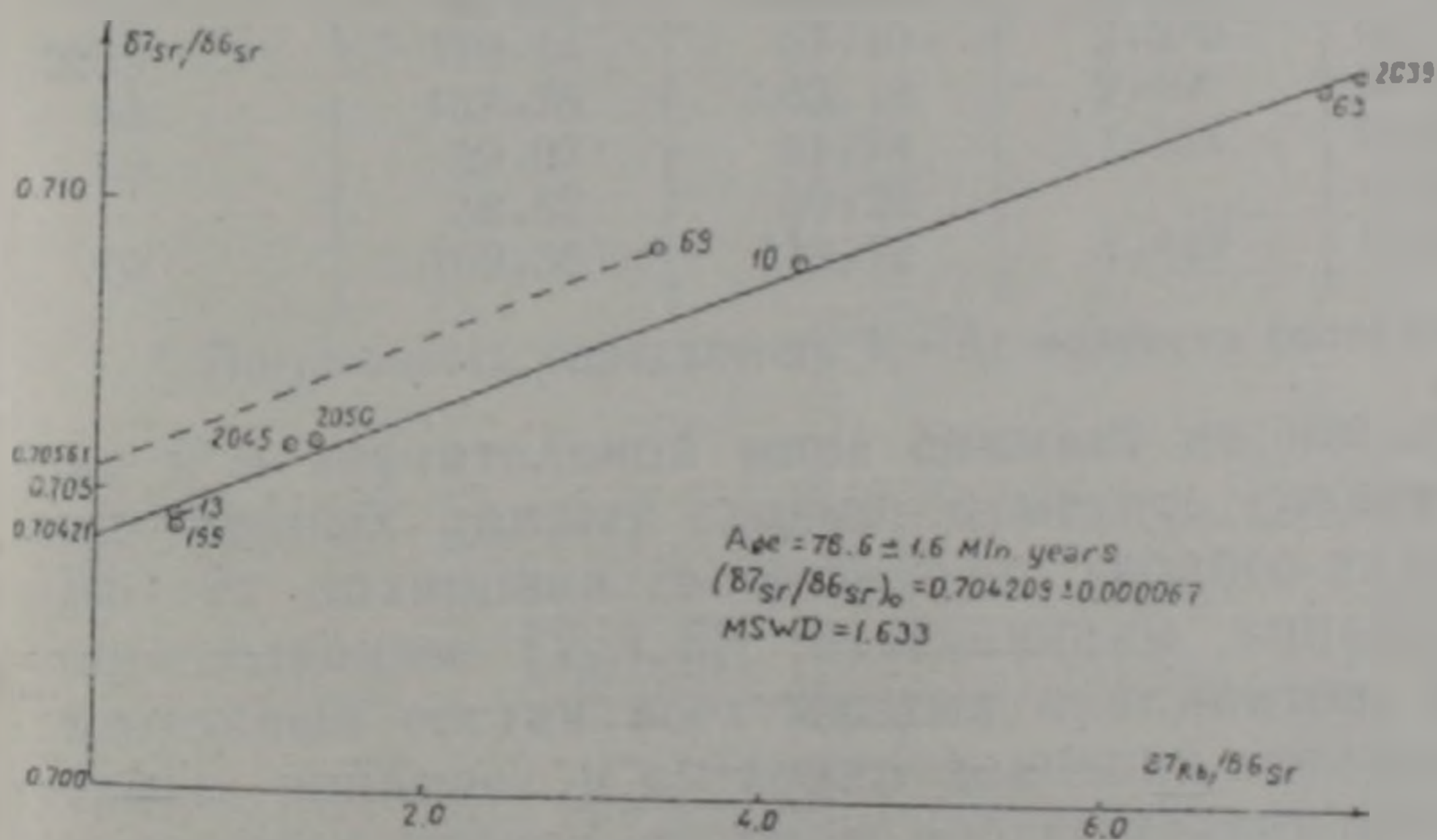


Рис.2

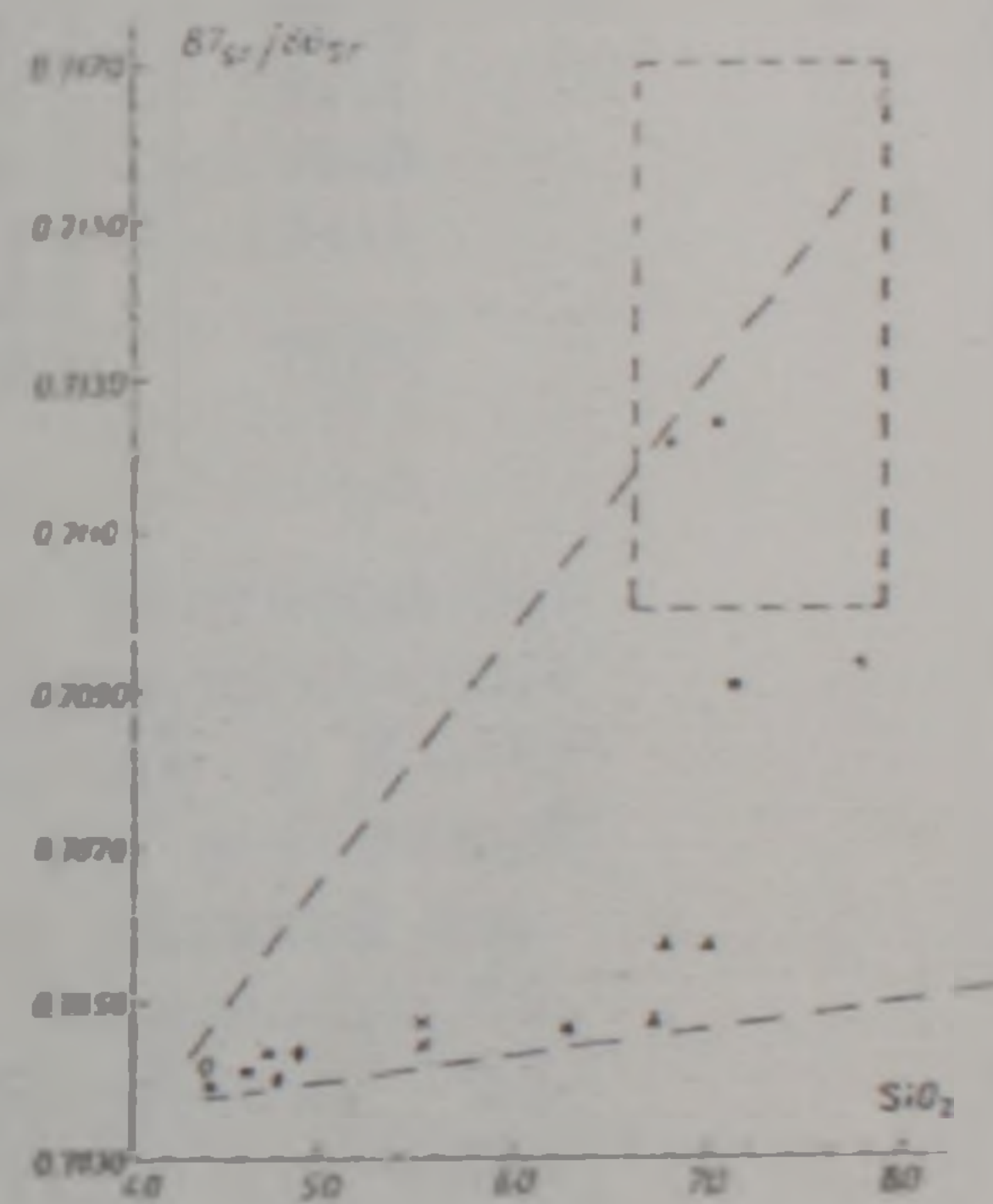


Рис.3

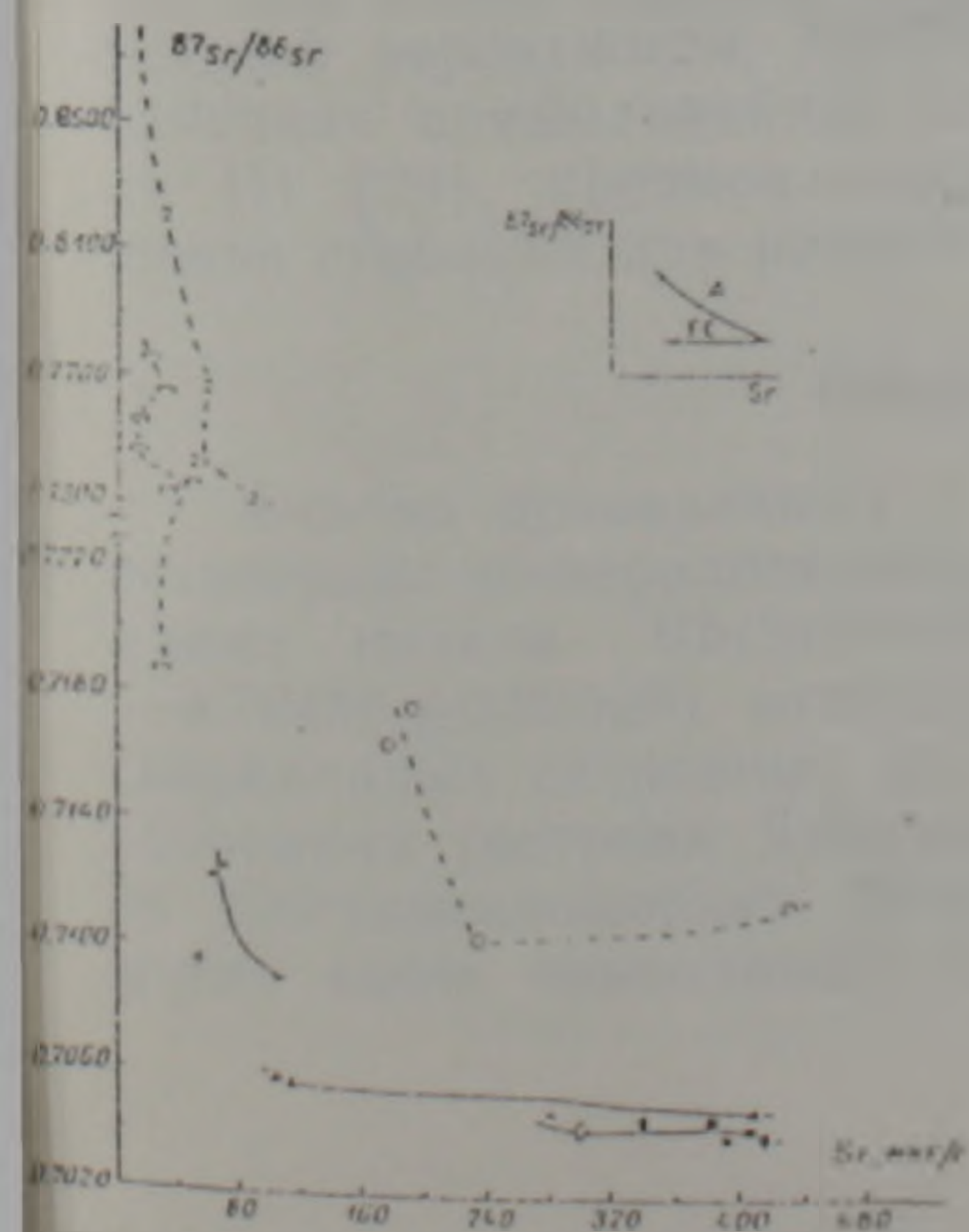


Рис.4

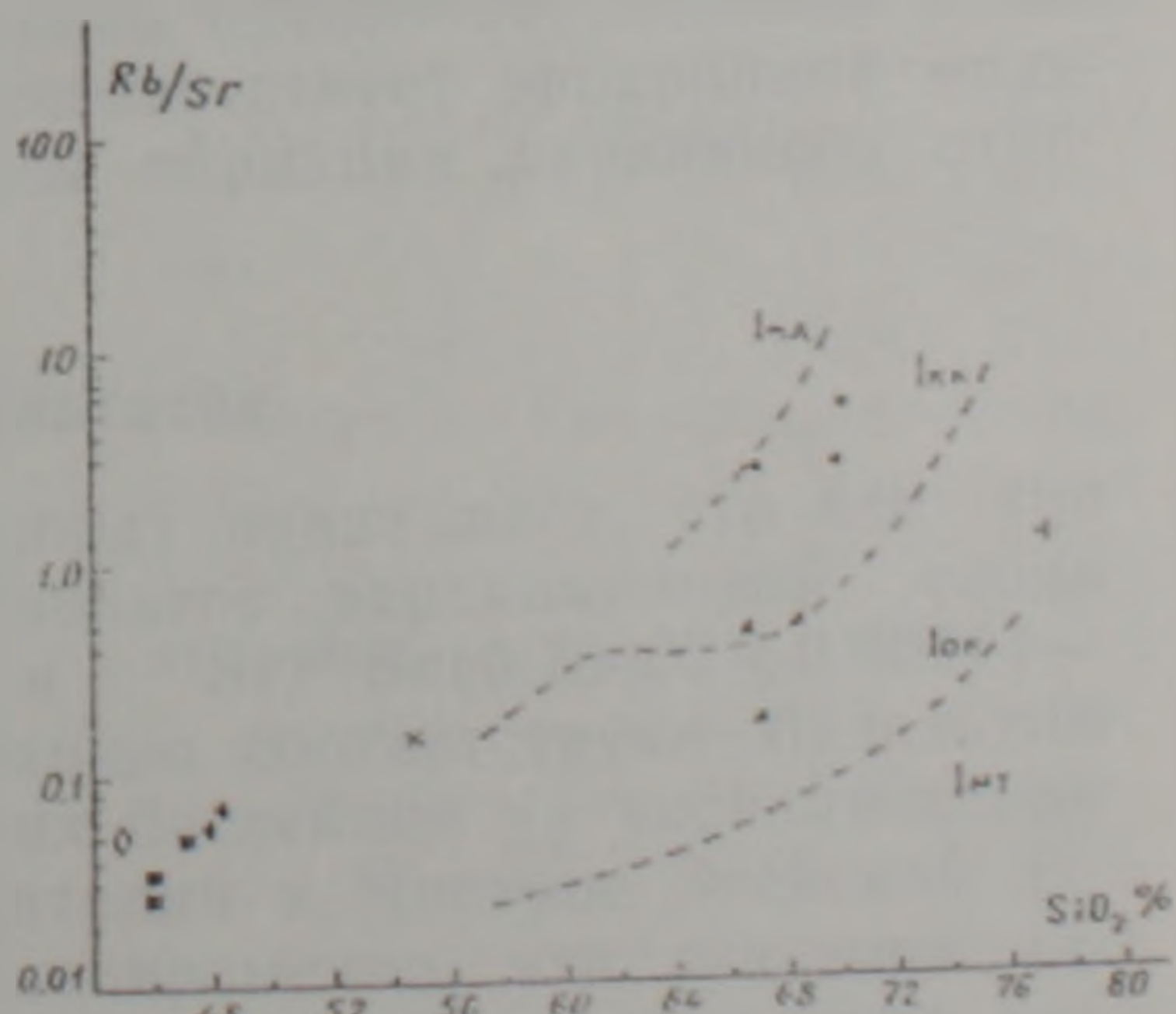


Рис.5

центной доверительной вероятности. Таким образом, исследованный набор образцов (рис. 2) удовлетворяет изохроне (модель I по Макинтайру), наклон которой соответствует возрасту 78.6 ± 1.6 млн. лет (1 σ) при первичном отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70421 \pm 0.00007$. Полученный по Rb—Sr изохроне возраст хорошо согласуется с K—Ar датировка-

Таблица 2

Rb—Sr изотопно-аналитические данные для пород верхнемеловой вулканической серии Северной Армении

Образец	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	K/Ar возраст, млн. лет*
2077a	15.50	295.44	0.052	0.70427 ± 0.00014	78.0
2076	11.09	404.15	0.027	0.70425 ± 0.00011	79.2
2057	12.67	340.28	0.032	0.70402 ± 0.00014	79.5
58	18.82	370.67	0.051	0.70438 ± 0.00020	76.0
2111	23.20	415.62	0.056	0.70406 ± 0.00015	90.3
2038	21.11	344.32	0.062	0.70432 ± 0.00010	91.5
199	45.11	275.99	0.165	0.70454 ± 0.00030	11.6
				0.70474 ± 0.00011	
46				0.70450 ± 0.00013	79.5
2045	46.55	112.32	0.414	0.70581 ± 0.00013	78.3
2050	48.88	105.98	0.461	0.70588 ± 0.00048	79.15
13	67.92	406.61	0.167	0.70465 ± 0.00008	21.0
2039	172.44	67.10	2.570	0.71287 ± 0.00012	81.1
63	157.76	63.18	2.497	0.71214 ± 0.00006	79.0
69	59.07	51.74	1.154	0.70938 ± 0.00011	81.1
	58.62	50.26		0.70932 ± 0.00008	
10	162.36	112.12	1.448	0.70990 ± 0.00008	78.9

* Погрешность определения K—Ar возраста составляет 3—4%

ми и в значительной мере снимает их неоднозначность. В отношении полученных данных следует отметить следующее: 1) радиологическая Rb—Sr датировка соответствует геолого-палеонтологическим и K—Ar определениям [2, 3, 5], отвечающим коньяку-сантону; 2) первичный изотопный состав всех кислых вулканитов, лежащих на главной изохроне, попадает в интервал значений, полученных для начальных базальтовых членов серии и соответствует исходному мантийному материалу; 3) вычисление первичного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ для кварцевых риолитов (обр. 69), исходя из значений его K—Ar возраста (81 млн. лет), дает величину 0.70556, что указывает на автономный Rb—Sr источник его образования; 4) в связи с этим следует отметить, что при более строгом подходе, а именно для 95-процентной доверительной вероятности, $\text{MSWD} = 1.63$ значительно превышает единицу и полученная прямолнейная зависимость соответствует эрохронной модели III [24], предполагающей некоторые вариации первичного отношения стронция при равном возрасте.

Обсуждение результатов

Анализ приведенных в табл. 2 данных показывает, что все три петрографо-минералогических типа базальтов верхнемеловой серии имеют низкие Rb/Sr (0.027—0.062) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70402 ± 0.00014 — 0.70438 ± 0.00020) отношения. Они близко соответствуют базальтам современных островных дуг и окраинных бассейнов на эокайнозойском основании (острова Японии, Тонга, Санторин и Нисирос Эгейской дуги Средиземноморья) [8, 18, 29, 22]. Одновременно, эти значения заметно выше приводимых А. С. Остроумовой с соавторами цифр для

юрско-неокомских островодужных базальтов Саатлинского поднятия Куринской впадины [15]. Это сравнение позволяет считать, что для смежных тектонических структур—Предмалокавказского пояса и Куринской впадины—нет единой возрастной линии развития базальтовых очагов и что исходный для верхнемеловых базальтов мантийный субстрат имеет более глубинный характер и относится к самостоятельной менее деплетированной Rb—Sr системе.

Зависимость между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и SiO_2 (рис. 3) в группе базальтов верхнемеловой серии имеет линейный характер. Наиболее близкие к составу исходной магмы оливиновые долериты отличаются высокими содержаниями MgO, Cr, Ni, Ti, пологим спектром распределения редкоземельных элементов с заметным обогащением легкими лантаноидами, а также максимальным для базальтов изученной серии содержанием некогерентного Rb. Эти особенности указывают, что их магматический очаг генерировался мантийным субстратом внутриплитного типа и на этапе формирования базальтов практически не испытывал контаминации коровым материалом.

В ходе последующей эволюции верхнемеловой серии, по мере возрастания SiO_2 и щелочей с переходом к андезитобазальтам и андезитам, резко увеличивается содержание радиогенного стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70450\pm0.00013-0.70474\pm0.00011$), а также Rb и Rb/Sr отношения (табл. 2). Это фиксирует начало контаминации базальтового расплава коровым материалом с высоким содержанием Rb. В андезит-риолитовой ветви устанавливается дальнейшее возрастание доли радиогенного стронция и Rb/Sr отношения, причем для вулканитов каждого из ареалов отмечаются различные пределы вариаций, при сохранении линейной зависимости между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и SiO_2 . В группе натриевых риолитов Таузского ареала Rb/Sr варьирует в пределах 0.167—0.461, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ —от 0.70465 ± 0.00008 до 0.70588 ± 0.00048 . В группе калиевых риолитов Казахского ареала эти отношения резко возрастают: Rb/Sr=1.448—2.570 и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70900\pm0.00008-0.71237\pm0.00012$. Кварцевые риолиты отличаются сравнительно низкими Rb/Sr (1.154) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70938 ± 0.00011) отношениями. В целом, приведенные параметры соответствуют кислым вулканитам современных островных дуг (Япония, Курилы) и тыловых зон активных континентальных окраин (Большой Бассейн, Йеллоустон, Вайоминг, США) [8, 19, 22]. В соответствии с приведенными выше определенными условиями интерпретации полученных изотопных значений, для выделенных начальных типов риолитов и, в частности, кварцевых разностей принимаются автономные Rb—Sr источники. При этом различия в первичных изотопных составах Sr имеют общий петрологический смысл в рамках представлений о вовлечении в процесс плавления различных исходных субстратов.

Для рассмотрения эволюции Rb—Sr изотопного состава изученной серии и роли различных петрогенетических процессов в ее формировании построен график зависимости $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений от содержания Sr (рис. 4). Он основан на FCA модели Де Паоло [21, 20, 23], учитывающей одновременные процессы фракционной кристаллизации (FC) и ассимиляции (A). Существуют три возможные модели вариаций Rb—Sr параметров в магматических системах различного типа [23]. 1. Закрытая система: эволюция исходных магм идет по типу фракционной кристаллизации с образованием разноуровневых горизонтальных трендов убывания Sr при постоянной величине $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. 2. Открытая система: эволюция контролируется векторами ассимиляции (или селективного плавления) и фракционной кристаллизации, при этом тренды вариации отклоняются от горизонтального направ-

ления за счет возрастания отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (и убывания Sr). 3. Комбинированная система: первоначальные открытые условия валовой ассимиляции (плавления) периодически сменяются закрытыми условиями с преобладанием процессов фракционной кристаллизации.

На рис. 4 можно видеть, что в изученной серии вулканитов резко сбособляются три уровня изотопных отношений, образующих дискретные разнонаправленные тренды. I тренд имеет горизонтальное направление и соответствует самому низкому уровню величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, отражая фракционную кристаллизацию магнезиального оливина, клинопироксена и амфибола в первичной оливин-базальтовой магме при высоком $P_{\text{н.о}}$. В конце, в точке крайнего убывания содержания Sr, он отклоняется вверх за счет возрастания $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и завершается на андезитобазальтах, появление которых означает начало коровой контаминации с замкнутой оливиновой фазы на ортопироксен. II тренд отвечает более высокому уровню $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений и отклонения от горизонтального направления на фоне резкого убывания содержания Sr, отражая сочетание процесса селективного плавления бесслюдяного субстрата «гранодиоритового» профиля с фракционированием фаз плагиоклаза, амфибола и ортопироксена в отдельных порциях расплава. III тренд соответствует наиболее высокому уровню $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr отношений с довольно узким интервалом вариаций Sr и направлен круто вверх, фиксируя плавление корового слюдяного материала «гранитного» профиля в открытой системе с резким усилением роли K, Rb и фракционированием плагиоклаза, биотита и санидина. Отчетливо влево от III тренда сдвинут состав кварцевых риолитов, который отличается наиболее низким содержанием Sr и связан с плавлением обогащенного кварцем и обедненного полевошпатовым компонентом субстрата с индивидуальной Rb—Sr системой.

Для суждения о составе субстрата палингенного плавления—потенциальных источников кислых вулканитов верхнемеловой серии на рис. 1, 3 и 4 нанесены также петрохимические и изотопные данные, опубликованные по выходам кристаллического фундамента Вирайоц-Карабахской и Предмалокавказской зон. Это метаморфические сланцы Ахумского выхода с изохронным возрастом 293 ± 7 млн. лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7057 \pm 0.0016$ [6], филлиты Дзирульского массива— 310 ± 5 млн. лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7187 \pm 0.0011$ и гранитоиды Храмского выступа— 360 ± 90 млн. лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7073 \pm 0.0018$ [10, 9]. Сравнение показывает, что наибольшее сходство между трендами сравниваемых объектов существует с гранодиоритами и гранитами Храмского выступа. Оно обнаруживается как по уровню содержаний и диапазону вариаций Sr, так и по общей направленности изменений, особенно резкому возрастанию величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и обеднению Sr. Вместе с тем, в гранитоидах Храмского массива [9] величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7104—0.7177) и содержания Sr (177.7—429.1 мкг/г) отчетливо более высокие, а содержания Rb (65.1—115.3 мкг/г) более низкие, чем в риолитах верхнемеловой серии. Это следует связывать с тем, что в последнем случае образование палингенных очагов идет с участием мантийных источников, а возрастание Rb/Sr объясняется селективным характером плавления, т.е. предпочтительным переходом в расплав более легкоплавких компонентов. Что касается сланцев Ахумского и Дзирульского выходов, то они отличаются заметно более высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношениями и низкими содержаниями Sr, сопоставимыми только с кварцевыми и биотитовыми риолитами верхнемеловой серии. Не исключается, однако, возможное участие в плавлении именно сланцев типа Ахумского выхода, имеющих сравнительно с дзирульскими филлитами более низкое первичное отношение стронция [6, 9].

На дискриминационном графике по Тишендорфу и Пельхену [16] (рис. 5) положение кислых эффузивов изученной серии в целом отвечает полю гранитоидов коровой генерации. Калиевые риолиты смещены к границе поля гранитов мантийной генерации, натриевые риолиты — к границе поля гранитов океанической генерации. Это отражает различия как в исходных субстратах, так и в поведении подвижных натрия и калия, часть которых несомненно поступает с глубинными мантийными флюидами или выносятся из пород нижней коры, имеющих мантийное происхождение.

Итак, оценивая на основе изотопных параметров генетические аспекты образования дискретно-дифференцированной верхнемеловой серии вулканитов, необходимо исходить из наличия трех самостоятельных трендов их вариаций. Это позволяет принять комбинированную модель фракционной кристаллизации исходного мантийного расплава для базальтовых членов и континентально-корового плавления — для риодацит-риолитовых членов. Формирование последних представляет пример сочетания периодически закрытой и открытой систем в режиме вполне подвижного поведения щелочей и флюидов. Факт петрохимической изменчивости состава кислых вулканитов различных ареалов в направлении с ЮВ (Таузский ареал) на СЗ (Казахский, Ноемберянский ареалы) подкрепляется Rb—Sr изотопными данными и указывает на региональную неоднородность участвующих в плавлении коровых субстратов. Неоднородность эта в значительной мере коррелируется с возрастанием мощности «гранитного» слоя и унаследует проявленную в палеозойских гранитоидах С—СЗ полярность в возрастании K_2O [1]. Это может вести к заключению, что на верхнемеловом этапе развития региона в коровое палингенно-анатектическое плавление вовлекались как палеозойские гранитоиды магматического происхождения, так и близкоодновозрастные метаморфические сланцы типа ахумских.

Заключение

Результаты петрологических и Rb—Sr изотопных исследований верхнемеловой вулканической серии центрального звена Предмалокавказского пояса показали, что эволюция ее состава связана со сложной системой мантийных и коровых очагов, имеющих гомогенный изотопный состав стронция. Геодинамический режим формирования серии определялся на начальном этапе условиями рифтогенного растяжения и массового выплавления базальтовой магмы из недеплетированного мантийного источника. В последующем фронт магмообразования перемещался из мантийных областей в пределы континентальной коры. Происходили мобилизация континентально-корового материала и образование на разных уровнях коры палингенно-анатектических очагов, появление которых зафиксировано высокими Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношениями. Это геологическое событие протекало за сравнительно короткий промежуток времени и в целом не нарушало гомогенности единого источника. Возникновение очагов кислых вулканитов шло по типу селективного плавления с проявлением латеральной зональности в возрастании роли легкоплавких компонентов. Механизм формирования верхнемеловой дискретно-дифференцированной серии определялся таким образом высокой степенью фракционированности и насыщенности исходной базальтовой магмы флюидной фазой, а также наличием гранодиорит-гранитных субстратов в континентальной коре региона.

Породы изученной серии со времени ее формирования, судя по изотопному составу стронция, оставались относительно замкнутой геохимической системой, что может рассматриваться как показатель стабилизированного тектонического режима региона в постмеловое время.

Авторы приносят благодарность кандидату геол.-мин. наук М. М. Аракелянц (ИГЕМ РАН) за внимание и помощь в проведении исследований.

Работа выполнена в рамках тем 96—118 и 96—117, финансируемых из госбюджета Республики Армения.

ՀՅՈՒՍԻՍԱՅԻՆ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՎԵՐԻՆ ԿԱՎՃԻ ՀՐԱՔԵԱՅԻՆ ՇԱՐՔԻ ԱՊԱՐԵՆԵՐԻ
ՌՈՒՐԻԴԻՈՒՄ-ՍՏՐՈՆՅԻՈՒՄԱՅԻՆ ԻԶՈՏՈՊԱՅԻՆ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ
ԵՎ ՊԵՏՐՈԳԵՆԵԶԻԱԸ

Ռ. Խ. Ղուկասյան, Խ. Բ. Մելիքսեթյան, Ա. Խ. Մնացականյան

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում քննարկվում են Հյուսիսային Հայաստանի վերին կավճի դիֆերենցված սերիայի հրաբխային ապարների իզոտոպային կազմի առաջին անգամ կատարված որոշումները: Հետազոտության հիմնական արդյունքներն են սերիայի ձևավորման իզոխրոնային հասակի՝ $78,6 \pm 1,6$ մլն տարի և ամբողջությամբ սերիայի համար՝ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 70421 \pm 0.000067$ առաջնային հարաբերության որոշումները: Հաստատվում է, որ ուսումնասիրված սերիայում Rb/Sr և $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ հարաբերությունների փոփոխությունն ունի դիսկրետ բնույթ: Բազալիտներն ունեն իզոտոպային պարամետրերի թիկնոցային նշանակություններ՝ $\text{Rb}/\text{Sr} = 0.027 - 0.062$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70402 - 0.70438$: Անդեզիտորազալիտներում և անդեզիտներում նկատվում է կեղևային կոնտամինացիա՝ $\text{Rb}/\text{Sr} = 0.165$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70450 - 0.70474$ հարաբերությունների աճմամբ: Պարամետրերի փոփոխության ամենամեծ միջակայքը բնորոշ է ուժղացիտային-ոլիտային խմբին՝ Թաուզի տարածքի նատրիումային ոլիտները՝ բրնձադրվում են $\text{Rb}/\text{Sr} = 0.167 - 0.461$ և $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70456 - 0.70588$, Ղալախի և Նոյեմբերյանի տարածքների կալիումային ոլիտները՝ $\text{Rb}/\text{Sr} = 1.448 - 2.570$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70900 - 0.71237$ հարաբերություններով: Այդ շարքում հատուկ տեղ են զբաղեցնում քվարցային ոլիտները՝ $\text{Rb}/\text{Sr} = 1.154$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70938$, որոնք կապված են ռադիոգեն ստրոնցիումի անկախ աղբյուրի հետ: Սերիայի էվոլյուցիայի ծագումնաբանական հարցերը դիտարկվում են ֆրակցիոն բյուրեղացման և մայրցամաք-կեղևային պալինգենեզի զուգակցված մոդելի տեսանկյունից: Rb/Sr և $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ հարաբերությունների դրական կորելյացիան կարող է վկայել սերիայի կազմավորման ընթացքում Sr իզոտոպային աղբյուրի միասնական բնույթի մասին:

RUBIDIUM-STRONTIUM ISOTOPE STUDIES AND PETROGENESIS
OF THE UPPER CRETACEOUS VOLCANIC SERIES OF THE
NORTHERN ARMENIA

R. Kh. Ghukasian, Kh. B. Meliksetyan, A. Kh. Mnatsakanyan

Abstract

The results of isotope composition study for different Upper Cretaceous series carried out for the first time are discussed. The isochronous

age of the series formation is determined to be (78.6 ± 1.6) mln years. A discrete nature of Rb/Sr and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios' variations in dependence on increase of rubidium and radiogenous strontium content when transforming from basalts to andesites and rhyolites is found. A positive correlation between Rb/Sr and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ allows to accept a single isotope strontium source for the series formation time. The only exception is quartz rhyolites related to an autonomous system. The petrogenesis is discussed from the viewpoint of a combined model for fraction crystallization and continental-crust palingenesis.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абесадзе М. Б., Кекелия М. А., Мгелиашвили Т. Н., Цимакуридзе Г. К., Чхотуи Г. Г., Шавиашвили И. Д. Доальпийское развитие Кавказской активной континентальной окраины (магматизм и метаморфизм). // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 30—41.
2. Акопян В. Т. Позднемеловые гастроподы Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1976, 460 с.
3. Атабекян А. А. Стратиграфия меловых отложений междуречья Агстев и Инджа-су (Северная Армения). Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, Л.-Ереван, 1954, 24 с.
4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 427 с.
5. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Мнацаканян А. Х. Новые данные к геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении по материалам Армянской ССР. — ДАН АрмССР, 1961, т. XXXIII, №4, с. 181—185.
6. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Казарян К. Б. Сравнительное изучение возраста древних метаморфических сланцев бассейна р. Ахум (Армянская ССР) К—Аг и Rb—Sr методами. // Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. Комиссия по определению абсолютного возраста геологических формаций, XIX сессия. М.: Наука, 1978, с. 47—56.
7. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, 291 с.
8. Балашов Ю. А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985, 221 с.
9. Горохов И. М., Рубинштейн М. М., Кутявин Э. П., Варшавская Э. С. Применение Rb—Sr метода для датирования некоторых домезозойских пород Грузии. // Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М.: Наука, 1978, с. 26—33.
10. Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 382 с.
11. Лордкипанидзе М. Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса Тбилиси: Мецниереба, 1980, 162 с.
12. Мнацаканян А. Х. Петрология верхнемеловой вулканической серии Северной Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 240 с.
13. Мошашвили А. В. Эволюция земной коры Куринской впадины и ее связь с проблемой Палеотетиса. // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 64—71.
14. Никольский Ю. И., Сироткина Т. Н., Милай Т. А. Некоторые черты тектоники и истории геологического развития территории Армении по данным геофизики. // Методы разведочной геофизики, Вып. 12, 1971, Л.: Недра, с. 11—18.
15. Остроумова А. С., Абдуллаев Р. Н., Центер И. Я., Мудренко С. В., Шаткова Л. Н. Саатлинская СГС. Модель глубинного строения мезозойско-кайнозойской земной коры. // Сверхглубокие скважины России и сопредельных регионов. Санкт-Петербург: Изд. ВСЕГЕИ, 1995, с. 155—190.
16. Остроумова А. С., Станкевич Е. К., Центер И. Я., Соболев А. О., Путинцев А. В. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. М.: Роскомнедра, ВСЕГЕИ, Геокарт., 1995, 215 с.
17. Сиворонов А. А., Малюк Б. И. Мантийный магматизм раннедокембрийских зеленокаменных поясов и некоторые аспекты формирования ультраосновных расплавов. // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1983, с. 130—137.
18. Шихалибейли Э. Ш., Абдуллаев Р. Н., Али-Заде Ак. А. Геологические результаты бурения Саатлинской сверхглубокой скважины. — Сов. геология, 1988, №11, с. 61—66.
19. Эволюция магматизма в истории Земли. // Магматические горные породы. М.: Наука, 1987, 438 с.

20. Cribb J. M., Barton M. Geochemical effects of decoupled fractional crystallisation and crustal assimilation. *Lithos*, 1996, v. 37, № 4, p. 293—307.
21. De Paolo, D. J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 1981, v. 53, p. 189—202.
22. Ewart A. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks with reference to the andesite-basaltic compositional range. // *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Thorpe, R. S. ed. Wiley, Chichester, 1982, p. 25—95.
23. Hunter A. G., Blake S. Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic-calc-alkaline series: Towada volcano, Japan. *Jour. of Petrology*, 1995, v. 36, № 6, p. 1579—1605.
24. McIntyre J. A., Brooks C., Compston W. The statistical assessment of Rb-Sr isochrons. *Jour. Geophys. Res.*, 1966, v. 71, № 22, p. 5459—5468.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, L, №3, 33—39

КИММЕРИЙСКИЙ ЭТАП ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЕРАХСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ

© 1997 г. В. А. Варданян

*Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 18.06.97.*

Предлагаемый палеоструктурно-геологический анализ киммерийского тектонического этапа показывает, что развитие Ерахского рифта, литологический состав осадочной толщи, проявление и характер вулканизма находились в тесной связи с глубинными процессами в верхней мантии и астеносфере.

Вединский бассейн является одной из крупных отрицательных структур ЮЗ Армении, представленной в виде синклинория дугообразной формы, выпуклостью на С—СВ.

На основании гравиметрических карт и сейсмических профилей синклинорий подразделяется на ряд тектонических блоков, различающихся по глубине залегания поверхностей фундамента, Мохо, по интенсивности современных вертикальных движений и т.п. [2, 7, 9, 17]. Выделены глубинные и второстепенные разломы, притом первые являются теми мобильными зонами в земной коре, по которым сопрягаются крупные разнородные тектонические структуры. Существуют 2 зоны региональных глубинных разломов—Араксинский и Ереванский СЗ простирания [3]. Первый ограничивает Вединский синклинорий с ЮЗ, второй—с СВ. По данным станции «Земля», глубина проникновения Ереванского глубинного разлома около 50 км с вертикальным смещением.

У села Урцадзор от Ереванского глубинного разлома отходит Арташат—Нор-Уги—Веди—Урцадзорский субширотный разлом и сочленяется с Араксинским. С этим разломом связана полоса офиолитов, выступающая в ядре Ерахской антиклинали.

В общих чертах Ерахская антиклиналь является линейной асимметричной складкой широтного простирания. Длина ее 3.5—4 км, ширина 0.7—0.9 км. Северное крыло длинное и пологое (15—20°), южное—крутое и местами опрокинутое. Ядерная часть представлена в основном породами офиолитовой ассоциации. Оно с севера и юга обрамлено терригенно-карбонатными отложениями верхнего мела и частично палеоцена, ограничивая тем самым верхний возрастной предел офиолитов.

Антиклиналь обладает весьма сложной внутренней структурой, которая представляет собой совокупность изогнутости залегания слоев, многочисленных дополнительных складок, разрывов, тектонического меланжа и разнообразных магматитов.

Байкальский кристаллический фундамент и трансгрессивно расположенные на нем средне-верхнепалеозой-триасовые отложения подстилают офиолиты, и весь этот комплекс рассматривается в роли чехла молодой эпибайкальской субплатформы и хорошо изучен [1, 5, 6, 10].

Магматизм в пределах Ерахской структуры носит разный характер как по составу, так и по возрасту [4].

Гипербазиты (серпентиниты, серпентинизированные перидотиты, реже пироксениты) слагают отдельные небольшие тела (в несколько м.м), а контакты их с вмещающими породами всегда носят дизъюнктивный характер.

Габброиды также не отличаются крупными выходами, хотя имеют сравнительно большее площадное распределение, по сравнению с гипербазиитами и также трассируются по направлению различных разломов. Преобладают мафические щелочные и субщелочные (K/Ar 155—140 млн. лет) и меланократовые субщелочные (K/Ar 150 млн. лет) разновидности.

Эффузивы преимущественно базальтового состава с щелочным и субщелочным характером.

К T_3 — J_1 (тоар) времени относятся спилиты, миндалекаменные базальты и трахибазальты (K/Ar 197.8—177.2 млн. лет).

Базальтовые порфириты, миндалекаменные базальты, керсутиты и субщелочные диабазы имеют верхнеюрский возраст (K/Ar 152—138.4 млн. лет).

Вулканитами J_3 — K_1 возраста являются миндалекаменные и толеитовые базальты, андезитовые субвулканические тела в виде трубок взрыва («хосровиты»), K/Ar 124.2—95 млн. лет.

Осадочные образования офиолитовой ассоциации представлены микритовыми известняками и различными кремнистыми породами (яшмы, доломиты, силициты, радиоляриты), которые либо переслаиваются с базальтоидами, либо перекрывают их. По-видимому, подводный вулканизм содействовал дополнительному привносу кремнезема в морской бассейн.

Более поздние постофиолитовые образования представлены туфами, туффизитами повышенной щелочности в форме диатрем (K/Ar 105—104 млн. лет), различными дайками пикробазальтов и трахибазальтов (K/Ar 101.8 млн. лет), комптонитов и компто-мончекитов (K/Ar 97—92 млн. лет).

Туфы (лампрофиры) включают ксенолиты вулканогенно-осадочной толщи, изредка бластомилонитовые сланцы (K/Ar 161.5 и 136.4 млн. лет) и являются рубиноносными и сапфиноносными [14].

Нет сомнений, что Ерахская антиклиналь и прилегающие к ней части Вединского синклинория по своему геологическому строению являются одним из своеобразных районов ЮЗ Армении, что отражено в большом количестве литературы различных авторов по данному региону.

Общезвестны фиксистский и мобилистский диаметрально противоположные подходы к истории развития и, в частности, офиолитогенеза Вединской зоны в целом [4, 14, 19]. В последние годы коллективом литологической лаборатории ИГН ведутся специальные работы с целью разрешить ряд спорных и неясных моментов в тектогенезе этой зоны. В частности, М. Сатян пришел к принципиально новому выводу, в основе которого лежит концепция рифтогенеза, ранее сформулированная Е. Милановским и В. Белоусовым. Получены новые данные, основанные на литологических, петрографических исследованиях и палеонтологических находках [11, 12, 13].

В настоящей статье, опираясь на фактический материал и принимая рифтогенную концепцию как основу, на конкретном примере нами сделана попытка выяснить условия развития и механизм формирования Ерахской антиклинали.

После герцинского цикла в верхнем триасе намечается тектоническая активизация региона—возбуждение астеносферы и формирование диапира в верхней мантии. Восходящие движения диапира благоприятствовали выгибанию земной коры в ее нижних горизонтах и образованию сводового поднятия. Над поднятием, в верхних слоях литосферы происходило формирование системы разломов и соответствующих им горстов и грабен. Во впадинах отлагаются известняки и лишь в месте Джерманисского прогиба накапливается типично орогенный молассовый комплекс с пластами каменного угля, мощностью около 600 м, что соответствует амплитуде опускания прогиба.

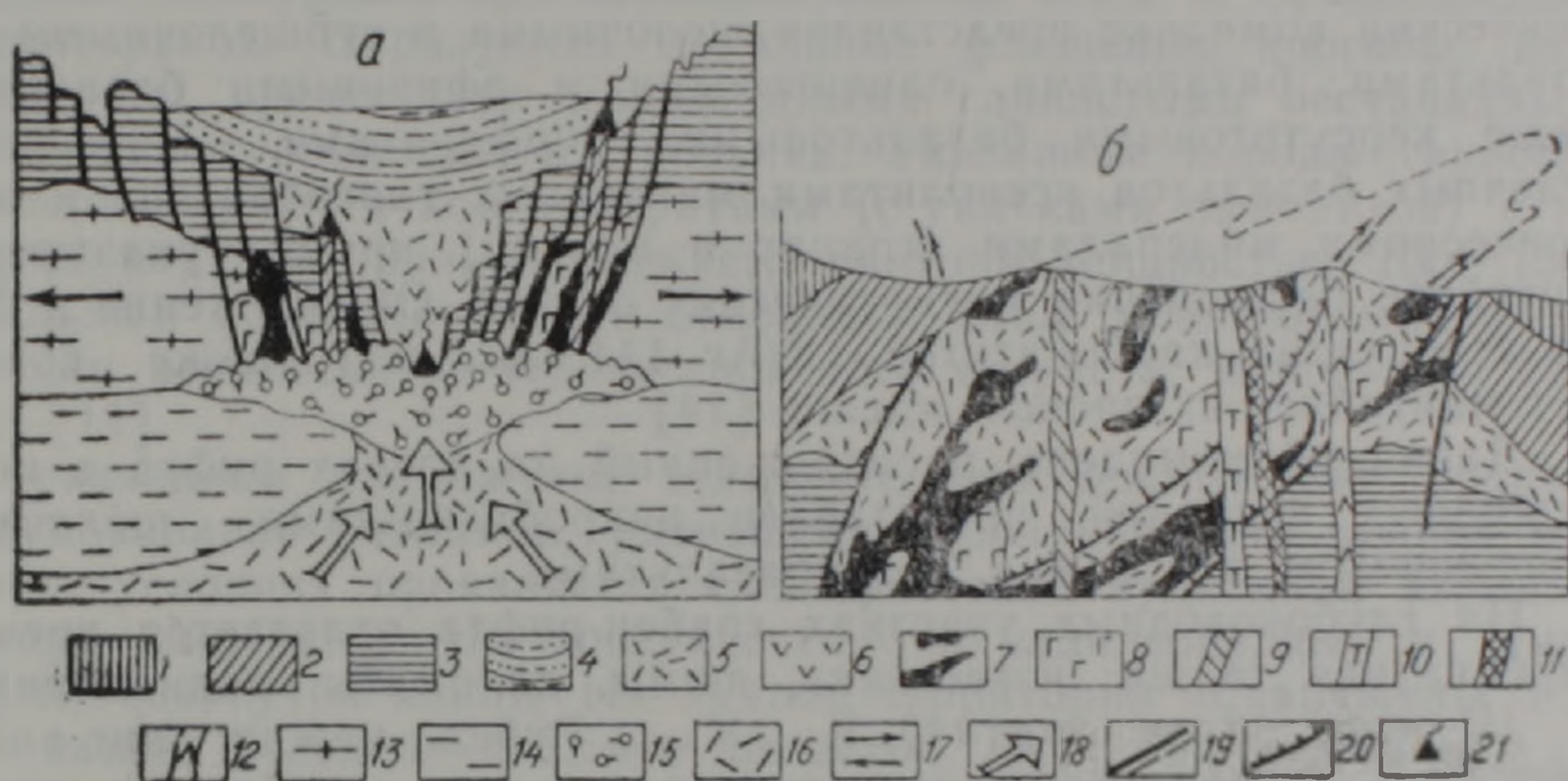


Рис. 1. Схема развития континентального рифта (Ерахская антиклиналь): а—рифтовая фаза, б—современная структура. 1. Палеоцен-эоцен, флиш. 2. Верхний мел, известняковые и граувакковые отложения. 3. Доюрские образования. 4. Верхний триас, юра, неокм, мелководные обломочные и карбонатные отложения. 5—9. Офиолиты, местами офиолитовый меланж. 5. Глубоководная карбонатно-кремнистая толща. 6. Щелочные и субщелочные базальтоиды, спилиты. 7. Интрузии и протрузии гипербазитов. 8. Интрузии габбро. 9. Дайки щелочных и субщелочных диабазитов. 10. Туфы и туффиты. 11. Пикробазальты. 12. Трахиты. 13. Континентальная кора. 14. Верхняя мантия. 15. Расплавленный базальт с ксенолитами гипербазитов. 16. Астеносфера. 17. Вектор растяжения-сжатия. 18. Направление движения вещества астеносферы. 19. Разломы. 20. Надвиги. 21. Вулканы.

I этап (начальная фаза), $T_3—J_1$. На рубеже $T_3—J_1$ намечается усиление термального возбуждения астеносферы—соответственно нарастанию мантийного диапира, что привело к полному разрыву не только верхней мантии, но и литосферы. Часть разломов превращается в глубинные разломы, служащие каналами для проникновения расплавленного базальта с включениями основных и ультраосновных пород в нижние слои литосферы.

Дальнейший рост диапира и расплющивание его в стороны породили тангенциальные усилия, приведшие к растяжению коры и образованию новых разрывов, морфологически представленных нормальными сбросами, амплитудой примерно в первые сотни метров. Благодаря этим разломам сводовое поднятие полностью деструктируется.

В комплексе разнонаправленных усилий зарождается новая структура—рифтовая долина, представленная, по-видимому, серией грабенообразных впадин.

Один из грабенов намечается на месте Ерахской структуры, шириной, вероятно, в несколько десятков км. На дне водного бассейна, наряду с накоплением глубоководных розовых известняков с конодонтами T_3 , изливаются потоки спилитов и миндалекаменных базальтов, а в западной части антиклинали в нижнеюрское время изливаются потоки трахибазальтов.

II этап (рифтовая фаза), $J_2—K_{1-2}$. Рубеж средней юры-неокома является эпохой максимального растяжения литосферы (спрединг), а офиолитогенез непосредственно связывается с этим этапом тектонического развития.

По новообразованным разломам внедряются основные и ультраосновные интрузии, которые застывают в глубоких частях коры. Вулканический комплекс представлен щелочными и субщелочными пикробазальтами, базальтами, оливиновыми и афировыми базальтами, а также керсутитовыми базальтовыми порфиритами. Насыщенность щелочных базальтов ксенолитами мантийных гипербазитов и высокобарическими минералами (гранат и циркон) прямо указывает на мантийное размещение магматических очагов. Обнаружение в базальтах ксенолитов карбонатитов (K/Ar 144 млн. лет) также подтверждает мантийное их происхождение [14].

Дайковый комплекс, расположенный на плечах рифта в качестве трещинных излияний, представлен пикробазальтами, щелочными и субщелочными диабазами, трахибазальтами.

На глубоководных участках грабен-рифта отлагается кремнисто-карбонатная толща: известняки, яшмы, доломиты, радиоляриты.

III этап (фаза сжатия), $K_{1ap}-K_{1al}$. Рубеж между апт-альбом и сеноманом знаменателен тем, что в результате ослабления мантийного диапиризма эпоха растяжения сменилась эпохой сжатия, и сближение жестких плеч рифта образовало узкие зоны скучивания.

Сжатие привело к скалыванию и образованию тектонических чешуй—пластин. Это в большинстве дисгармоничные, сильно сжатые складки, разбитые надвигами, причем дислоцированность поверхностей надвигов согласна с поверхностью скалывания. Приразломная складчатость привела к множеству зеркал скольжения с горизонтальной штриховкой и участкам скучивания известняковых линз. Кроме того, крутые, часто вертикального падения полосчатости и преобладание среди нарушений сбросо-надвигов свидетельствуют о ведущей роли горизонтальных напряжений.

Ультраосновные породы, серпентинизируясь и приобретая пластичные свойства, по новообразованным разломам нагнетаются на верхние горизонты земной коры в виде протрузий.

В результате сжатия из основной массы офиолитов и окружающих пород отрывались блоки и пластины и, перемешиваясь с серпентинитами, образовывали некую хаотическую смесь—тектонический меланж.

В связи с расплющивающим действием горизонтальных сил в условиях общего бокового сжатия формируется еще одна структура—олистолиты. Это переотложенные в меланже или залегающие на нем бескорневые блоки $J_3—K_{1nc}$ и частично $P—T$ известняков, расположенных параллельно друг другу в несколько рядов, наподобие чешуй. Известняки брекчированы, поверхность их покрыта зеркалами скольжения и ясной штриховкой. Подобное расположение, по-видимому, связано с гравитационными или оползевыми процессами с плеч риф-

та к подножью уступа. Не исключено, что здесь не последняя роль принадлежит сейсмо-гравитационным обрушениям.

В настоящее время становится очевидным, что в формировании общей структуры меланжа большую роль сыграли также последующие деформации различных тектонических движений. Несмотря на это, хотя весь офиолитовый комплекс в современной структуре представлен в парааллохтонном виде, говорить о горизонтальных перемещениях на большие расстояния в виде шарьяжей и покровов не приходится.

В рассматриваемом этапе на плечах рифта и на уступах внедрялись дайки и эксплозивные образования средних по составу пород — андезитов («хосровиты»). По-видимому, полного замыкания морского бассейна не произошло и сохранились локальные зоны, где изливались афировые базальты и спилиты.

IV этап (пострифтовая фаза), $K_{2-m}-K_{2-nl}$. В сеноман-нижнеконьякское время происходит кратонизация земной коры от субокеанской к континентальной. Образуются локальные флишевые прогибы, комплекс которых представлен маломощными глинистыми песчаниками и известняками турона-нижнего коньяка. Указанные породы трансгрессивно перекрываются конгломератами (с гальками офиолитов) и песчаниками верхнего коньяка-нижнего сантона мощностью 100—150 м. С базальным конгломератом в основании выше залегают микритовые известняки верхнесантон-верхнесенонского возраста, мощностью 250—300 м [11].

В указанном промежутке тектонического режима уже произошло закупоривание разломов, уменьшение проницаемости земной коры и в этих условиях проявляется специфический вулканизм взрывного характера — диатремы. На поверхности они эллипсовидны и имеют форму перевернутой капли. На данной территории обнаружены 3 выхода и самый большой — 0,5 км в диаметре. Диатремы выполнены туфами и туффизитами повышенной щелочности — лампрофирами [14].

По новообразованным трещинам внедряются также дайки (одна из них кольцевая) трахиандезитового, трахитового и пикробазальтового состава, секущие не только офиолиты, но и диатрему ($K-Ag$ 92,5 млн. лет).

С середины K_2 , точнее с верхнего коньяка, вся территория Вединского бассейна была окончательно стабилизирована и на ней накапливались мелководные отложения в качестве офиолитового чехла в виде неоавтохтона.

В палеоцене появились локальные флишевые прогибы, где осадконакопление продолжалось в эоцене и нижнем олигоцене. В эоцене произошло интенсивное скупивание (пиренейская фаза складчатости), наиболее сильно проявившееся в областях флишенакпления.

К началу миоцена рассматриваемая область превратилась в стабильную область, и здесь была окончательно сформирована континентальная кора.

Последняя эпоха ($N-Q$) является эпохой неотектонической активизации. Значительная мощность неогеновых отложений и разный их гипсометрический уровень указывают на большие контрастности вертикальных движений и интенсивного горообразования, сопровождаемых новыми складчатыми и разрывными нарушениями, особенно в плиоцене.

Принимая во внимание все вышесказанное, мы вправе думать, что альпийские движения еще больше осложнили Ерахскую структуру и являются причиной ее современного облика.

После рассмотрения главных особенностей проявления киммерийских движений, можно подвести некоторые итоги.

В киммерийском тектоническом этапе Ерахская структура обладала особым эндогенным режимом и своеобразным магматизмом.

От верхнего триаса к верхнему мелу установлена пульсационно-нарастающая периодичность магматизма. Повышенная его щелочность широкого диапазона является характерной чертой Ерахской структуры.

Послегерцинская активизация тектонических движений неразрывно связана с процессами, происходящими в астеносфере и верхней мантии, а континентальный рифтогенез является частью его проявления.

Офиолитовая ассоциация Вединской зоны возникла в рифтогенном бассейне ограниченного спрединга, и мы далеки от мысли о мнимых явлениях мобилизма в ее тектонике. Горизонтальное растяжение и особенно сжатие следует рассматривать не как сближение жестких плит (платформ), а как местные процессы, происходящие внутри региона.

Альпийские движения еще больше осложнили Ерахскую структуру и являются причиной ее современного облика.

ՅՐԱԽԻ ԱՆՏԻԿԼԻՆԱԼԻ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԶԱՐԳԱՑՈՒՄԸ ԿԻՄԵՐՅԱՆ ՓՈԽԼՈՒՄ

Վ. Ա. Վարդանյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Վեդու օֆիոլիտային գոտին կիմերյան տեկտոնական էտապում օժտված է հղել յուրահատուկ էնդոգեն ռեժիմով և ինքնատիպ հրաբխականությունը: Վերին տրիաս-վերին կավիճ ժամանակահատվածում նկատվում է հրաբխականության պուլսացիոն աճ և բարձր ալկալիություն, որը բնորոշ է Երախի ստրուկտուրայի համար:

Տեկտոնական շարժումների հետհերցինյան ակտիվացումն անմիջականորեն կապված է ասթենոսֆերայում և վերին պատյանում կատարվող պրոցեսների հետ և միջմայրցամաքային ուֆիտոառաջացումը հանդիսանում է նույն պրոցեսների արտահայտման մի մասը:

Վեդու գոտու օֆիոլիտային գուգորդությունը առաջացել է ուֆիտային պայմաններում: Հորիզոնական ձգումը և հատկապես սեղմումը դիտարկվում է ոչ որպես կարծր զանգվածների (պլատֆորմա) մոտեցման և հեռացման արդյունք, այլ տվյալ տարածքում կատարվող լոկալ պրոցեսների հետևանք:

Երախի ժամանակակից երկրաբանական կառուցվածքն արդյունք է ալպիական և նորագույն տեկտոնական շարժումների:

THE CIMMERIAN STAGE OF THE ERASKH ANTICLINE TECTONIC EVOLUTION

V. A. Vardanyan

Abstract

The proposed palaeostructural-and-geological analysis of the Cimmerian tectonic stage showed that an evolution of the Eraskh rift, lithological composition of the sedimentary stratum, manifestation and character of volcanism were closely related to processes occurred deep in the upper mantle and the asthenosphere.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аракелян Р. А. Стратиграфия палеозойских отложений ЮЗ Армении и прилегающих частей Нахичеванской АССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1952, 100 с.
2. Аракелян Р. А., Оганесян Ш. С. Структурно-формационное районирование территории АрмССР в связи с выделением перспектив нефтегазоносности.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1969, №2, с. 19—31.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 430 с.
4. Багдасарян Г. П., Варданян А. В., Сатиан М. А. О возрасте вулканических пород офиолитовой ассоциации (Армянская ССР).—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, №6, с. 11—18.
5. Белов А. А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпибайкальской платформы на Малом Кавказе.—Изв. АН СССР, сер. геолог., 1968, №10, с. 34—48.
6. Варданян А. В. Условия и механизмы формирования Кадрлинской и Советашенской антиклиналей. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. кандидата геол.-мин. наук. Баку, Институт геологии АН АзССР, 1969, 16 с.
7. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егоров Л. М. Изучение глубинных разломов по материалам, полученным со станции «Земля» на территории Армении.—Разведочная геофизика, №72, с. 17—22.
8. Книппер А. Л., Соколов С. Д. Офиолиты Веди (Армения): автохтон или аллохтон?—Геотектоника, 1976, №4, с. 54—66.
9. Никольский Ю. И., Милай Т. А., Коган Л. З. Геолого-геофизические исследования тектоники, магматизма и металлогении Кавказа. Л.: Недра, 1975, 290 с.
10. Нисанян Г. Б. Литология средне-верхнепалеозойских и триасовых отложений АрмССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 190 с.
11. Сатиан М. А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 194 с.
12. Сатиан М. А., Варданян А. В., Кванталиани И. В. Открытие отложений берриаса в Вединской офиолитовой зоне Малого Кавказа.—ДАН АрмССР, 1989, том 88, №5, с. 228—231.
13. Сатиан М. А., Варданян А. В., Бойнагрян Б. В. Об офиолитовой ассоциации Ерахского хребта (Вединская офиолитовая зона Малого Кавказа).—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, №6, с. 3—11.
14. Сатиан М. А., Варданян А. В. Обнаружение щелочно-базит-ультрабазитовой диатремы в Вединской офиолитовой зоне.—ДАН РА, 1993, т. 94, №5, с. 294—298.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕТЕРОГЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ СИСИАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА АРМЕНИИ

© 1997 г. С. В. Григорян, Р. С. Симонян, А. С. Фарамазян,
Х. В. Хачанов, М. П. Асланян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 19.05.97.

В результате геохимических исследований, проведенных в пределах Сисианского рудного района, последний был разделен на три гетерогенных геохимических поля, имеющих свои специфические особенности в распределении аномальных содержаний химических элементов—Лернашенский, Дастакертский и Аревисский. Наблюдается довольно четко выраженная зональность в развитии геохимических ореолов на территории района. Примененные геохимические критерии позволяют сделать предварительную оценку перспективности аномалий на предмет их промышленной значимости.

Существование гетерогенного геохимического поля, его всеобщность, особенность и основные закономерности, управляющие его формированием, были впервые изучены и обобщены Ф. У. Кларком и В. И. Вернадским. Согласно закону о всеобщем рассеянии и миграции химических элементов в геосферах В. И. Вернадского, в любой точке геохимического поля содержания любого элемента—больше нуля, зависят от пространственных координат и непостоянны во времени.

На данном этапе развития прикладной геохимии понятие «геохимическое поле» и его основные параметры трактуются исследователями неоднозначно, неся зачастую противоречивый характер, и являются предметами дискуссий. По этой причине необходимо, на наш взгляд, пояснить те принципиальные позиции, опираясь на которые были проведены геохимические исследования.

Геохимическое поле является интегральным выражением распределений химических элементов в геологических образованиях, меняющихся во времени и пространстве, определяющимся как внутренними (индивидуальными свойствами атомов элементов), так и внешними (физико-химическими параметрами среды) факторами. Поэтому, изменение распределения какого-либо элемента под действием внешних факторов есть вещественное выражение установленного В. А. Обручевым и Ю. А. Билибиным положения о взаимосвязи и взаимообусловленности всех процессов, включая рудообразование.

Одними из наиболее важных элементов структуры геохимического поля являются понятия *геохимический фон* и *геохимическая аномалия*, относительно которых до настоящего времени существуют различные толкования, хотя все поисковые и прогнозные критерии прикладной геохимии строятся на различиях в распределении отдельных химических элементов или их групп в аномальной и фоновой частях геохимического поля. Наиболее обобщенную редакцию, на наш взгляд, предлагают А. А. Смыслов и В. А. Рудник, которые под понятием *геохимический фон* понимают распределение химических элементов в геологическом объекте любого ранга в результате взаимодействия разнотипных и разновозрастных син- и эпигенетических процессов, за исключением процессов, приведших к формированию геохимически специализированных пород и эпигенетических рудных концентраций.

Очевидно, что остальная, меньшая часть геохимического поля по отношению к фону оказывается аномальной.

Количественной характеристикой интенсивности проявлений геохимических аномалий нами был принят коэффициент аномальности (K_a), т.е. содержание элемента в пределах аномалии (обычно в точке максимума) по сравнению со средним содержанием этого элемента в фоновой совокупности.

Предлагаемые результаты исследований основываются на данных геохимических картировочных работ масштаба 1:100000 и 1:50000 с более крупномасштабной детализацией отдельных участков. Одним из итогов проведенных работ является выделение в пределах рудного района нескольких гетерогенных геохимических полей. Наиболее крупными и интересными, на наш взгляд, являются Лернашенское, Дастакертское и Аревисское, охватывающие многочисленные рудопроявления и точки минерализации однотипных или близких рудных формаций.

Лернашенское геохимическое поле. Восточная его граница проходит по первому меридиональному отрогу Баргушатского хребта с вершинами Гямбель и Мечетью, а западная—по второму отрогу с вершинами Альмирансар, Севсар и Капутсар. Южной границей служит линия водораздела Баргушатского хребта. Северная граница четко не определена и, по-видимому, проходит по Мроцской зоне измененных пород.

В пределах выделенного поля известно более тридцати рудопроявлений и точек минерализации различной формационной принадлежности, сгруппированных Э. Х. Гуляном (1966) по условиям образования в контактово-метасоматические и гидротермальные. Минеральные образования первого типа приурочены, в основном, к северной и южной экзоконтактовым зонам интрузии. Второй тип довольно широко развит по всей площади и не имеет четкой пространственной приуроченности к определенным геологическим образованиям.

Оконтуренные геохимические ореолы широкого круга элементов—меди, молибдена, свинца, цинка, серебра и др. являются индикаторами развитых в пределах данного геохимического поля типов оруденения. Морфология ореолов зависит от инфильтрационных и диффузионных подвижностей отдельных элементов. Отметим, что наиболее контрастные и широкие ореолы развиваются вокруг наиболее крупных рудопроявлений. Наблюдается тесная пространственная связь между аномальными содержаниями свинца и цинка, которые, несмотря на относительно равномерное распространение по всему полю, имеют тенденцию образовывать наиболее интенсивные аномалии в зонах, приуроченных к Лернашенскому, Иримисскому и Севсарскому (Каракаинскому) разломам, где залегают известные проявления полиметаллов.

Участки с аномальным содержанием меди развиваются, в основном, в зоне Севсарского разлома. Отдельные небольшие аномалии выявлены на северо-востоке геохимического поля, в зоне Лернашенского разлома.

Аномалии остальных элементов, в том числе и молибдена, проявляются слабо и, в основном, приурочены к южной части Севсарского разлома и юго-восточному участку геохимического поля.

Основные геохимические параметры наиболее значимых аномалий Лернашенского геохимического поля приводятся в табл. 1.

Обращает на себя внимание общее северо-восточное простирание геохимических ореолов, что совпадает с направлением дайковой серии

второй фазы внедрения Шенатаг—Спандарянского комплекса мио-плиоценового возраста. Пространственное совпадение аномалий с дайками, а также комагматичность дайковых образований с субщелочными породами этого комплекса могут явиться свидетельством генетической связи геохимических образований с молодым интрузивным магматизмом Шенатаг—Спандарянского комплекса.

Таблица 1

Средние содержания и K_a основных элементов-индикаторов геохимических аномалий Лернашенского поля

Рудопроявления и тип минерализации	Элементы—индикаторы					
	Cu%	Pb%	Zn%	Mo%	Au g m	Ag g m
Контактово-метасоматический тип						
1. Сагюкалинское	0.9(30)	0.004(2)	0.0033(4)	0.0015(15)	0.15	3.0
2. Цуртджурское, Еркатасарское, Безымянное	0.03(4)	0.0048(6)	0.06(2)	0.003(30)		
3. Шенатагское, Веришкарское		0.01(50)	0.05(7)			
Гидротермальный тип.						
а) Си-Мо формация						
4. Загндзорское	0.04(6)	0.007(5)	0.03(5)	0.004(17)	0.25	6.2
5. Мроцское	0.028(30)	0.007(6)	0.025(4)	0.0052(20)	0.20	3.1
б) Си формация						
6. Севсарское	0.03(4)	0.05(10)	0.06(7)		0.25	10.0
7. Салихерское	0.05(7)	0.01(50)	0.05(7)	0.0015(15)		
8. Галахлуское	0.04(5)	0.018(18)	0.05(8)	0.001(3)		
в) Си-полиметаллическая формация						
9. Ареботское	0.3(38)	0.013(9)	0.03(4)	0.0015(15)		
10. Татнийское	0.3(38)	0.02(8)	0.018(6)	0.0015(15)	0.15	8.5
Формация вторичных кварцитов						
11. Еркатасарская толща		0.008(7)	0.026(4)	0.002(22)		

Примечание: в скобках приведены значения коэффициента аномальности (K_a)

Дастакертское геохимическое поле является одним из наиболее продуктивных участков северного склона Баргушатского хребта в центральной части рудного района и вытягивается в северо-западном направлении на 10—12 км при ширине 5—8 км. Его южная граница проходит по вулканогенно-осадочным породам альмирансарской свиты; восточная ограничивается вершинами Альмирансар, Севсар и Капутсар. Западной границей служит первый меридиональный отрог Зангезурского хребта, а северной—Ахлатянская интрузия.

В пределах выделяемого поля зафиксированы многочисленные рудопроявления (без учета самого Дастакертского месторождения), наиболее крупные из которых сопровождаются и наиболее интенсивными и широкими геохимическими ореолами, имеющими многокомпонентный элементный состав—медь, молибден, свинец, цинк и др. Основным морфологическим типом ореолов являются линейно вытянутые, ленточные формы, в основном, северо-западного простирания, сопряженные с зонами гидротермально измененных пород.

Следует отметить, что большое количество слабоинтенсивных и

небольших по площади аномалий различных элементов распространено по всей площади Дастакертского геохимического поля.

Одним из наиболее интересных и перспективных участков, с точки зрения геохимических исследований, является площадь, включающая в себя Цахкаванские рудопроявления, характеризующиеся довольно высокими содержаниями комплекса химических элементов и их K_a .

В табл. 2 приводятся некоторые геохимические характеристики наиболее крупных геохимических аномалий.

Таблица 2
Средние содержания и K_a основных элементов-индикаторов геохимических аномалий Дастакертского поля

Рудопроявления	Элементы-индикаторы					
	Cu%	Pb%	Zn%	Mo%	Au _г /т	Ag _г т
1. Цахкаванское—1	0.038(2)	—	0.027(3)	0.005(50)	0.1	3.0
2. Цахкаванское—2	0.04(4)	0.0047(6)	0.022(3)	0.0035(35)	0.8	8.5
3. Кангалинское	0.03(5)	0.0021(5)	0.03(3)	0.004(40)		
4. Шорджурское	0.023(3)	—		0.0006(6)		
5. Софулинское	0.027(2)	—	0.015(2)	0.0006(6)		
6. Аревидзорское	0.036(5)	0.018(24)	0.022(3)	0.00045(5)	0.2	4.0

В целом, Дастакертское геохимическое поле характеризуется широким развитием аномалий молибдена и меди, при подчиненном значении остальных элементов.

Аревисское геохимическое поле развивается на стыке восточного склона Зангезурского и северного склона Баргушатского хребтов. Пространственное положение геохимических аномалий в пределах этого поля определяется теми же факторами, которые контролируют размещение известных рудопроявлений. К настоящему времени в зоне Аревисского геохимического поля выявлено более десяти рудопроявлений различной генетической и формационной принадлежности, основными элементами-индикаторами которых являются свинец, цинк, медь, молибден и, частично, серебро и золото. К сожалению, из-за низкого качества приближенно-количественного спектрального анализа не удалось оконтурить геохимические ореолы выявленного нами проявления вольфрамита в низовьях речки Мазмазан. По этой же причине слабо проявляются ореолы мышьяка, сурьмы и других элементов.

Таблица 3
Средние содержания и K_a основных элементов-индикаторов некоторых геохимических аномалий Аревисского поля

Рудопроявления	Элементы-индикаторы					
	Cu%	Pb%	Zn%	Mo%	Au _г т	Ag _г т
1. Аревисское—1	0.21(20)	0.034(32)	0.02(4)	0.0065(48)	0.1	3.5
2. Мазмазанское—1	0.034(3)	0.061(45)	0.082(10)	0.001(115)	0.51	53.5
3. Мазмазанское—2	0.030(3)	0.051(30)	0.02(5)	0.0045(60)	0.25	20
4. Аревисское—2	0.026(3)	0.013(17)	0.027(2)	0.0003(3)	0.1	3.5
5. Джомартлинское	0.0083(11)	0.018(12)	0.025(3)	0.0018(20)	0.15	4.8
6. Салвардское	0.034(3)	0.0072(5)		0.001(15)		

Примечание. Данные по месторождению Марджан в статье не используются.

Основной тип ореолов—ленточный, присущий жильным рудообразованиям. В табл. 3 приводится краткая геохимическая характеристика некоторых рудопроявлений Аревисского геохимического поля.

Как видно из таблицы, наиболее продуктивными являются геохимические аномалии, выявленные в бассейне реки Мазмазан. Отметим, что наблюдается четкая взаимная корреляция между содержаниями золота и серебра с содержаниями свинца и цинка.

Сравнительный анализ изменения геохимических параметров в пределах Лернашенского, Дастакертского и Аревисского геохимических полей показывает, что свинец, молибден, золото и серебро имеют наибольшее развитие в контурах Аревисского поля, тогда как медь и цинк тяготеют, в основном, к Лернашенскому полю. Дастакертское геохимическое поле характеризуется широким распространением молибдена и меди при подчиненном значении свинца и является, на наш взгляд, одним из наиболее перспективных участков Сисианского рудного района на обнаружение слепого и слабоэродированного оруденения.

Опыт показывает, что перспективными аномалиями являются те образования, коэффициенты аномальности (K_a) которых имеют значения более 10. Значения K_a и контрастность геохимических ореолов могут служить критерием разбраковки выявляемых аномалий, низкие значения которых указывают на наличие зон рассеянной, неконцентрированной минерализации.

Работа выполнена в рамках темы 96—125, финансируемой из государственного бюджета Республики Армения.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՄԻՍԻԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՀԵՏԵՐՈԳԵՆ ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ ԴԱՇՏԵՐԻ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ

Ս. Վ. Գրիգորյան, Ռ. Ս. Սիմոնյան, Ա. Ս. Ֆարամազյան,
Ք. Վ. Խաչանով, Մ. Պ. Ասլանյան

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Միսիանի հանքային շրջանում կատարված երկրաքիմիական հետազոտությունների արդյունքների հիման վրա առանձնացվել են երեք հետերոգեն երկրաքիմիական դաշտեր, որոնցից յուրաքանչյուրը բնութագրվում է քիմիական տարրերի անոմալ առաջադումների տարածքային բաշխման միայն իրեն բնորոշ յուրահատկություններով:

Առանձնացված Լեռնաշենի, Դաստակերտի և Արևիսի երկրաքիմիական դաշտերի միջև նկատվում է զոնալականություն՝ արտահայտված պղինձ-մոլիբդեն-բադմամետաղ-ոսկի շարքով:

Օգտագործված անոմալությունների դործակիցը թույլ է տալիս անցկացնել հայտնաբերված և արդեն հայտնի երկրաքիմիական անոմալիաների նախնական գնահատումը:

CHARACTERISTICS OF HETEROGENEOUS GEOCHEMICAL FIELDS OF THE SISIAN ORE REGION IN ARMENIA

S. V. Grigoryan, R. S. Simonyan, A. S. Faramazyan, Kh. V. Khachanov,
M. P. Aslanyan

Abstract

Considering the results of geochemical investigations carried out within the Sisian ore region, it was divided into three heterogeneous geochemical fields, with their specific features in distribution of anomalous contents of chemical elements—Lernashen, Dastakert and Arevis. A quite

distinct zonation in geochemical halos evolution in the region's territory was observed. Applied geochemical criteria allow to estimate preliminarily the prospectivity of anomalies for commercial value.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский В. И. Очерки геохимии. М.: Наука, 1983, 620 с.
2. Григорян С. В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений. М.: Недра, 1987, 408 с.
3. Дубов Р. Н. Количественные исследования геохимических полей для поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1974, 250 с.
4. Проблемы прикладной геохимии. (Материалы Второго Международного симпозиума «Методы прикладной геохимии»). Новосибирск: Наука, 1983.
5. Симонян Р. С., Кочарян С. А. Классификация геохимических аномалий при помощи многомерного статистического анализа — Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1990, №2, с. 45—50.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, Л. №3, 45—57

ПРОМЫШЛЕННАЯ ТИПИЗАЦИЯ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ И ДРАГОЦЕННЫХ МЕТАЛЛОВ АРМЕНИИ

© 1997 г. П. Г. Алоян

*Институт «Армнипроцветмет» Министерства промышленности РА
375010 Ереван, ул. Корюна, 14, Республика Армения
Поступила в редакцию 20.09.96.*

В статье приводятся обобщенные результаты первого опыта промышленной типизации руд месторождений цветных и драгоценных металлов. Для рудных формаций Армении выделяются промышленные руды двух категорий: сульфидная и окисленная.

В настоящее время имеются фундаментальные работы по типизации и классификации рудных месторождений Армении [6, 7, 9—11]. Эти исследования имеют генетическую и формационную основу и являются надежной базой для технологического тестирования руд разведываемых и эксплуатируемых месторождений. В то же время, учитывая масштабы горнорудной промышленности республики, недопустимо отсутствие обобщенных исследований по промышленной типизации руд, что имеет принципиальное значение для оценки экономического потенциала минеральных ресурсов. За последние годы сотрудниками Армнипроцветмета в рамках расширенной программы систематического геолого-технологического картирования проводилась типизация разведываемых и вовлекаемых в переработку руд. Эти исследования замкнулись на стадии выделения минералого-технологических разновидностей или геолого-технологических типов без детального учета горно-технических условий отработки и экономики горнорудного производства, т. е. промышленная типизация руд не проводилась [4, 5, 8]. По результатам многолетних детальных исследований нами обобщены и опубликованы принципы и методика геолого-технологического картирования и промышленной типизации руд, а также дана оценка влияния горнотехнических и технологических условий на

distinct zonation in geochemical halos evolution in the region's territory was observed. Applied geochemical criteria allow to estimate preliminarily the prospectivity of anomalies for commercial value.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский В. И. Очерки геохимии. М.: Наука, 1983, 620 с.
2. Григорян С. В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений. М.: Недра, 1987, 408 с.
3. Дубов Р. Н. Количественные исследования геохимических полей для поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1974, 250 с.
4. Проблемы прикладной геохимии. (Материалы Второго Международного симпозиума «Методы прикладной геохимии»). Новосибирск: Наука, 1983.
5. Симонян Р. С., Кочарян С. А. Классификация геохимических аномалий при помощи многомерного статистического анализа — Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1990, №2, с. 45—50.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, Л. №3, 45—57

ПРОМЫШЛЕННАЯ ТИПИЗАЦИЯ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ И ДРАГОЦЕННЫХ МЕТАЛЛОВ АРМЕНИИ

© 1997 г. П. Г. Алоян

*Институт «Армнипроцветмет» Министерства промышленности РА
375010 Ереван, ул. Корюна, 14, Республика Армения
Поступила в редакцию 20.09.96.*

В статье приводятся обобщенные результаты первого опыта промышленной типизации руд месторождений цветных и драгоценных металлов. Для рудных формаций Армении выделяются промышленные руды двух категорий: сульфидная и окисленная.

В настоящее время имеются фундаментальные работы по типизации и классификации рудных месторождений Армении [6, 7, 9—11]. Эти исследования имеют генетическую и формационную основу и являются надежной базой для технологического тестирования руд разведываемых и эксплуатируемых месторождений. В то же время, учитывая масштабы горнорудной промышленности республики, недопустимо отсутствие обобщенных исследований по промышленной типизации руд, что имеет принципиальное значение для оценки экономического потенциала минеральных ресурсов. За последние годы сотрудниками Армнипроцветмета в рамках расширенной программы систематического геолого-технологического картирования проводилась типизация разведываемых и вовлекаемых в переработку руд. Эти исследования замкнулись на стадии выделения минералого-технологических разновидностей или геолого-технологических типов без детального учета горно-технических условий отработки и экономики горнорудного производства, т. е. промышленная типизация руд не проводилась [4, 5, 8]. По результатам многолетних детальных исследований нами обобщены и опубликованы принципы и методика геолого-технологического картирования и промышленной типизации руд, а также дана оценка влияния горнотехнических и технологических условий на

экономику горнорудного производства [1—3]. Этими исследованиями было показано, что промышленный тип руд—это экономическая категория и поэтому он имеет временный характер, а геолого-технологический тип—это формационно-техногенная категория. Промышленная типизация руд представляет собой экономически обоснованную целесообразность селективного освоения различных геолого-технологических типов руд или предусматривает переработку многосортных руд в единой шихте с учетом их количественного соотношения при заданных технологических показателях.

В настоящей статье приводятся обобщенные результаты первого опыта промышленной типизации руд месторождений цветных и драгоценных металлов Армении на основе формационной принадлежности месторождений, технологических особенностей обогащения руд, горнотехнических условий отработки и экономики горнорудного производства. Промышленные типы руд нами подразделяются на две категории: сульфидную и окисленную. Смешанные типы руд рассматриваются в качестве технологических сортов окисленных руд. Исследования проводились на месторождениях трех рудных формаций: меднорудной, медно-молибденовой и золотополиметаллической.

Меднорудная формация

Геолого-технологическое картирование и промышленная типизация руд месторождений меднорудной формации проведены на эксплуатируемом Капанском, подготовленном к промышленному освоению Алавердском, временно законсервированном Шамлугском и детально разведанном Личкском месторождениях. На Алавердском и Шамлугском месторождениях оруденение представлено жилами, линзами и штоками, на Личкском месторождении—штокверком, а на Капанском—жилами и штокверком. Результаты картирования показывают, что на месторождениях меднорудной формации в основном выделяются две минеральные (природные) разновидности руд: пирит-халькопиритовая в массивных рудах и халькопирит-пиритовая в прожилково-вкрапленных рудах (табл. 1). На Личкском месторождении выделяется одна разновидность сульфидных руд.

Пирит-халькопиритовая разновидность характеризуется простым минеральным составом, гипидноморфно-зернистой структурой, прожилковой, вкрапленной и друзовой текстурами, в основном с ровными границами срастаний. Халькопирит-пиритовая разновидность на Шамлугском и Алавердском месторождениях также характеризуется простым минеральным составом, а на Капанском месторождении имеет сложный состав и помимо пирита и халькопирита представлена значительным количеством вторичных сульфидов меди, а также сфалерита и энаргита. Халькопирит по количеству уступает вторичным сульфидам меди и наблюдается в них в виде реликтов или эмульсионной вкрапленности—в сфалерите, в тесных срастаниях и прорастаниях с пиритом, энаргитом и сфалеритом. Среди вторичных сульфидов наибольшим распространением пользуются халькозин и борнит. Выше горизонта 950 м, на северо-западе Кавартского карьера были вскрыты относительно более труднообогатимые медные руды, богатые окисленными минералами меди, сажистой медной чернью и сфалеритом. Руды халькопирит-пиритовой разновидности характеризуются гипидноморфно-зернистой и зернистой структурами, прожилковой, вкрапленной, колломорфной, реликтовой и каемочной текстурами, зубчатыми границами прорастаний.

Таблица 1

Промышленная типизация руд месторождений медной формации Армении

Месторождение	Минеральные (природные) разновидности руд	Минералого-технологические разновидности руд	Геолого-технологический тип руд	Промышленный тип руд	Оптимальная схема переработки. Товарная продукция
1. Капанское	А. Пирит-халькопиритовая (Северный участок) Б. Халькопирит-пиритовая с энаргитом, сфалеритом и халькозином (Южный участок)	1. Медноколчеданная (А) 2. Медноколчеданная с энаргитом, сфалеритом и халькозином (Б)	1. Сульфидный меднорудный (А) 2. Сульфидный меднорудный с энаргитом, сфалеритом и халькозином (Б)	1. Сульфидный меднорудный (А) 2. Сульфидный меднорудный с энаргитом, сфалеритом и халькозином (руды отработаны) (Б)	Флотация. Концентрат медный
2. Шамлугское	А. Пирит-халькопиритовая в массивных рудах Б. Халькопирит-пиритовая во вкрапленных рудах	Медноколчеданная (А+Б)	Сульфидный меднорудный (А+Б)	Сульфидный меднорудный (А+Б)	Флотация. Концентрат медный
3. Алавердское	А. Пирит-халькопиритовая в массивных рудах Б. Халькопирит-пиритовая в прожилково-вкрапленных рудах	Медноколчеданная (А+Б)	Сульфидный меднорудный (А+Б)	Сульфидный меднорудный (А+Б)	Флотация. Концентраты медный, пиритный
4. Личкское	А. Пирит-халькопиритовая Б. Лимонит-малахитовая	1. Медноколчеданная (А) 2. Окисленная лимонит-малахитовая (Б)	1. Сульфидный меднорудный (А) 2. Окисленный лимонит-малахитовый (Б)	1. Сульфидный меднорудный (А) 2. Окисленный лимонит-малахитовый (Б) I-ый технологический сорт. Степень окисления 20—50% II-ой технологический сорт. Степень окисления более 50%	Флотация. Концентрат медный. Шихта с сульфидными рудами с обеспечением среднего содержания основного компонента в товарной руде Выщелачивание: цементационная медь

Руды пирит-халькопиритовой и халькопирит-пиритовой разновидностей обычно легко обогащаются [12]. Основным методом обогащения является флотационный, при котором обе разновидности обогащаются одинаково и степень извлечения меди находится в прямой зависимости от ее содержания в руде. При этом извлечение меди в концентрат для первой разновидности колеблется в пределах 91,0—97,9%, при содержании меди 18,5—22,6%. Оптимальная тонина помола руды для пирит-халькопиритовой разновидности (массивные руды) составляет 62, редко 65% класса минус 0,08 мм. Для халькопирит-пиритовой разновидности извлечение относительно ниже и составляет 91,6—92,1%, при содержании меди в концентрате 17,6—20,3%. Оптимальная тонина помола, в связи с преимущественно вкрапленным характером оруденения, составляет 65—68% класса минус 0,08 мм. Снижение извлечения обусловлено наличием вторичных минералов меди, энаргита и в особенности сфалерита (Арутюнян, Луценко, Аветисян, 1985). Близкие технологические показатели руд обеих разновидностей на Шамдугском и Алавердском месторождениях исключают необходимость их селективной добычи и позволяют переработку этих руд организовать в совместной шихте. На этом основании выделяется единая медноколчеданная минералого-технологическая разновидность и соответствующий ей сульфидный меднорудный геолого-технологический и промышленный тип. Товарным продуктом является медный концентрат. Из руд Алавердского месторождения, при необходимости, возможно получение также пиритного концентрата (табл. 1). На Капанском месторождении, на основании вышеизложенного, выделяются две минералого-технологические разновидности и соответственно им два промышленных типа руд: сульфидный меднорудный и сульфидный меднорудный с энаргитом, сфалеритом и халькозином. В пространстве эти руды обособлены и по горнотехническим условиям возможна их селективная добыча. Первый тип руд отрабатывается подземным способом, а второй—отработан карьером.

Категория окисленных руд выделена только на Личкском месторождении. Здесь окисленные руды относятся к лимонит-малахитовой разновидности и представлены двумя технологическими сортами [3]. При степени окисления меди от 20 до 50% руды могут перерабатываться в шихте с сульфидными рудами флотационным методом с обеспечением среднего содержания меди в товарной руде, а при степени окисления меди свыше 50% рекомендуется переработку руд проводить кучным серно-кислотным выщелачиванием с получением цементационной меди при извлечении 96% и содержанием меди 90%.

Медно-молибденовая формация

Геолого-технологическое картирование проводилось на трех месторождениях: эксплуатируемых—Каджаранском и Агаракском, детально разведанном—Техутском. На этих месторождениях оруденение представлено типичным штокверком. Минеральный состав руд относительно прост. Основными рудными минералами являются молибденит и халькопирит; часты пирит и магнетит, реже встречаются гематит, энаргит, галенит, сфалерит и др. В связи с генетическим отличием Техутского месторождения (Мелконян, 1989) здесь наблюдаются повышенные содержания пирита, что учтено при разработке технологической схемы обогащения (табл. 2).

На месторождениях медно-молибденовой формации широко развита зона окисления. На Каджаранском и Агаракском месторождениях окисленные руды в принципе отработаны, вывезены в отвал и

Промышленная типизация руд медно-молибденовой формации Армении

Месторождение	Минеральные (природные) разновидности руд	Минералого-технологические разновидности руд	Геолого-технологический тип руд	Промышленный тип руд	Оптимальная схема переработки руд. Товарная продукция
1	2	3	4	5	6
Каджаранское	А. Преимущественно молибденовая в слабо измененных (окварцованных, биотитизированных) монцонитах Б. Халькопирит-молибденитовая в средне измененных (окварцованных, каолинизированных) монцонитах В. Преимущественно халькопиритовая в интенсивно каолинизированных монцонитах Г. Лимонит-малахит-повеллит-ферримолитовая	1. Медно-молибденовая (А) 2. Медно-молибденовая в измененных (окварцованных, биотитизированных, каолинизированных) монцонитах (Б+В) 3. Окисленная лимонит-малахит-повеллит-ферримолитовая (Г)	1. Сульфидный медно-молибденовый (А+Б+В) 2. Окисленный лимонит-малахит-повеллит-ферримолитовый (Г)	1. Сульфидный медно-молибденовый (А+Б+В) 2. Окисленный лимонит-малахит-повеллит-ферримолитовый (Г) I-ый технологический сорт-смешанных руд. Степень окисления 15—20% II-ой технологический сорт. Степень окисления 20—60% III-ий технологический сорт. Степень окисления более 60%	Коллективно-селективная флотация. Концентраты: медный, молибденовый Шихта с сульфидными рудами с обеспечением среднего содержания основного компонента в товарной руде Шихта с сульфидными рудами 1:9 или 2:8 с обеспечением основных технологических показателей Выщелачивание; цементационная медь

1	2	3	4	5	6
Агаракское	А. Халькопирит-молибденитовая (Центральный уч.) Б. Халькопирит-молибденитовая в монтмориллонитизированных гранитоидах (Сев.-зап. уч.) В. Лимонит-малахит-гидрогематитовая	1. Медно-молибденовая (А) (Центральный уч.) 2. Медно-молибденовая в монтмориллонитизированных гранитоидах (Б) 3. Окисленная лимонит-малахит-гидрогематитовая (В)	1. Сульфидный медно-молибденовый (А) 2. Сульфидный медно-молибденовый в монтмориллонитизированных гранитоидах (Б) 3. Окисленный лимонит-малахит-гидрогематитовый (В)	1. Сульфидный медно-молибденовый (А) 2. Сульфидный медно-молибденовый в монтмориллонитизированных гранитоидах (руды отработаны) (Б) 3. Окисленный лимонит-малахит-гидрогематитовый (В). Один технологический сорт. Степень окисления более 20%	Коллективно-селективная флотация Концентраты: медный, молибденовый Выщелачивание; цементационная медь
Техутское	А. Пирит-халькопиритовая (Зап. и Юго-зап. уч.) Б. Пирит-халькопирит-молибденитовая (Центр. и Северн. уч.) В. Лимонит-малахит-гетитовая. Бирюзоносная.	1. Медно-молибденовая (А+Б) 2. Окисленная лимонит-малахит-гетитовая (бирюзоносная) (В)	1. Сульфидный медно-молибденовый (А+Б) 2. Окисленный лимонит-малахит-гетитовый (бирюзоносный) (В)	1. Сульфидный медно-молибденовый (А+Б) 2. Бирюзоносные породы в зоне окисления (В). Промышленный тип окисленных руд не выделяется	Коллективно-селективная флотация Концентраты: медный, молибденовый, пиритный Обработка бирюзы для ювелирного производства

складированы, а на Техутском—широко развиты и являются бирюзозносными. По данным технологических исследований, сульфидные руды медно-молибденовой формации делятся на легкофлотируемые медно-молибденовые и труднофлотируемые разновидности в различной степени гидротермально измененных породах [12]. Исследованиями доказана и практически осуществлена возможность совместной переработки легко- и некоторых труднообогатимых разновидностей в единой шихте с высокими технологическими показателями при соответствующих количественных соотношениях. Каджаранское и Агаракское месторождения отрабатываются карьерами. По горно-техническим условиям и экономической эффективности освоения недр на месторождениях медно-молибденовой формации выделяются сульфидные и окисленные промышленные типы руд.

Сульфидные медно-молибденовые руды на Каджаранском и Агаракском месторождениях локализованы в различной степени гидротермально измененных породах. На Каджаранском месторождении гидротермальное изменение рудовмещающих монцонитов в основном представлено окварцеванием, биотитизацией и каолинизацией. Четкое оконтуривание разновидностей гидротермально измененных пород не представляется возможным, поскольку весьма часты перемежаемость и наложенность различных метасоматитов, что исключает их пространственную выдержанность и тем самым возможность их селективной добычи. Компенсация отрицательного влияния окварцевания достигается путем регулирования качества рудного помола (не менее 60—62% класса минус 0,08 мм), а также введением классификации пенного продукта основной флотации и его доизмельчения до 80% класса минус 0,08 мм с перечисками. Вредное влияние каолиновых шламов компенсируется путем применения сложного реагентного режима и малой плотности пульпы при флотации порядка 27,0—28,0% твердого [2]. Так называемые «труднообогатимые» руды западного фланга Каджаранского штокверка, в отличие от рядовых руд центрального участка, в основном представлены свежими и слабоизмененными монцонитами с тонкой и убогой вкрапленностью халькопирита и молибденита, а также значительной вкрапленностью магнетита, образующего сростки с халькопиритом. Эти факторы требуют более высокой степени измельчения для обеспечения достаточно полного вскрытия минералов. Этим объясняется тот факт, что эти руды в шихте с рудами центрального участка (рядовые руды) дают низкие показатели извлечения. При грубости помола 50% минус 0,08 мм, принятой на фабрике, имеет место недоизмельчение руд западного борта карьера, а увеличение тонкости помола до 60% приводит к переизмельчению руд. Во избежание снижения технологических показателей при совместной переработке этих руд рекомендована соответствующая шихта, обеспечивающая плановые технологические показатели обогатительной фабрики. Многолетними технологическими исследованиями на Каджаранской обогатительной фабрике внедрена гибкая технологическая схема, обеспечивающая переработку всех сульфидных разновидностей руд в единой шихте. Таким образом, однотипность вещественного состава и частая перемежаемость минеральных разновидностей руд, исключая возможность их селективной добычи, а также целесообразность их переработки по единой технологической схеме при соответствующей шихте, дают основание выделить на Каджаранском месторождении один медно-молибденовый геолого-технологический и промышленный тип сульфидных руд (табл. 2). При этом учет минералого-технологических особенностей природных разновидностей руд необходим для рационального планирования горных ра-

бот и оптимального усреднения добытой руды с обеспечением уровня извлечения металлов в концентраты.

На Агаракском месторождении мы имеем аналогичную картину. Минеральный состав руд довольно прост. Это в основном пирит, халькопирит и молибденит, в подчиненном количестве отмечены вторичные сульфиды меди, а также магнетит, гематит и сфалерит. Текстура руд вкрапленная и прожилково-вкрапленная. Сульфидные руды Агаракского месторождения относятся к медно-молибденовому геолого-технологическому и промышленному типу. Редко встречаются халькопиритовые и халькозиновые минералого-технологические разновидности, что не играет существенной роли. Рудовмещающие породы представлены сиенито-гранитами и гранодиорит-порфирами. Первые в значительной степени карбонатизированы, хлоритизированы, серицитизированы, редко каолинизированы, а вторые—альбитизированы, хлоритизированы, серицитизированы, окварцованы и частично каолинизированы. Эти изменения, как и на Каджаранском месторождении, не оказывают существенного влияния на процесс флотации. Руды легкообогащаемые, условия обогащения стандартные—помол до 55—62% класса минус 0,08 мм и обычный набор реагентов при достаточно высоком извлечении меди и молибдена. Однако, в отличие от Каджаранского месторождения, на Агаракском месторождении выделяется и второй геолого-технологический и соответственно ему промышленный тип сульфидных руд с низкими технологическими показателями. Это медно-молибденовые руды в монтмориллонитизированных гранитоидах на северо-западном фланге агаракского штокверка. Для минералов группы монтмориллонита чрезвычайно важной особенностью в практическом отношении является свойство сильного набухания и связанная с ним высокая поглотительная способность различных катионов. Причем по характеру увеличения адсорбционной поверхности глинистые минералы располагаются в ряд: каолинит—галлуазит—монтмориллонит. По этому же ряду происходит возрастание роли шламов и снижение показателей обогащения (Лусинян, Акопян, Арутюнян, Нагапетян, Галстян, 1983; Лусинян, Маргарян, Оганесян, 1989).

На Техутском месторождении, как и на Каджаранском, выделяется один сульфидный медно-молибденовый геолого-технологический и соответственно ему один промышленный тип руды. Переработку сульфидных руд намечается проводить по стандартной схеме коллективно-селективной флотации с получением медного, пиритного и молибденового концентратов с высокими показателями извлечения.

Категория окисленных руд, как было указано, на месторождениях медно-молибденовой формации развита широко [3]. На Каджаранском месторождении окисленные руды относятся к лимонит-малахит-повеллит-ферримолибдитовой разновидности и представлены тремя технологическими сортами в зависимости от степени окисления полезных компонентов и технологической схемы их переработки (табл. 2). Первые два сорта перерабатываются в шихте с сульфидными рудами с обеспечением среднего содержания основного компонента в товарной массе и плановых показателей обогащения. Для третьего технологического сорта окисленных руд рекомендуется серно-кислотное выщелачивание с получением цементационной меди. Эта же технология рекомендуется для лимонит-малахит-гидрогематитовой разновидности Агаракского месторождения. Лимонит-малахит-гетитовая природная разновидность Техутского месторождения не дает возможность выделить технологический сорт (промышленный тип), т. к. дисперсная форма лимонита имеет очень низкие технологические показате-

тели [3]. Для этой разновидности характерна бирюзоносность в промышленных масштабах.

Золотополиметаллическая формация

Промышленная типизация руд золотополиметаллической формации проводилась на эксплуатируемых Соткском, Меградзорском и Шаумянском, детально разведанных—Арманисском, Азатекском, Личквас-Тейском, Тертерасарском, а также разведываемых Марцигетском и Марджанском месторождениях (табл. 3). Общими для всех месторождений являются жильный тип оруденения, сложные горно-технические условия подземной отработки и многокомпонентный состав руд с весьма изменчивым характером распределения как основных сульфидных минералов, так и связанных с ними золота и серебра. В рудах постоянно присутствуют пирит, халькопирит, сфалерит и галенит, которые, ассоциируясь в различных соотношениях, определяют выделение пиритовой, халькопиритовой, халькопирит-сфалеритовой, сфалерит-галенитовой, халькопирит-сфалерит-галенитовой минеральных (природных) разновидностей руд. Характерным для большинства месторождений является наличие первичного золотосодержащего гематита, который в ряде случаев образует большие скопления и четко обособляется в пространстве (Тертерасар).

Одной из отличительных черт золотополиметаллической формации является наличие обособленных участков со значительными концентрациями мышьяка и сурьмы. Из них мышьяк представлен золотосодержащим арсенопиритом, который является одним из основных носителей золота и в тесной ассоциации с пиритом образует пирит-арсенопиритовую минеральную разновидность (Азатек, Личквас-Тей, Тертерасар и Сотк). На Соткском месторождении носителем сурьмы является в основном антимонит (антимонитовая разновидность), а носителем мышьяка, кроме арсенопирита, также реальгар и аурипигмент. Последние образуют вторую мышьяковистую разновидность. Богатые сурьмой руды особенно выделяются на Азатекском месторождении, где они представлены антимонитом и сульфоантимонитом свинца (табл. 3). Ввиду особого технологического поведения мышьяк- и сурьмасодержащих руд, на некоторых месторождениях выделяются золотомышьяковистая и золото-свинцово-сурьмяная разновидности руд. С учетом горно-технических условий эти руды отнесены к сульфидному золотополиметаллическому (или золотосульфидному) геолого-технологическому и промышленному типу. В отдельных случаях выделяются также золото-свинцово-сурьмяный и золотомышьяковистый геолого-технологические типы руд (Сотк, Азатек).

Руды золотополиметаллической формации легко обогащаются. Оптимальная схема обогащения была выбрана в соответствии с качественным и количественным составом руд и рациональным составом золота и серебра. При значительной роли сульфидов была выбрана схема коллективно-селективной флотации руд с получением медного, свинцового и цинкового, а в ряде случаев пиритного концентратов [12]. Для ряда месторождений эта схема является единственной, для других—она сочетается с гравитационно-флотационной схемой с получением гравитационного и коллективно-флотационного концентратов (Акмаева, 1975—1985) [4]. При этом, во избежание засорения полученных концентратов мышьяком и сурьмой, предлагается последующая переработка концентратов с целью их доизвлечения. Для месторождений с четко обособленными участками свинцово-сурьмяных руд (Азатек) намечается схема их коллективной флотации с получением

золотосодержащего коллективного свинцово-сурьмяного концентрата с его последующей гидрометаллургической переработкой с достаточно высоким извлечением как свинца и сурьмы, так и золота и серебра (Асланов, 1979).

Учитывая сложный состав руд месторождений золотополиметаллической формации, ряд общих черт в их минеральном составе и технологическом поведении, а также наличие свободных производственных мощностей на Араратской золотоизвлекательной фабрике, при промышленной типизации руд мы в основном руководствовались экономической целесообразностью и унифицированной типизацией с использованием гибких технологических схем, обеспечивающих чистоту товарной продукции и комплексное использование сырья. Такой подход дает возможность в сложных экономических условиях переработку руд различных месторождений производить в единой шихте (или при малом числе типов руд) на базовой обогатительной фабрике. Исходя из этого, в золотополиметаллический промышленный тип руд мы включили медно-золоторудный геолого-технологический тип (Арматис), а в золоторудный промышленный тип — золотомышьяковистый геолого-технологический тип (Сотк).

Категория окисленных руд представлена на Соткском, Тертерасарском и Марцигетском месторождениях. Окисленные руды представлены лимонитом, малахитом, купритом, церусситом, англезитом, смитсонитом, плюмбоарозитом и скородитом [3]. Для лимонит-малахит-купритовой разновидности окисленных руд Марцигетского месторождения характерны два технологических сорта с высоким содержанием свободного золота. Эти руды рекомендуется перерабатывать в шихте с сульфидными рудами по схеме гравитация + флотация (табл. 3). Лимонит-церуссит-англезит-смитсоновая разновидность пока технологически не оценена и сортность не выделена [3]. Лимонит-церуссит-плюмбоарозит-скородитовая разновидность Тертерасарского месторождения представлена двумя технологическими (промышленными) сортами, которые не рекомендуется шихтовать с сульфидными рудами, так как в них содержание драгметаллов относительно сульфидных руд очень высокое. При степени окисления руд до 25—30% рекомендуется укороченная технологическая схема АрЗИФ, включающая гравитацию и флотацию с извлечением золота и серебра до 90—92%, а при степени окисления свыше 50% наблюдается резкое падение извлечения драгметаллов до 55—60%, что связано с составом рудовмещающих пород и интенсивным развитием каолинизации [3]. Для этого технологического сорта рекомендуется цианирование хвостов флотации с получением катодного осадка золота, т. к. обеспечивается повышение извлечения золота на 26—27% и серебра — на 18%. Полная технологическая схема Араратской золотоизвлекательной фабрики применяется также и для переработки соткских руд лимонит-гетитовой разновидности, обеспечивая высокие показатели извлечения. Обобщая вышесказанное, необходимо отметить следующее: промышленная типизация руд — это сложный и многоэтапный процесс, сопровождающий разведку месторождения. Каждому этапу соответствует конкретная стадия типизации и технологической извлечения руд. Для рудных формаций Армении выделяются промышленные группы двух категорий: сульфидная и окисленная. Сульфидный промышленный тип выделяется с учетом формационной принадлежности месторождения (природная минеральная разновидность), технологических особенностей обогащения (минералого-технологическая разновидность), горно-технических возможностей селективной отработки разновидностей руд (геолого-технологический тип), а также эконо-

Таблица 3

Промышленная типизация руд месторождений золотополиметаллической формации Армении					
Месторождения	Минеральный (природный) разнообразия руд	Минерально-технологические разнообразия руд	Геолого-технологический тип руд	Промышленный тип руд	Оптимальная схема обогащения Товарная продукция
1. Шаумянское	А. Халькопирит-сфалерит-галенитовая Б. Халькопирит-сфалеритовая	Золотополиметаллическая (А + В)	Сульфидный золотополиметаллический (А + В)	Сульфидный золотополиметаллический (А + В)	Коллективно-селективная флотация. Концентраты: медный свинцовый цинковый
2. Армавирское	А. Халькопирит-сфалерит-галенитовая Б. Халькопиритовая	1. Золотополиметаллическая (А) 2. Медно-золоторудная (В)	1. Сульфидный золотополиметаллический (А) 2. Сульфидный медно-золоторудный (В)	Сульфидный золотополиметаллический (А + В)	Коллективно-селективная флотация. Концентраты: медный свинцовый цинковый
3. Марцагетское	А. Халькопиритовая Б. Халькопирит-сфалеритовая В. Сфалерит-галенитовая Г. Сфалеритовая Д. Пиритовая Е. Лимонит-малахит-купритовая Ж. Лимонит-церуссит-англезит-смитсонитовая	1. Медно-золоторудная (А) 2. Золотополиметаллическая (В + В + Г + Д) 3. Окисленная лимонит-малахит-купритовая (Е) 4. Окисленная лимонит-церуссит-англезит-смитсонитовая (Ж). Технология переработки пока не разработана	1. Сульфидный медно-золоторудный (А) 2. Сульфидный золотополиметаллический (В + В + Г + Д) 3. Окисленный лимонит-малахит-купритовый (Е)	1. Сульфидный медно-золоторудный (А) 2. Сульфидный золотополиметаллический (В + В + Г + Д) 3. Окисленный лимонит-малахит-купритовый (Е) I-ый технологический сорт - смешанные руды. Степень окисления 15-20% II-ой технологический сорт. Степень окисления более 20%	Гравитация + флотация Коллективно-селективная флотация Концентраты: гравитационный, коллективно-флотационный медный, свинцовый, цинковый Шихта с сульфидными рудами с обеспечением среднего содержания основного компонента в товарной руде Шихта с сульфидными 1+5 в более с обеспечением основных технологических показателей
4. Меградорское	А. Халькопирит-сфалерит-галенитовая Б. Пиритовая	1. Золотополиметаллическая (А) 2. Золотоколчеданная (В)	Сульфидный золоторудный (А + В)	Сульфидный золоторудный (А + В)	Гравитация + флотация Концентраты: гравитационный коллективно-флотационный
5. Аметское	А. Халькопирит-сфалерит-галенитовая Б. Пиритовая В. Пирит-арсенопиритовая Г. Пирит-арсенопиритовая с сфалеритом, галенитом и халькопиритом Г. Антимонит-сульфоантимонитовая	1. Золотополиметаллическая (А + В ¹) 2. Золотоколчеданная (В + В) 3. Золото-свинцово-сурьмяная (Г)	1. Сульфидный золоторудный (А + В + В + В ¹) 2. Сульфидный золото-свинцово-сурьмяный (Г)	1. Сульфидный золоторудный (А + В + В + В ¹) 2. Сульфидный золото-свинцово-сурьмяный (Г)	Гравитация + флотация Концентраты: гравитационный коллективно-флотационный (с последующей переработкой для доизвлечения мышьяка) Гравитация + флотация Концентраты: коллективный свинцово-сурьмяный (с последующей гидрометаллургической переработкой)
6. Марджанское	А. Сфалерит-галенитовая Б. Пиритовая	Золотополиметаллическая (А + В)	Сульфидный золотополиметаллический (А + В)	Сульфидный золотополиметаллический (А + В)	Гравитация + флотация Концентраты: гравитационный, коллективно-флотационный с дальнейшей селекцией (на свинцовый и цинковые концентраты) и последующей гидрометаллургической переработкой концентратов для извлечения сурьмы и мышьяка
7. Агцказ-Тейское	А. Халькопирит-сфалерит-галенитовая Б. Пиритовая В. Пирит-арсенопиритовая	1. Золотополиметаллическая (А + В) 2. Золотомышьяковистая (В)	Сульфидный золотополиметаллический (А + В + В)	Сульфидный золотополиметаллический (А + В + В)	Гравитация + флотация Концентраты: гравитационный, коллективно-флотационный (с последующей селекцией) медный, свинцовый, цинковый
8. Тертерасарское	А. Халькопиритовая с галенит-сфалеритом Б. Пирит-арсенопиритовая В. Магнетит-гематитовая Г. Лимонит-церуссит-плюмбозит-скородитовая	1. Золотополиметаллическая (А + В) 2. Золотомышьяковистая (В) 3. Окисленная лимонит-церуссит-плюмбозит-скородитовая (Г)	1. Сульфидный золоторудный (А + В + В) 2. Окисленная лимонит-церуссит-плюмбозит-скородитовый (Г)	1. Сульфидный золоторудный (А + В + В) 2. Окисленная лимонит-церуссит-плюмбозит-скородитовый (Г) I-ый технологический сорт. Степень окисления 25-30% II-ой технологический сорт. Степень окисления более 30%	Гравитация + флотация Концентраты: гравитационный, коллективно-флотационный Не шихтовать с сульфидными рудами Селективная переработка по схеме гравитация + флотация Гравитация + флотация + цинкирование хвостов флотации. Катодный осадок золота.
9. Сопское	А. Пиритовая в метасоматитах Б. Пирит-арсенопиритовая в метасоматитах В. Антимонитовая в метасоматитах Г. Реальгар-аурипигментовая в метасоматитах Д. Пирит-галенит-сфалеритовая в кварц-порфировых дайках Е. Пиритовая в габбро Ж. Халькопирит-сфалерит-галенитовая в габбро З. Лимонит-гетитовая	1. Золотоколчеданная (А + Е) 2. Золотополиметаллическая (Д + Ж) 3. Золотомышьяковистая с арсенопиритом (В) 4. Золотомышьяковистая с реальгар-аурипигментом (Г) 5. Золотосурьмяная (В) 6. Окисленная лимонит-гетитовая (З)	1. Сульфидный золотополиметаллический (А + Д + Е + Ж) 2. Сульфидный золотомышьяковистый (В + Г) 3. Сульфидный золотосурьмяный (В) 4. Окисленный лимонит-гетитовый (З)	1. Сульфидный золоторудный (А + В + В + Г + Д + Е + Ж) 2. Окисленный лимонит-гетитовый (З)	Гравитация + флотация Для окисления руд + цинкирование хвостов флотации Концентраты: гравитационный, коллективно-флотационный Катодный осадок золота

мической целесообразности и имеющихся технологических возможностей отдельной переработки типов руд (промышленный тип). Окисленный промышленный тип выделяется как технологический сорт на основании прямого технологического тестирования природных разновидностей окисленных руд. Смешанные руды рассматриваются в категории окисленных руд как технологический сорт.

2. Освоение промышленных типов руд месторождений меднорудной и медно-молибденовой формаций затруднений не вызывает, так как на Капанском, Каджаранском и Агаракском комбинатах действуют специализированные налаженные гибкие технологические схемы с учетом результатов промышленной типизации. Гораздо сложнее обстоит дело с освоением (переработкой) промышленных типов руд месторождений золотополиметаллической формации. В республике действует только одна золотоизвлекательная фабрика (гор. Арарат), специализированная на переработке руд золоторудного промышленного типа и их окисленных технологических сортов. Вышеизложенный материал свидетельствует о том, что руды месторождений золотополиметаллической формации имеют сложный состав и представлены многокомпонентными разновидностями и промышленными типами. При промышленной типизации мы в основном руководствовались экономической целесообразностью селективной переработки руд, имеющимися технологическими возможностями и наличием свободных мощностей на базовой обогатительной фабрике и поэтому пытались унифицировать типизацию применительно к реальным условиям и возможностям. Однако, для повышения комплексности использования золотосодержащих многокомпонентных руд Армении необходимо перевооружить Араратскую золотоизвлекательную фабрику, что даст возможность извлечь все промышленно ценные полезные компоненты и, вместе с тем, откорректировать промышленную типизацию руд.

Работа выполнена в рамках тем 93—159 и 96—430, финансируемых из госбюджета Республики Армения.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԳՈՐԱՎՈՐ ԵՎ ԹԱՆԿԱՐԺԵՔ ՄԵՏԱՂՆԵՐԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ԱՐԴՅՈՒՆԱՐԵՐԱԿԱՆ ՀԱՆՔԱՏԵՍԱԿԱՎՈՐՈՒՄԸ

Պ. Գ. Ալոյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում ամփոփված են Հայաստանի գունավոր և թանկարժեք մետաղների հանքավայրերի արդյունաբերական հանքատեսակավորման առաջին փորձի արդյունքները, Արդյունաբերական հանքատեսակավորումը արտահայտում է տարբեր երկրաբանա-տեխնոլոգիական տեսակների տարանջատ վերամշակման տնտեսական արդյունավետության նպատակահարմարության անհրաժեշտությունը, կամ էլ հիմնավորում է հանքատեսակների վերամշակումը մեկ շաղախում, ապահովելով պահանջվող տեխնոլոգիական ցուցանիշները:

Հայաստանի հանքային ֆորմացիաներում տարանջատվում են հանքաքարերի երկու արդյունաբերական տարատիպեր՝ սուլֆիդային և օքսիդացած: Սուլֆիդային տարատիպերն անջատվում են հանքավայրերի ֆորմացիոն պատկանելիության, հանքաքարերի հանքահարստացման հատկությունների, հանքահույթի լեռնատեխնիկական պայմանների և լեռնա-հանքային արտադրության տնտեսավորման և տեխնոլոգիական հնարավորությունների հիման վրա, իսկ օքսիդացած տարատիպերի տարանջատումը տեխնոլոգիական սորտերի կատարվում է բնական միներալոգիական տարատեսակների անմիջական տեխ-

նույն ժամանակ տեսնվում են պղնձահանքային, պղինձ-մոլիբդենային և ոսկի-բազմամետաղային հանքային ֆորմացիաների շահագործվող, հետախուզվող և արդյունաբերական իրացման նախապատրաստված հանքավայրերը: Պղնձահանքային և պղինձ-մոլիբդենային ֆորմացիաների հանքավայրերի արդյունաբերական հանքատեսակների իրացումը տեխնոլոգիական բարդություններ չեն առաջացնում, քանզի Կապանի, Քաջարանի և Ագարակի կոմբինատներում գործում են մասնագիտացված ճկուն տեխնոլոգիական հոսքագծեր, որոնք կարգավորված են արդյունաբերական տեսակավորման արդյունքներից ելնելով: Ավելի բարդ է ոսկի-բազմամետաղային ֆորմացիայի հանքավայրերի հանքատեսակների վերամշակման գործը: Ներկայումս Հանրապետությունում գործում է մեկ ոսկեկորզիչ ֆաբրիկա, որը մասնագիտացված է ոսկեհանքային արդյունաբերական տեսակների և նրանց օքսիդացած տարատիպերի վերամշակման համար: Հոգվածում բերված տվյալները վկայում են, որ Հայաստանի ոսկի-բազմամետաղային ֆորմացիայի հանքավայրերում տարանջատվում են բարդ բաղադրակազմ ունեցող բազմաբաղադրիչ արդյունաբերական հանքատեսակներ: Այդ պատճառով մենք հիմնականում ղեկավարվել ենք առկա տեխնոլոգիական հնարավորություններով, հանքատեսակների տարանջատ վերամշակման տնտեսական նպատակահարմարությամբ և առկա սղառարտադրական հզորությունների օգտագործման հեռանկարով, այսինքն, հաշվի ենք առել ներկայումս առկա իրական պայմանները և հնարավորությունները: Անկասկած, ոսկի-բազմամետաղային ֆորմացիայի հանքավայրերի հանքատեսակների համալիր օգտագործման նպատակով անհրաժեշտ է լուրջ տեխնոլոգիական վերազննում կատարել Արարատի ոսկեկորզիչ ֆաբրիկայում, որը հնարավորություն կտա ճշգրտել արդյունաբերական հանքատեսակավորումը:

COMMERCIAL CLASSIFICATION OF ORES OF NON-FERROUS AND PRECIOUS METALS DEPOSITS IN ARMENIA

P. G. Aloyan

Abstract

The paper generalizes the results of the first attempts for commercial classification of non-ferrous and precious metals' ores. Two categories of commercial ores, sulfide and oxygen ones, are distinguished for ore formations of Armenia.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алоян П. Г. Промышленная типизация и управление качеством руд на основе геолого-технологического картирования. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1994, XLVII, №1—2, с. 49—55.
2. Алоян П. Г. Количественная оценка технологических условий горно-рудного производства. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII, №2—3, с. 94—104.
3. Алоян П. Г. Типизация и технологическая оценка окисленных руд месторождений Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1996, XLIX, №1—3, с. 52—61.
4. Акмаева С. С., Магакян Н. И. Исследование вещественного состава и технологических свойств различных типов золотосодержащих руд с целью разработки рациональных схем их использования.—Тр. Армнипроцветмета, Ереван: 1985, с. 59—66.
5. Акмаева С. С., Магакян Н. И., Давтян А. А., Арутюнян Т. М. Геолого-технологическая типизация руд Тертерасарского месторождения.—Тр. Армнипроцветмета, Ереван: 1987, с. 58—62.
6. Амирян Ш. О., Фарамазян А. С. Минералогия, геохимия и условия образования рудных месторождений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974, 253 с.
7. Амирян Ш. О. Золоторудные формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 303 с.

8. Арутюнян Т. М., Акопян А. Г., Давтян А. А. Геолого-технологическое картирование и промышленная типизация руд месторождений цветных металлов.—Тр. Армнипроцветмета, Ереван: 1988, с. 8—13.
9. Магакян И. Г. Опыт классификации рудных формаций СССР.—Геол. рудн. месторожд., 1967, №5.
10. Перваго В. А. Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. М.: Недра, 1983, 406 с.
11. Пилжян Г. О. Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1975, 309 с.
12. Саградян А. Л. Обогащение руд Армении. Ереван: Изд. «Айастан», 1973, 326 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, Л, №3, 57—63

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛИЯНИЯ ПОВТОРНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ЗДАНИЯ И СООРУЖЕНИЯ

© 1997 г. К. Б. Карапетян

*Ереванский архитектурно-строительный институт
375009 Ереван, ул. Теряна, 105, Республика Армения
Поступила в редакцию 18.06.97.*

Рассмотрено влияние на поведение зданий и сооружений повторяющихся сильных землетрясений интенсивностью ниже, равной и выше расчетной. Даны рекомендации по учету повторности сейсмического воздействия при расчетах на сейсмостойкость.

Здания и сооружения в сейсмических районах постоянно испытывают периодическое воздействие различной интенсивности землетрясений, проявляющихся в той или иной последовательности во времени. Однако, такое повторное воздействие на здания и сооружения, в основном, не учитывается. Но если оно и учитывается, то только от землетрясений расчетной интенсивности [9].

Изучение повторности сейсмического воздействия целесообразно проводить непосредственно при землетрясениях. Но поскольку такие исследования связаны с большими трудностями, в основном из-за редкого повторения сильных землетрясений в каждом конкретном сейсмоактивном регионе, естественно возникает необходимость изыскания других путей изучения повторности сейсмического воздействия. При этом также следует учитывать, что повторность сейсмического воздействия будет оказывать существенное влияние и на грунты оснований зданий и сооружений, особенно в случае сильных землетрясений.

В настоящей работе нами ставится совершенно новая, более общая задача по исследованию повторности сейсмического воздействия на здания и сооружения сильных землетрясений, повторяющихся с интенсивностью ниже, равной и выше расчетной. Работа состоит из двух разделов, в которых рассматриваются все эти три случая повторного сейсмического воздействия.

В первом разделе приводятся результаты изучения повторности сейсмического воздействия по приведенным сейсмическим ускорениям. При этом ставится задача—определить количество землетрясений меньшей интенсивности, приводящее к эффекту землетрясения большей, расчетной интенсивности. Для этого, в первую очередь, рассмотрены зависимости между интенсивностью и количеством циклов ма-

лоциклового нагружения, приводящих к разрушению материалов строительных конструкций зданий и сооружений. Конечно правильнее было бы это количество землетрясений устанавливать по зависимости между прочностью и количеством циклов для реальных зданий и сооружений при их динамических испытаниях, вплоть до разрушения. Однако из-за отсутствия такой зависимости, мы сочли возможным воспользоваться зависимостью, имеющейся для бетона, полученной И. Л. Корчинским и Г. В. Беченовой при немногочисленных повторных нагружениях [5]. Учитывая, что каждое последующее землетрясение по интенсивности отличается в два раза, устанавливается количество циклов, при котором происходит изменение прочности бетона в два раза. Это количество циклов получилось в пределах 1000. Исходя из этого, задаемся количеством землетрясений, приводящих к принятому количеству циклов, беря при этом, в среднем, 50—60 циклов на одно землетрясение (принимая продолжительность землетрясения 15—60 с, а преобладающий период колебаний 0,3—1,0 с). В результате, в среднем, получается 17—20 землетрясений. Принимая, что повторяемость землетрясения расчетной интенсивности приводит к уменьшению несущей способности материала на 15%, от этого количества землетрясений получаем 3 землетрясения, которые могут вызвать эффект, равноценный воздействию следующего по интенсивности землетрясения, в данном случае расчетного. Однако, для того, чтобы решение поставленной нами задачи было более обоснованным и достоверным, необходимо учитывать, что при воздействии каждого из этих землетрясений в зданиях и сооружениях возникнут повреждения, которые уменьшат эффект восприятия ими этих воздействий и, тем самым, приведут к увеличению количества землетрясений, необходимых для создания эффекта, равноценного следующему по интенсивности землетрясению. Таким путем в какой то степени учитывается и нелинейность в процессе повторного сейсмического воздействия. В связи с этим возникает необходимость в получении зависимости между интенсивностью землетрясений и динамическими характеристиками зданий и сооружений (периодами и декрементами колебаний). Такая зависимость нами была установлена на основании использования имеющихся данных по определению периодов и декрементов колебаний до и после Ташкентских, Газлийских, Карпатских, а также Спитакского землетрясений, полученных большой группой ведущих специалистов по сейсмостойкому строительству. На основании анализа этих данных, а также в необходимых случаях их экстраполяции, нами получены увеличения, в среднем, периодов и декрементов свободных колебаний зданий и сооружений в зависимости от интенсивности сейсмического воздействия. При этом, естественно, появилась необходимость представления в систематизированном виде, используя данные большой группы авторов, динамических характеристик возводимых в сейсмических районах характерных зданий, с тем, чтобы для учета повторности сейсмического воздействия эти конкретные значения периодов и декрементов колебаний зданий и сооружений увеличивать в зависимости от интенсивности землетрясения, в соответствии с полученными нами изменениями динамических характеристик от одного балла к другому в диапазоне интенсивностей 5—10 баллов. Что нами и было сделано.

Для установления влияния повторяющихся сильных землетрясений на поведение зданий и сооружений, мы пользуемся приведенными сейсмическими ускорениями, полученными с помощью маятниковых сейсмометров и на основании использования акселерограмм и сейсмограмм сильных землетрясений, которые хотя и получены для

упругих систем, однако при некоторых дополнительных предпосылках их применение возможно и для оценки поведения зданий и сооружений с учетом упруго-пластических деформаций. В нашем случае, при повторных сейсмических воздействиях, такой предпосылкой может служить учет изменения динамических характеристик зданий и сооружений при воздействии каждого последующего землетрясения. Нами использованы имеющиеся обширные материалы, приведенные у А. Г. Назарова и С. С. Дарбиняна [8] по приведенным сейсмическим ускорениям, полученным с использованием записей сильных землетрясений, происшедших в США и Японии, а также полученные Б. К. Карапетяном, Н. К. Карапетян [2], Л. А. Мхитарян [3], Р. П. Мартиросяном, Г. А. Тонояном, Ф. К. Григоряном [7], Э. Е. Хачияном и М. Г. Мелкумяном [10] для территории Республики Армения. Используя эти данные, учитывая полученные нами значения изменений динамических характеристик зданий и сооружений при переходе от одной интенсивности землетрясения к другой, становится возможным получить соответствующие значения приведенных сейсмических ускорений с учетом повторности сейсмического воздействия. На конкретном примере здания с $T=0,6$ с и $\delta=0,3$ показано, что при учете повторного воздействия землетрясения интенсивностью 8 баллов происходит уменьшение приведенного сейсмического ускорения на 67%. Если исходить из наличия на данной территории только таких зданий, то вместо ранее полученных нами 3-х землетрясений должны воздействовать 5 землетрясений, интенсивностью 8 баллов, которые приведут к интенсивности 9 баллов. Однако, поскольку любая территория застраивается различными видами зданий и сооружений, было бы правильно при рассмотрении повторного воздействия сильных землетрясений пользоваться более обобщенной характеристикой.

В качестве обобщенной характеристики землетрясения принимается мера интенсивности, являющаяся частным от суммы определенного количества произведений приведенных сейсмических ускорений и соответствующих периодов колебаний, деленной на это количество, которая для данного землетрясения является постоянной величиной. Меры интенсивности нами определялись по средним значениям приведенных сейсмических ускорений для 15 значений периодов колебаний ($T=0,05...3,0$ с). Они получены для каждой интенсивности землетрясений в пределах 5—9 баллов при декрементах колебаний $\delta=0,15...0,9$. Возвращаясь к ранее приведенному примеру здания и уменьшение сейсмического воздействия рассматривая исходя из меры интенсивности, в соответствии с установленными нами величинами, получаем, что при повторном воздействии землетрясения интенсивностью 8 баллов произойдет уменьшение сейсмического эффекта на 33%, а не 67% как это было получено при рассмотрении значений приведенных сейсмических ускорений. Но при этом на такой процент уменьшение надо производить для всех видов зданий и сооружений, и тогда необходимо рассматривать не 5, а 4 землетрясения вместо трех с тем, чтобы сейсмическое воздействие таких повторяющихся 8-балльных землетрясений по эффекту соответствовало 9 баллам.

Таким образом, решение поставленной задачи об установлении количества землетрясений меньшей интенсивности, приводящих к эффекту расчетного землетрясения, можно считать выполненным. Получено, что 4 землетрясения, интенсивностью на один балл меньше расчетной, по эффекту могут привести к землетрясению расчетной интенсивности.

В нашей работе [4] для территории Республики Армения нами получены количества землетрясений, происходящих за время до возник-

поведения землетрясений расчетных интенсивностей. Так, до землетрясения расчетной интенсивности 9 баллов происходит 5 землетрясений интенсивностью 8 баллов; при расчетной интенсивности 8 баллов—3 землетрясения 7 баллов; при расчетной интенсивности 7 баллов—3 землетрясения 6 баллов. Таким образом, эти количества составляют 3 и 5 землетрясений, что в среднем равно установленному нами количеству, равному 4-м землетрясениям. Это дает нам основание при проектировании зданий и сооружений в Республике Армения, с целью учета повторности сейсмического воздействия землетрясений интенсивностью ниже расчетной, рекомендовать несущую способность уменьшать на 15%, исходя из принятого нами в начале раздела такого процента. Принятие того или иного процента зависит от допускаемых повреждений, которые устанавливаются на основании проводимых в этом направлении исследований.

При выполнении настоящего исследования по установлению влияния повторности сейсмического воздействия на поведение зданий и сооружений по приведенным сейсмическим ускорениям, нами получены и некоторые другие результаты. Представляет интерес полученное нами практически постоянное значение отношения средних величин приведенных сейсмических ускорений к средним мерам интенсивностей вне зависимости от интенсивности землетрясения и декремента колебаний зданий и сооружений, которое равняется 1,77 для территорий США и Японии и 3,3 для территории Республики Армения. Таким образом, из полученных результатов следует, что, по всей вероятности, каждому региону должно соответствовать определенное соотношение этих характеристик. Имеют практическое значение рекомендованные нами значения мер интенсивностей для землетрясений силой 5—10 баллов, происходящих на территории Армении, которые находятся в пределах 10—320 см/с, меняясь от одного балла к другому в два раза. Помимо найденных по приведенным сейсмическим ускорениям мер интенсивностей восприятия, нами также были определены меры интенсивности воздействия по амплитудным спектрам Фурье. С этой целью по имеющимся значениям амплитудных спектров Фурье получены средние амплитудные спектры и по ним определены средние меры интенсивности воздействия. На основании рассмотрения полученных данных установлено, что при землетрясениях интенсивностью 6—9 баллов для периодов колебаний $T=0.05\ldots 3.0$ с сумма средних амплитудных спектров Фурье равна сумме произведений этих амплитудных спектров на соответствующие периоды колебаний. Эта зависимость, по всей вероятности, нами получена впервые и, как нам кажется, представляет определенный интерес. Полученные данные по мерам интенсивности воздействия и восприятия нами также были использованы для установления связи между ними. Их соотношение, характеризующее нарастание колебаний, получилось независящим от интенсивности землетрясений и несущественно меняющимся при разных декрементах колебаний.

Второй раздел посвящен учету повторности сейсмического воздействия по повреждениям зданий и сооружений при сильных землетрясениях различной интенсивности. Интенсивность землетрясений, как известно, определяется по сейсмическим шкалам. Она выражается в баллах и устанавливается на основании степени повреждений зданий, остаточных явлений в грунтах, поведения людей и животных, а также замеренных величин параметров колебаний (смещений, скоростей и ускорений). Сейсмические шкалы в различных сейсмических странах стали применяться в разное время, начиная со второй половины XIX века, и отличались друг от друга. С целью их обобщения и

создания единой шкалы была разработана Международная шкала сейсмической интенсивности MSK—1964 [6]. В последующем коллективами и ведущими специалистами в области сейсмологии, инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства в бывшем СССР в период 1970—1973 гг. проводился большой объем исследований по вопросам построения сейсмической шкалы и измерения сейсмической интенсивности и, в результате, были предложены различные варианты проекта сейсмической шкалы. Однако, к сожалению, окончательный вариант сейсмической шкалы так и не был принят. Имелся проект сейсмической шкалы MMSK—1984, который не был утвержден. Недавно Европейской сейсмологической комиссией была принята Европейская макросейсмическая шкала EMS—1992. В последние годы определенная работа по установлению интенсивности сильных землетрясений на основании степени повреждений зданий с антисейсмическими мероприятиями проведена и нами. В результате изучения поведения зданий и сооружений, в которых применены антисейсмические мероприятия, при сильных и разрушительных землетрясениях и, особенно, при Спитакском землетрясении 7 декабря 1988 года, нами разработаны предложения для оценки землетрясений интенсивностью 7—10 баллов [1]. Наши предложения отличаются тем, что интенсивность землетрясения устанавливается по зданиям с антисейсмическими мероприятиями и характеризуется более подробно как по количеству поврежденных зданий (6 степеней), в то время как в указанных шкалах учитываются 3 вида количеств поврежденных зданий и 5 степеней их повреждений. На основании изложенного предлагаются пути установления влияния повторности сейсмического воздействия на здания и сооружения при интенсивности землетрясения, равной и выше расчетной. Влияние повторности сейсмического воздействия ниже расчетного нами было рассмотрено в предыдущем разделе настоящей работы. При этом исходим из среднего значения степени повреждений, устанавливаемого при обследовании сильных и разрушительных землетрясений. Для установления изменения несущей способности материала конструкции зданий и сооружений вследствие повторного сейсмического воздействия, принимаем, что при средней степени повреждений, равной 5-и (в случае наших предложений равной 6-и), происходит полная потеря несущей способности материала. Полученные средние степени повреждений соотносим к 5-и и получаем процент уменьшения несущей способности вследствие повторного воздействия землетрясений. Эту оценку можно осуществлять как по отдельным видам зданий и сооружений, так и для конкретного землетрясения, беря среднеарифметическое от среднестатистических значений степеней повреждений всех рассмотренных видов зданий и сооружений. С этой целью рассмотрены Газлийские и Карпатские землетрясения, по которым имеются установленные средние степени повреждений, а также стандарты отклонения. Обобщая рассмотренные нами данные по этим землетрясениям, приходим к выводу, что в среднем воздействие расчетного землетрясения приводит к уменьшению несущей способности зданий на 7%, при повторном воздействии землетрясения той же интенсивности несущая способность уменьшается на 12%, а при повторном воздействии землетрясения интенсивностью на один балл выше это уменьшение составляет 25%. Представляло также интерес установление по средним значениям усредненных степеней повреждений зданий и сооружений балльности землетрясений. С этой целью опять-таки были рассмотрены данные по Газлийским и Карпатским землетрясениям, а также по Спитакскому землетрясению 7 декабря 1988 года. В результате получены средние значения усред-

ненных степеней повреждений зданий с антисейсмическими мероприятиями и соответствующие им интенсивности землетрясений от 6—7 до 10 баллов, которые находятся в пределах 0,4—4,5. Наибольший интерес представляла оценка интенсивности землетрясений по возможным средним степеням повреждений зданий, с целью выявления уменьшения несущей способности зданий при воздействии на них различной силы повторяющихся землетрясений. Используя приведенные в наших предложениях характеристики, были определены средние степени повреждений зданий расчетной интенсивности 7, 8 и 9 баллов при воздействии различной интенсивности землетрясений (равной расчетной и выше расчетной на один, два и три балла). По найденным средним степеням повреждений, соответствующим нижнему и верхнему пределам количества зданий для каждого их вида (в процентах), определялись средние из этих значений и устанавливалось усредненное значение средних степеней повреждений, на основании которого определялось уменьшение несущей способности здания. В результате получили, что при интенсивности землетрясения, равной расчетной, усредненное значение средней степени повреждений равно 0,8, что соответствует уменьшению несущей способности зданий на 13%; при интенсивности землетрясения выше расчетной на один балл усредненное значение средней степени повреждений равно 1,55, что соответствует уменьшению несущей способности зданий на 26%; при интенсивности землетрясения выше расчетной на два балла усредненное значение средней степени повреждений равно 4,5, что соответствует уменьшению несущей способности зданий на 75%; при интенсивности землетрясения выше расчетной на три балла усредненное значение средней степени повреждений равно 6, что соответствует исчерпанию несущей способности зданий, приводящему к полному их разрушению. Полученные усредненные значения средних степеней повреждений зданий и установленные по ним уменьшения их несущих способностей подтверждаются результатами изучения последствий Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года, при котором в гг. Спитаке, Ленинакане, Кировакане, Степанаване, Дилижане имели место все эти случаи воздействия и соответствующие им повреждения и разрушения. В завершение для территории Армении и отдельных ее регионов были определены уменьшения несущей способности зданий и сооружений за время их нормального срока службы при воздействии землетрясений расчетных интенсивностей 7, 8, 9 баллов, используя при этом полученные нами усредненные значения повреждений и данные по количеству землетрясений расчетных интенсивностей. В результате установлены средние значения уменьшений несущей способности зданий и сооружений для территории Республики Армения (22%) и отдельных ее регионов (17—22%), с учетом срока их службы.

Работа выполнена в рамках темы 94—127, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

ՇԵՆՔԵՐԻ ԵՎ ԿԱՌՈՒՅՑՆԵՐԻ ՎՐԱ ԿՐԿՆՎՈՂ ՍԵՅՍՄԻԿ ԱԶԴԵՑՈՒԹՅԱՆ ՈՐՈՇՄԱՆ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԸ

Կ. Բ. Կառապետյան

Ա Վ Փ Ո Փ Ո Ւ Վ

Մեր ուսումնասիրությունը կատարված է բոլորովին նոր և ավելի լայն դրամադրով, երբ հաշվի են առնվում տվյալ տարածքում կրկնվող բոլոր հնարավոր

ինչպես հաշվարկային, այնպես էլ դրանցից փոքր և մեծ ուժի երկրաշարժերը՝
 հնդրի լուծումը իրականացվել է երկու ուղղությամբ՝ օգտագործելով ուժեղ
 երկրաշարժերի ժամանակ ստացված բերված սեյսմիկ արագացումների և շեն-
 քերում ու կառույցներում առաջացած վնասվածքների վերաբերյալ տվյալները։
 Որպես արդյունք ստացվել է ուժեղ երկրաշարժերի այն քանակը, որը կա-
 րող է բերել հաշվարկային երկրաշարժի ազդեցությանը, ինչպես նաև շենքերի
 և կառույցների կրկնողականության նվազեցումը կրկնվող հաշվարկային և
 հաշվարկայինից բարձր ուժի դեպքում։

Հայաստանի Հանրապետության տարածքում շենքերի և կառույցների գոյու-
 թյան ընթացքում տեղի ունեցող ուժեղ երկրաշարժերի քանակը հաշվի առնելու
 նպատակով, առաջարկվում է դրանց կրողականությունը իջեցնել որո-
 շակի տոկոսով։

DETERMINATION RESULTS OF REPETITION OF SEISMIC IMPACT ON BUILDINGS AND STRUCTURES

K. B. Karapetyan

Abstract

An impact of repeating strong earthquakes with intensities lower, higher and equal to the calculated one on buildings and structures behavior was discussed. Recommendations for accounting repeating seismic impacts when calculating seismic resistance are given.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карапетян Б. К., Карапетян К. Б., Определение интенсивности сильных землетрясений по повреждениям зданий с антисейсмическими мероприятиями.—Изв. НАН РА, Науки о Земле. 1994, №3, с. 45—54.
2. Карапетян Б. К., Карапетян Н. К., Сейсмические воздействия на здания и сооружения. М.: Наука. 1978, 160 с.
3. Карапетян Б. К., Карапетян Н. К., Мхитарян Л. А. Инструментальное исследование сейсмического воздействия при последующих толчках Зангезурского землетрясения. Ереван: Изд. АН АрмССР. 1973, с. 175—205.
4. Карапетян К. Б. Результаты определения повторяемости сильных землетрясений на территории Республики Армения.—Изв. НАН РА, Науки о Земле. 1994, №1—2, с. 106—112.
5. Корчинский И. Л., Беченева Г. В. Прочность строительных материалов при динамических нагрузках. М.: Стройиздат. 1966, 212 с.
6. Медведев С. В., Шпонхойер В., Карник В. Шкала сейсмической интенсивности MSK—1964. М.: Наука, 1965, 11 с.
7. Мартиросян Р. П., Мхитарян Л. А., Тоноян Г. А., Григорян Ф. К. Анализ инструментальных данных сильных движений Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, т. XLII, №4, 1989, с. 67—73.
8. Назаров А. Г., Дарбинян С. С. Основы количественного определения интенсивности сильных землетрясений. Ереван: Изд. АН АрмССР. 1974, 166 с.
8. Строительные нормы и правила. Строительство в сейсмических районах СНиП II-7-81. М.: Стройиздат. 1982, 49 с.
10. Хачиян Э. Е., Мелкумян М. Г. Запись Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года ИСС г. Еревана.—Уроки землетрясения. Ереван: АрмНИИСА. 1989, 34 с.

МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ИНДУКЦИОННЫХ ЯВЛЕНИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

© 1997 г. С. Р. Оганесян, Г. А. Оганесян, А. Б. Геворгян

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА
377515 Гюмри, ул. Ленинградян, 5, Республика Армения
Поступила в редакцию 11.09.96.*

Предлагается методика обработки данных прямых наблюдений значений модуля полного вектора геомагнитного поля, с целью фильтрации полезных сигналов о физическом состоянии земной коры.

Тектономагнитные предвестники землетрясений образуются в результате изменений тектонических напряжений. На поверхности Земли они проявляются в виде локальной геомагнитной вариации и их обнаружение и регистрация приводят к решению задачи—прогнозу тектонического землетрясения с помощью геомагнитных предвестников. С этой целью на территории Армении в последние десятилетия ведутся исследования локальных аномалий тектономагнитной природы [2].

Методика исследования локальных геомагнитных аномалий тектономагнитной природы базируется на использовании протонных магнитометров, которые обладают необходимыми параметрами: высокой долговременной стабильностью базового уровня; чувствительностью и точностью измерений. Но не всегда возможно обеспечить точность измеряемых величин, что в основном связано с несовершенством методики измерений и обработки, не позволяющей снижать влияние различного рода мешающих факторов нетектонической природы, учет которых, как искусственных, так и натуральных, является одной из важных проблем при организации сети наблюдений прогностических измерений.

Обнаружение и разделение «натуральных помех» (вторичных эффектов) осложняется тем, что характер и условия их возникновения имеют самую различную природу и подлежат изучению отдельно, так как наблюдаемые на поверхности Земли магнитные поля вторичных эффектов связываются с системами токов, текущих на различных уровнях: ионосфере, магнитосфере, в приповерхностном слое и в глубинных неоднородностях Земли, создавая «натуральные помехи», имеющие существенное влияние в образовании источников этих же помех. Такими источниками в основном являются: 1) пространственные неоднородности электропроводимости в земной коре, приводящие к неоднородной индукции (электротеллурические поля); 2) электромагнитные поля фильтрации подземных вод (электрокинетические эффекты); 3) пространственная неоднородность геомагнитного поля в приповерхностном слое, за счет неоднородности магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности сильномагнитных (10^{-3} — 10^{-2} CGSM) горных пород; 4) термодинамическое и фазовое состояние горных пород, залегающих под пунктом наблюдений; 5) ионизация нижних слоев (0.5—2 км от земной поверхности) атмосферы.

Изучение «натуральных помех» осложняется тем, что с повышением чувствительности при измерениях регистрируются более тонкие эффекты, являющиеся мешающим фактором на современном этапе.

В литературе «натуральные помехи» часто называются «мешающими факторами» [1,5], но целесообразно называть их вторичными

эффектами по отношению к главному тектономагнитному эффекту. Кроме того, «мешающими факторами» надо называть те явления, которые действуют непосредственно при измерениях.

Все «натуральные помехи» надо классифицировать по периоду существования—короткопериодные и длиннопериодные—и оценить их величины.

Явление индукции—главный «мешающий» фактор в деле изучения тектономагнетизма. Так, во время чрезвычайно сильных возмущений геомагнитного поля, разница измерений (ΔT) в двух пунктах, удаленных друг от друга на 70—100 км, может достигать десятков нТл, что на два порядка превышает разрешаемую точность метода [4]. Такая же картина наблюдается на полигонах Армении на расстоянии всего 1—1,5 км [3]. Поэтому, результаты измерений во время сильных возмущений надо отбраковывать в первую очередь, т.к. отклонения значений пространственного градиента ΔT от постоянных значений пропорциональны интенсивности вариаций, и при выборе пункта наблюдений большое внимание необходимо уделять выявлению пунктов, где индукционные явления достигают минимума, или использовать данные ночных часов, т.к. самые стабильные значения ΔT получаются в ночной период. Индукционные эффекты, имеющие отрицательное влияние на измерения ΔT , могут быть использованы как информативный способ для оценки физического состояния верхних слоев земной коры.

На современном этапе исследования вариаций геомагнитного поля производятся с помощью высокочувствительного (10 нТл) протонного магнитометра ГПМ (геофизические протонные магнитометры). До этого использовались геомагнитометры типа РМР—2А польского производства и магнитометры МПП—1 с чувствительностью соответственно 0,5 и 0,1 нТл, которые имели также помехозащитные датчики, поэтому «натуральные помехи» не регистрировались.

С эксплуатацией ГПМ в последние два года стала возможной регистрация тонких натуральных помех, для фильтрации которых пришлось отрабатывать новую методику обработки данных прямых наблюдений.

Методика измерений и обработка данных. При поисках геомагнитных предвестников землетрясений обычно используется методика синхронных замеров, после чего предвестник тектономагнитной природы изыскивается в изменениях в простых разностях значений, наблюдаемых на разных пунктах изучаемого региона

$$\Delta T = T_{1n} - T_{2n}.$$

В работе [3] показано, что ΔT зависит не только от состояния земной коры (от динамики тектонических плит), но и от состояния внешнего переменного магнитного поля. Поэтому, при сопоставлении ΔT разных эпох сопоставляется не только состояние внутрикоровых источников локального поля, но и состояние активности переменного поля. При этом часто результаты искажаются и не всегда конкретному сейсмическому событию соответствует локальная аномалия постоянного геомагнитного поля.

Исходя из сказанного, возникает необходимость отфильтровать воздействие переменного поля на значения T . Это воздействие выражается с помощью индукционного поля, составляющая которого входит в значения ΔT , то есть

$$\Delta T = \Delta T_{\mu} - \Delta T_{\lambda}, \quad (1)$$

где $\Delta T_{\text{и}}$ — истинное значение пространственного градиента между двумя измеренными пунктами, а $\Delta T_{\text{и}}$ — индукционное поле.

Пространственный градиент между двумя пунктами может изменяться, если в формуле (1) меняются значения $\Delta T_{\text{и}}$ или $\Delta T_{\text{и}}$. Это означает, что при изменениях физических условий в очаговых зонах меняется остаточная намагниченность горных пород, залегающих в зоне консолидации (тектономагнитный эффект) или меняется электропроводимость этих же пород (перемещение подземных вод, электрокинетические явления). Если изменение $\Delta T_{\text{и}}$ обусловлено остаточной намагниченностью (химическими превращениями и т. д.), длительное (10—100 лет), то изменение индукционной составляющей может происходить за один день, так как величина ΔT зависит не только от изменения электропроводимости горных пород, но и от активности (амплитуды и частоты) переменного геомагнитного поля. Поэтому возникает необходимость при обработке данных синхронных наблюдений ΔT разделить слагающие в формуле (1) и изучать изменение ΔT и $\Delta T_{\text{и}}$ отдельно. Такое разделение дает возможность нового подхода, который может принести плодотворные результаты при поиске геомагнитного предвестника землетрясений. Для реализации этого подхода предлагается следующая методика обработки данных синхронных наблюдений.

Предположим, что синхронные наблюдения проводились на пунктах a и b . Сначала найдем средние значения наблюдаемых значений на пунктах a и b .

$$\bar{T} = \frac{T_{\text{на}}^1 + T_{\text{на}}^2 + \dots + T_{\text{на}}^n}{n}; \quad \bar{T} = \frac{T_{\text{нб}}^1 + T_{\text{нб}}^2 + \dots + T_{\text{нб}}^n}{n},$$

где n — количество синхронных значений, $T_{\text{на}}^n$ и $T_{\text{нб}}^n$ — наблюдаемые значения геомагнитного поля в момент времени t_n на пунктах a и b соответственно.

Имея средние значения наблюдаемых значений, составляем следующие ряды:

$$\begin{aligned} T_{\text{на}}^1 - \bar{T}_{\text{на}} &= \delta T_{\text{на}}^1 & T_{\text{нб}}^1 - \bar{T}_{\text{нб}} &= \delta T_{\text{нб}}^1 \\ T_{\text{на}}^2 - \bar{T}_{\text{на}} &= \delta T_{\text{на}}^2 & T_{\text{нб}}^2 - \bar{T}_{\text{нб}} &= \delta T_{\text{нб}}^2 \\ \dots & & \dots & \\ T_{\text{на}}^n - \bar{T}_{\text{на}} &= \delta T_{\text{на}}^n & T_{\text{нб}}^n - \bar{T}_{\text{нб}} &= \delta T_{\text{нб}}^n. \end{aligned}$$

Полученные ряды представляют синхронно наблюдаемые значения переменного поля на пунктах a и b . Составляем разности:

$$\begin{aligned} \delta T_{\text{на}}^1 - \delta T_{\text{нб}}^1 &= \delta T_{\text{и}}^1 \\ \delta T_{\text{на}}^2 - \delta T_{\text{нб}}^2 &= \delta T_{\text{и}}^2 \\ \dots & \\ \delta T_{\text{на}}^n - \delta T_{\text{нб}}^n &= \delta T_{\text{и}}^n \end{aligned}$$

Полученный ряд представляет наблюдаемые значения индукционного поля. Осредняя их, получим среднее значение индукции на пункте a или b , то есть:

$$\delta T_{\text{на}} - \delta T_{\text{нб}} = \delta T_{\text{иаб}}. \quad (2)$$

Если учитывать, что индукционное поле всегда имеет противоположный знак относительно первичного, то можно определить место-

нахождение источника индукционного поля. Действительно, если $T_6 < T_a$ значит источник находится на территории пункта б. T_a и T_b представляют амплитуды суточных вариаций переменного поля, которые определяются по формуле:

$$\delta T_a = \frac{\delta T_{1max}^a + \delta T_{2max}^a}{2} - \delta T_{min}^a$$

$$\delta T_b = \frac{\delta T_{1max}^b + \delta T_{2max}^b}{2} - \delta T_{min}^b$$

где δT_{1max}^a , δT_{1max}^b и δT_{2max}^a , δT_{2max}^b — представляют два максимума значений переменного поля утром и вечером на пунктах а и б, а δT_{min}^a , δT_{min}^b — минимум значений соответственно.

Таким образом, по формуле (2) всегда можно разделить и вычислить величину амплитуды индукционного эффекта, после чего по формуле $\Delta T = \Delta T_{\text{ист}} + \Delta T_i$ сможем вычислить истинный пространственный градиент $\Delta T_{\text{ист}} = \Delta T - \Delta T_i$, где ΔT есть разность синхронно наблюдаемых абсолютных значений. После разделения истинного градиента и индукционной составляющей станет возможным простое сопоставление внутренних полей разных регионов. То есть для обнаружения изменений локальных аномалий геомагнитного поля достаточно составить разность значений истинных градиентов.

$$\delta \Delta T_{\text{ист}} = \Delta T_{\text{ист}}^1 - \Delta T_{\text{ист}}^2$$

где $\Delta T_{\text{ист}}^1$ — истинный пространственный градиент между двумя пунктами измерений одного региона, а $\Delta T_{\text{ист}}^2$ — есть истинный градиент между двумя пунктами, находящимися в предполагаемой зоне подготовки очага землетрясения (зона консолидации). Аналогичным образом составляем и простую разность между индукционными составляющими

$$\delta(\delta T_i) = \delta T_i^1 - \delta T_i^2$$

где δT_i^1 — переменная составляющая индукционного поля между двумя пунктами наблюдений одного региона, а δT_i^2 — индукционная составляющая между двумя пунктами предполагаемой зоны консолидации.

В результате такого подхода получаем два независимых параметра геомагнитного поля внутрикорового происхождения, которые, по сути дела, могут являться прогностическими параметрами образования очага тектонического землетрясения.

В последнее время полученные данные стационарных наблюдений вариаций модуля полного вектора геомагнитного поля были обработаны согласно предлагаемой методике, сглаживая полученные кривые полиномами 10-ой степени (по методу наименьших квадратов), что дало возможность впервые получить ход суточной вариации индукционного поля (рис. 1а), который мы обозначим буквой S, аналогично солнечносуточным вариациям, так как она является вторичным эффектом переменного магнитного поля.

Рассматривая характерные кривые спокойных дней (рис. 1), можно видеть, что они, синусоидально уменьшая амплитуду, доходят до своего минимума в 16:00, имея до и после два максимума в 11 часов

и 20 часов соответственно. Такая закономерность нарушается при возмущенной вариации (рис. 1б). Как при спокойной вариации, так и здесь мы всегда сможем оценить амплитудную величину индуцированного поля.

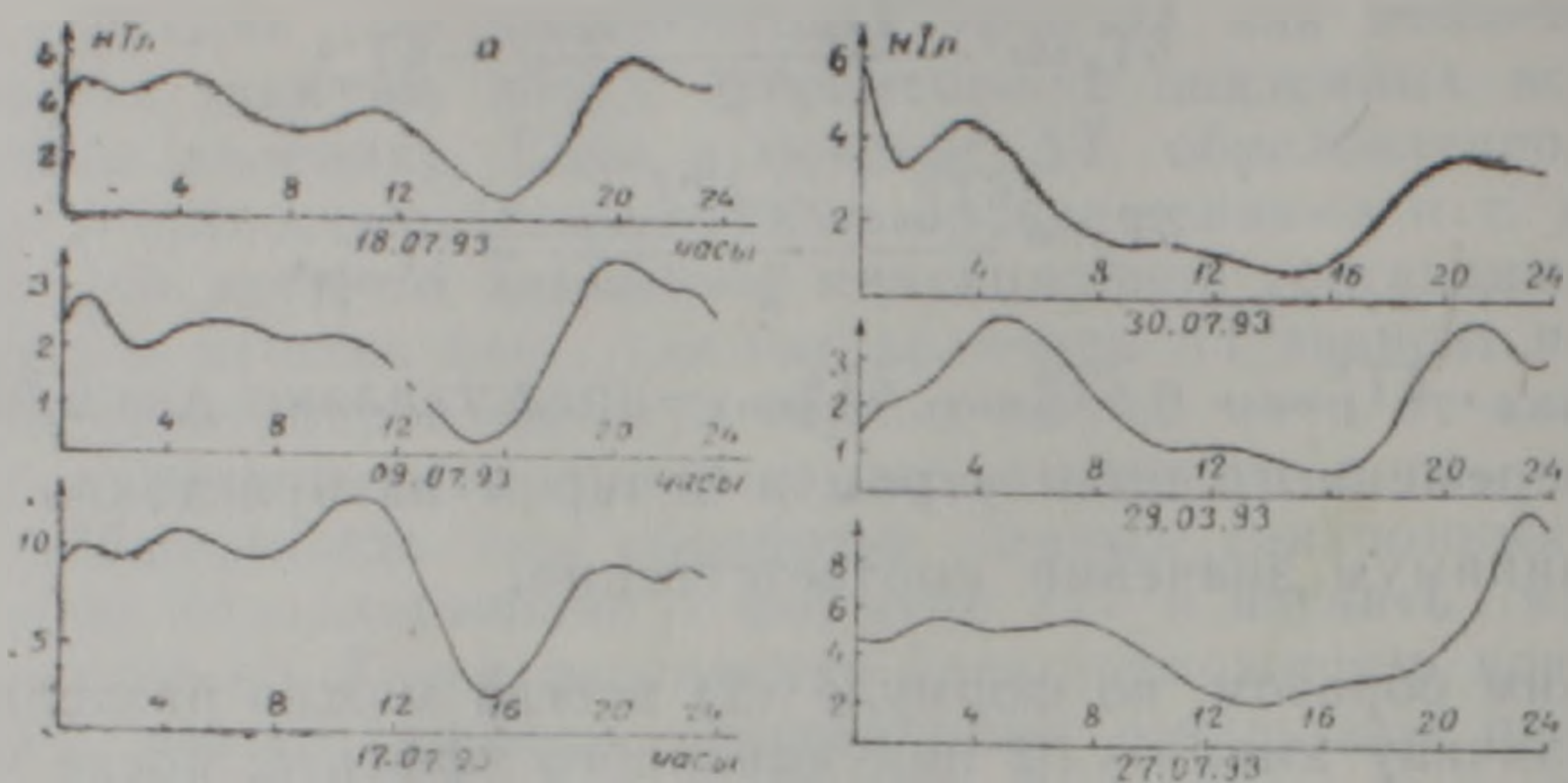


Рис. 1. Суточный ход индукционного магнитного поля для спокойных дней (а); для возмущенных дней (б).

Применение предлагаемой методики обработки данных дает возможность сделать следующие выводы:

1. Избавиться от воздействия внешнего источника суточных вариаций геомагнитного поля на пространственный градиент (прогнозный параметр), несущий информацию о физическом состоянии консолидационной области земной коры.

2. Разделить регионы с активными индукционными явлениями и использовать их (натуральные помехи) как полезный сигнал о состоянии земной коры.

3. Разделить «информативные» точки на поверхности земной коры.

4. Сопоставить изменение поля внутренних источников геомагнитного поля на разных пунктах региона исследований.

5. Увеличить достоверность выявленных локальных аномалий тектономагнитной природы.

ԵՐԿՐԱԿԵՂԵՎՈՒՄ ՄԱԳՆԻՍԱԿԱՆ ԴԱՇՏԻ ԻՆԴՈՒԿՑԻԱՅԻ ԱՆՋԱՏՄԱՆ ՄԵԹՈԴ

Ս. Ռ. Հովհաննիսյան, Հ. Ա. Հովհաննիսյան, Ա. Բ. Գևորգյան

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Առաջարկվում է Երկրի մագնիսական դաշտի լրիվ վեկտորի մոդուլի ուղղակի դիտարկումներից ստացված տվյալների մշակման մեթոդիկա: Այն թույլ է տալիս անջատել օգտակար ազդանշաններ երկրակեղևում ֆիզիկական վիճակի փոփոխության մասին:

TECHNIQUE FOR REVEALING OF INDUCTION PHENOMENA OF THE GEOMAGNETIC FIELD IN THE EARTH'S CRUST

S. R. Hovhannesian, G. A. Hovhannesian, A. B. Gevorgyan

Abstract

A technique for processing of direct observation data for the geomagnetic field's global vector modulus is proposed, the aim being to filter out useful signals related to the Earth's crust physical condition.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов О. К., Гусева Т. В., Негматуллин С. Х., Прохоров А. А., Сквородкин Ю. П. Некоторые проблемы организации прогностических исследований и их оптимизация.—Прогноз землетрясений, 1985, №6, с. 49—63.
2. Гаспарян В. С., Оганесян С. Р., Симонян А. О., Топчян Х. Д. Аномалии солнечно-суточных вариаций геомагнитного поля на Гегамском полигоне—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, №3, с. 66—68.
3. Каримов Ф. Х., Прохоров А. А., Сквородкин Ю. П., Тоноян Е. П. Некоторые вопросы повышения эффективности магнитометрических наблюдений в системе прогноза землетрясений.—Прогноз землетрясений, 1985, №6, с. 65—71.
4. Кузнецова В. Г. Изучение геодинамических процессов и предвестников землетрясений в Карпатах на основе тектономагнитных исследований.—Прогноз землетрясений, 1986, №7, с. 219—233.
5. Оганесян С. Р. Локальные аномалии геомагнитного поля как возможные предвестники землетрясений. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1990, 210 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, Л, №3, 69—74

ВЫДЕЛЕНИЕ СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ ЗОН РЕГИОНА НА ОСНОВЕ ИЗМЕНЕНИЙ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ДО И ПОСЛЕ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1988 г.)

© 1997 г. С. Н. Назаретян, А. А. Киракосян, С. М. Аветисян,
Л. А. Аракелян, Г. Ж. Закарян, Ж. К. Мовсисян

*Северный Департамент НССЗ РА
377515 Гюмри, ул. Ленинградян, 5а, Республика Армения
Поступила в редакцию 23.03.96.*

После Спитакского землетрясения за короткий период времени резко повысилась сейсмическая активность семи районов Армении. Аналогичное явление было наблюденo также и в других регионах мира. В связи с этим предполагается, что вследствие накопления тектонических напряжений в земной коре со сложным блоковым строением одновременно идет подготовка нескольких землетрясений. Резкое изменение напряженного состояния земной коры после сильного землетрясения приводит к возникновению уже подготовленных землетрясений разной силы. Места этих землетрясений могут явиться очагами будущих сильных землетрясений. Это предположение было проверено также экспериментальным путем. Для этого на модели земной коры с блоковым строением были приложены горизонтальные силы и изучен характер перемещения блоков.

Установлено, что в пределах единых геодинамических регионов существует тесная связь между сильными землетрясениями, вследствие чего возникают периоды активизации, когда происходит ряд

сильных землетрясений. Такая повышенная активность вызывается цепной реакцией, при которой одно землетрясение стимулирует выделение сейсмической энергии в соседнем блоке [4]. Сильным землетрясениям свойственно возникать группами как во времени, так и в пространстве. То, что одно землетрясение может вызывать другое в соседней области было установлено еще в 30-е гг. нашего столетия Л. А. Варданянцем и названо «концертом» землетрясений [1]. Такое явление наблюдалось в Китае, Японии, Тавро-Кавказе и других регионах мира, что дает основание предполагать, что на определенной площади (в регионе) одновременно идет подготовка нескольких ощутимых и сильных землетрясений. Группа таких землетрясений возникает после сильного толчка, вследствие резкого изменения напряженного состояния земной коры, что и является причиной цепной реакции [7]. Очень вероятно, что при накоплении новых тектонических напряжений сильное землетрясение произойдет именно в одной из этих очагов областей. Выявление этих участков поможет выделению сейсмогенерирующих зон. Для обоснования вышеизложенного, нами подробно изучен сейсмический режим территории Армении и сопредельных районов до Спитакского землетрясения 1988 г. и после него.

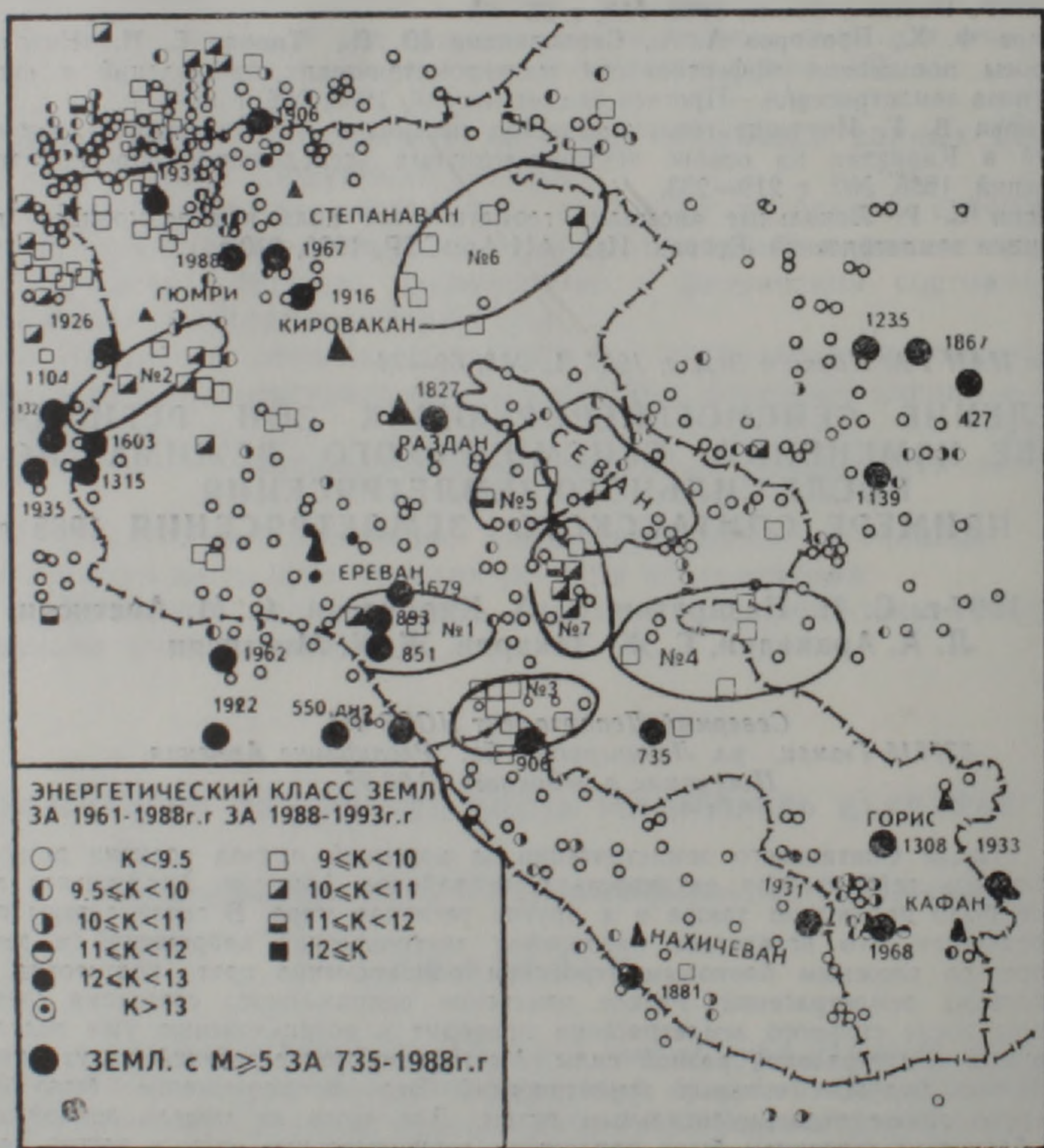


Рис. 1 Карта эпицентров землетрясений территории Армении и сопредельных районов до и после Спитакского землетрясения 7 декабря 1988г. Очерчены районы активизации после Спитакского землетрясения 1988г.: 1. Ливинский; 2. Баяндурский; 3. Ехегнадзорский; 4. Джермукский; 5. Севанский; 6. Иджеванский; 7. Селимского перевала.

Изменение сейсмического режима. После Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года в течение 4-х лет на территории Армении произошло несколько землетрясений с $K \geq 9$ (в районах населенных пунктов Двин, Баяндур, Ехегнадзор, Севан, Камо, Иджеван, Джермук, в районе Селимского перевала). Такой повышенной активности не наблюдалось в течение минимум 30 лет до Спитакского землетрясения.

Из рисунка 1 видно, что в некоторых из указанных районов, по имеющимся данным за 1300 лет, не отмечены значительные сейсмические события, в других же районах были зарегистрированы лишь слабые толчки, и только в трех районах произошли землетрясения с $M \geq 5$.

Вкратце рассмотрим характер сейсмичности в районах, проявивших активность после Спитакского землетрясения 1988 г.

1. В Двинском районе, который известен сильными землетрясениями в IX веке с магнитудой до 5,5, наблюдается низкая сейсмическая активность в течение последних 1000 лет. Перед Спитакским землетрясением за период 1962—1988 гг. здесь наблюдалось сейсмическое «затишье», которое характеризуется отсутствием землетрясений с $K \geq 9$. После же 07.12.88г. в этой очаговой области снова наблюдается повышение активности в виде землетрясений с энергетическими классами 9 и 10.

2. Район населенного пункта Баяндур известен Ленинаканским землетрясением 1926 г. с $M=5,3$ и несколькими землетрясениями с $M=4$ и 5. Этот район за период с 1962 по 1988гг. также характеризуется сейсмическим «затишьем», которое прерывается Спитакским землетрясением, т.к. после него область снова проявила свою активность в виде землетрясений с $K=9$ и 10.

3. Ехегнадзорская очаговая область исторических сильных землетрясений 735—906 гг., интенсивностью 8 баллов, не отличается особой сейсмичностью за период 1962—1988гг. В течение же периода 1988—1993гг. наблюдалось резкое возрастание сейсмической активности, которое началось после Спитакского землетрясения. Имел место ряд землетрясений с $K \geq 10$.

4. В отличие от вышеуказанных областей район курорта Джермук характеризовался отсутствием сильных и слабых землетрясений как за исторический период, так и за 1962—1988гг. И, неожиданно, в 1989 году после Спитакского землетрясения произошли 4 толчка с $K \geq 9$.

5. С точки зрения сейсмического режима определенный интерес представляет оз.Севан. За исторический период область не отличалась высокой сейсмичностью. Период же 1962—1988гг. характеризовался достаточно высокой сейсмической активностью за счет слабых землетрясений. После 07.12.88г. район проявил относительно высокую сейсмоактивность за счет нескольких землетрясений с $K=10$ и 11.

6. Аналогично области курорта Джермук Иджеванский район являлся неактивным как за исторический период, так и за период 1962—1988гг. После же Спитакского землетрясения район проявил сейсмоактивность за счет нескольких толчков с $K=10$.

7. После Спитакского землетрясения довольно высокой сейсмической активностью выделяется район Селимского перевала. В конце 1992 года за короткий период здесь произошло 5 землетрясений с $K \geq 9$, причем одно из них с $K=13,5$. Как видно из рис. 1, эта область не отличалась высокой сейсмичностью с 735 по 1988г.

Таким образом, после Спитакского землетрясения наблюдалась резкая активизация сейсмичности в семи районах территории Армении, которые по уровню сейсмичности до Спитакского землетрясения

отличались друг от друга. Так, в некоторых районах вообще не были зарегистрированы сильные землетрясения даже за исторический период времени (Джермукский, Иджеванский, Севанский, район Селимского перевала). В трех же районах (Баяндур, Двин, Ехегнадзор) имели место сильные землетрясения в историческом прошлом, но наблюдалось сейсмическое «затишье», начиная минимум с 1962 г. Лишь в Севанском районе была заметна активность до Спитакского землетрясения.

Установлено, что активизация этих областей связана с 10-балльным Спитакским землетрясением 7 декабря 1988 года.

Модельные исследования. Для проверки предположения о том, что при региональных тектонических напряжениях в земной коре с блоковым строением подготовка землетрясений происходит одновременно в нескольких местах, были проведены модельные исследования. Для этого из гипса были изготовлены модели блоков земной коры территории Армении на основе карты блокового строения [3, 5]. Изготовлены 33 модели блоков в масштабе 1:500000 с расчетом их толщины около 50 км. Границы блоков смазаны вязким материалом, чтобы они при приложении сил относительно легко перемещались в отношении друг-друга. Этим предполагается, что при современных тектонических напряжениях не происходит образование крупных разломов, а происходит активизация существующих. Таким образом, возникновение землетрясений на территории Армении является следствием «игры» блоков [2, 5]. Модели блоков собраны на ровной металлической поверхности, что позволило им легко перемещаться. Пространство вне блоков (вне территории Армении) было залито при одной группе экспериментов парафином, а при другой — вальцмассой. Силы одноосного сжатия были приложены непосредственно на поверхности парафина или вальцмассы. Причем форма штампа приложения сил изготовлена таким образом, чтобы она повторяла контур модели блокового строения. Перемещение блоков на основе смещений линий, нанесенных на всех моделях перпендикулярно их границам, было зафиксировано путем фотографирования.

Исходя из результатов обобщения данных параметров механизма очагов относительно сильных землетрясений на территории Армении и сопредельных районов [6], в деле подготовки землетрясения большое место уделено региональным горизонтальным напряжениям. Приложение сил проведено дискретно с интервалом в несколько часов. После каждого акта приложения сил было зафиксировано положение блоков (путем фотографирования).

Обобщая полученные данные, можно сделать следующие основные выводы: а) заметные перемещения установлены сразу в нескольких районах (узлах) пересечения разрывов разной ориентировки; б) по всем разрывам, расположенным под углом 45° к направлению силы сжатия, произошли изменения в той или иной степени; в) по разрывам, совпадающим с направлением силы сжатия, имело место удаление блоков друг от друга в противоположные стороны; г) по разрывам, расположенным перпендикулярно направлению силы сжатия, заметное перемещение блоков не установлено.

Проведенные исследования показывают, что при региональных тектонических напряжениях в земной коре со сложным блоковым строением в регионе идет подготовка значительных и сильных землетрясений одновременно в нескольких районах. После сильного землетрясения в регионе, вследствие резкого изменения напряженного состояния, происходят слабые и значительные землетрясения. Вероятно, что в будущем подготовка нового сильного землетрясения будет имен-

но в одном из этих районов. В настоящее время трудно указать именно тот район, где произойдет будущее сильное землетрясение. Но, весьма вероятно то, что все эти районы (зоны разломов и их узлов) являются наиболее потенциально опасными участками (сейсмогенерирующими зонами) земной коры.

**ՏԱՐԱԾԱՇՐՋԱՆԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐ ԾՆՈՂ ԳՈՏԻՆԵՐԻ ԱՆՋԱՏՈՒՄԸ ՈՒԺԵՂ
ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻՆ ՆԱԽՈՐԴՈՂ ԵՎ ՀԱՋՈՐԴՈՂ ՍԵՅՍՄԻԿ ՌԵՋԻՄԻ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅԱՆ
ՀԻՄԱՆ ՎՐԱ (1988 Թ. ՍՊԻՏԱԿԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ՕՐԻՆԱԿՈՎ)**

**Ս. Ն. Նազարեթյան, Ա. Ա. Կիրակոսյան, Ա. Մ. Ավետիսյան,
Լ. Ա. Առաքելյան, Գ. Ժ. Զաքարյան, Ժ. Կ. Մովսիսյան**

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Մպիտակի երկրաշարժից հետո, կարճ ժամանակահատվածում կտրուկ բարձրացավ Հայաստանի յոթ շրջանների սեյսմիկ ակտիվությունը, նման երեւոյթ նկատվել է նաև աշխարհի այլ ռեգիոններում: Դրա հետ կապված ենթադրվում է, որ բարդ բլոկային կառուցվածքով երկրակեղևում տեկտոնական լարումների կուտակմանը զուգընթաց տեղի է ունենում մի շարք երկրաշարժերի նախապատրաստում: Ուժեղ երկրաշարժից հետո երկրակեղևի լարվածային վիճակի կտրուկ փոփոխությունը բերում է արդեն նախապատրաստված տարբեր ուժի երկրաշարժերի առաջացմանը: Այդ երկրաշարժերի տեղերը կարող են հանդիսանալ ապագա ուժեղ երկրաշարժերի առաջացման վայրեր: Այս ենթադրությունը ստուգվել է նաև փորձնական ճանապարհով: Դրա համար բլոկային կառուցվածք ունեցող երկրակեղևի մոդելի վրա գործադրվել են հորիզոնական ուժեր և ուսումնասիրվել է բլոկների տեղաշարժի ռեժիմը:

REVEALING OF SEISMOGENERATING ZONES OF THE REGION BASED ON THE CHANGES IN SEISMIC REGIME PRIOR AND AFTER A STRONG EARTHQUAKE (ON THE EXAMPLE OF THE 1988 SPITAK EARTHQUAKE)

**S. N. Nazaretyan, A. A. Kirakosyan, S. M. Avetisyan, L. A. Arakelyan,
G. Zh. Zakaryan, Zh. K. Movsisyan**

A b s t r a c t

After the Spitak earthquake the seismic activity in seven regions of Armenia was increased during a short period of time. Similar phenomenon was also observed in other regions of the world. In this connection it is suggested that simultaneous preparation of several earthquakes took place due to accumulation of tectonic stresses in the Earth's crust within a complicated block structure. A drastic change in the Earth's crust stressed condition after a strong earthquake results in occurrence of already prepared earthquakes. These earthquakes' location sites may become foci of future strong earthquakes. This hypothesis was tested experimentally as well. To do this, horizontal forces were applied to a model of the Earth's crust with block structure and blocks, motions were studied.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варданян Л. А. Сейсмотектоника Кавказа. Труды Сейсмологического института АН СССР, №6, 1935, 59 с.
2. Габриелян А. А., Пирузян С. А. Сейсмотектоническая схема Армении и сопредельных частей Антикавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1972, №11, с. 24—32.
3. Карапетян Н. К. Параметры сейсмического режима Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, №4, с. 71—81.
4. Мори К. Предсказание землетрясений, М.: Мир, 1988, 382 с.
5. Назаретян С. Н. Глубинные разломы территории Армянской ССР, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 137 с.
6. Назаретян С. Н., Киракосян А. А., Гаспарян В. С., Микаелян Э. М. Направления региональных напряжений в верхних частях земной коры территории Армении и вероятные активные глубинные разломы «Геодинамика Кавказа», М.: Наука, 1989, с. 165—171.
7. Nazaretian S. N., Kirakosian A. A., Avetisian S. M., Zakarian G. G., Movsisian J. K. Separation of seismogenerative zones of the region on the basis of studying the seismic regime before and after strong earthquakes. International conference on continental collision zone earthquakes and earthquake hazard reduction Yerevan, Armenia, October 1—6, 1993, p. 67—68.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, Л, №3, 74—76

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

МОДЕЛИРОВАНИЕ РЕЖИМА ОСВЕЩЕННОСТИ МАЛОИЗУЧЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ С ЦЕЛЬЮ ОЦЕНКИ РАДИАЦИОННОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ КЛИМАТА

© 1997 г. А. А. Багдасарян, Г. З. Элбакян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 20.07.95.*

Одним из значимых факторов возникновения, развития и интенсивности протекания экзогенных процессов, наряду с геологическими, является климатический. С высотой местности растут глубина расчленения рельефа, крутизна склона, эрозионные формы рельефа, способствующие проявлению многих экзогенных процессов. Климат высокогорья территории республики освещен слабо вследствие отсутствия густой метеорологической сети. При решении различных задач, в частности географических и геологических, этот пробел можно устранить организацией специальных метеорологических наблюдений. При этом, согласно действующим руководствам по изучению микроклимата, временная метеорологическая сеть должна функционировать не менее 2—3 лет, после чего данные наблюдений увязываются с ближайшими метеорологическими станциями и приводятся к многолетнему ряду наблюдений.

Получение этих данных в сравнительно короткие сроки можно применением методов физического и математического моделирования.

В результате микроклиматических изысканий накоплена метеорологическая информация на отдельном участке высокогорья. Поэтому представляется возможным моделирование отдельных метеорологических величин и сопоставление полученных результатов с натурными наблюдениями. Предполагается, что при успешном решении задачи на освещение локальной территории будет потрачено не 2—3 го-

да, а намного меньше и в конечном итоге в более сжатые сроки можно получить микроклиматическую информацию по всей остальной малонизученной территории. Ибо типовое моделирование отдельных метеорологических величин в дальнейшем может быть распространено на всю малонизученную территорию республики с выполнением небольшого объема маршрутных наблюдений. Это в значительной степени ускорит работы по изучению микроклимата отдельных территорий и позволит с меньшими затратами охватить значительные площади в противовес существующим методам изучения, связанным с большими затратами средств и времени. Естественно, что абсолютной аналогии между результатами моделирования и реальными условиями не ожидается, однако это единственный способ оперативного получения метеорологической информации с наименьшими затратами.

Преследуется цель определения такой модели, которая по мере возможности была бы простой за счет упрощения воздействующих факторов (осреднения некоторых из них, известных по данным метеорологической сети) и вместе с тем позволила бы охарактеризовать радиационный режим территории. Такая модель в значительной степени должна заменить дорогостоящие натурные эксперименты, а, главное, с минимальными затратами времени и средств будет добыта необходимая метеорологическая информация.

Таким образом, на данном этапе основной задачей работы является определение продолжительности солнечного сияния на территориях, не охваченных метеорологической сетью, путем физического моделирования на макете территории, что достаточно для определения радиационного баланса территории известным расчетным способом.

При отсутствии данных актинометрических наблюдений для получения количественных характеристик освещенности также применяются расчетные методы. Например, в условиях Армении в исследовании Р. А. Карташяна и А. М. Мхитаряна [1] расчетным путем определены величины продолжительности солнечного сияния с учетом закрытости горизонта, составлены карты территориального распределения этой величины аппроксимированием результатов на высокогорные пояса. Естественно, что эти высотные пояса охарактеризованы не столь достоверно, как вся остальная территория республики.

Определение продолжительности солнечного сияния осуществляется на макете территории республики в масштабе 1:25000 выполнением ряда условий, вытекающих из подобия явления в натуре и на макете. Объемный рельеф макета исследуемой территории строится соблюдением вертикального масштаба по отношению к горизонтальному. К макету приделана приставка с источником света, имитирующим солнце, посредством которой можно получить движение солнечного света.

Известно, что возможная продолжительность солнечного сияния для данного района обусловлена географической широтой местности и высотой солнца. Действительная продолжительность солнечного сияния, помимо этого, зависит от условий рельефа и облачности. Согласно исследованию [1] время восхода, захода солнца и возможная продолжительность месячных сумм солнечного сияния, без учета закрытости горизонта, для всей территории Армянской республики почти одинаковы и приняты едиными величинами. Из-за закрытости же горизонта продолжительность солнечного сияния для отдельных пунктов (по анализу 50 станций республики) составляет 50% возможной астрономической. Для высокогорного пояса республики, где облачность над локальными участками имеет большую вероятность

появления, чем в нижележащих поясах, учет облачности необходим; это вносит определенные коррективы при установлении продолжительности солнечного сияния. Поэтому в эксперименте, помимо закрытости горизонта, попытались учесть и влияние облачности, используя данные радиолокационных наблюдений за облачностью «Армянской службы по борьбе с градом». Моделью облачности служит картон определенной конфигурации и толщины, установленный на определенной высоте в принятом масштабе, имитирующий реальную облачность.

Фотографирование макета территории при разных высотах и положениях источника света позволит выделить освещенные и затененные участки. Источник света и расстояние от него до центра тяжести макета подбирается опытным путем, с использованием данных натуральных наблюдений. Экспериментальным путем при низком положении источника света подбирается такое расстояние, которое обеспечивает совмещение границы тени на макете с границей тени по данным наблюдений в натуре.

Этот подход к задаче позволяет определить продолжительность солнечного сияния за день или любой другой отрезок времени при отсутствии массовых актинометрических наблюдений. По этим данным, используя известные формулы, возможно рассчитать значения потсков радиации и оценить гелиоресурсы территории.

Методика апробирована на одном из лугопастбищных массивов (Карахачском, где велись микроклиматические наблюдения в течение трех теплых сезонов года—апрель-октябрь 1980—1982 гг.) и установлена успешность и целесообразность ее применения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карташян Р. А., Мхитарян А. М. Радиационный режим территории Армянской ССР. Тр. ЗакНИГМИ, вып. 39145, 1970, 112 с.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ
О СОДЕРЖАНИИ УРАНА В ПОЧВАХ РАЗДАНСКОГО РАЙОНА

© 1997 г. В. Л. Ананян

Центр эколого-ноосферных исследований НАН РА
375025 Ереван, ул. Абовяна 68, Республика Армения
Поступила в редакцию 4.09.96.

Одной из сторон развития цивилизации является негативное влияние на биосферу в результате загрязнения ее различными химическими веществами, в том числе естественными и искусственными радионуклидами. Испытания ядерного оружия, а также аварийные ситуации на АЭС и других производствах привели к глобальному загрязнению биосферы. Загрязнение среды тяжелыми естественными радионуклидами (ТЕРН) происходит также при добыче и переработке минерального сырья и ископаемого топлива. Большая часть техногенного потока ТЕРН концентрируется в отвалах и отходах. Значительное количество их рассеивается в биосфере и коммунальной сфере со строительными материалами, удобрениями и мелиорантами. Однако техногенный поток ТЕРН в биосфере фактически не контролируется. Вопросы радиоактивного загрязнения биосферы требуют систематического исследования—мониторинга. Многие разделы учения о естественном радиационном фоне Земли являются предметом широких исследований [4].

Нами впервые были начаты определения урана в некоторых типах почв Армении [1, 2]. Исследования указали на необходимость более детальных обследований по выявлению локальных территорий с повышенной радиоактивностью или подверженных техногенному загрязнению.

Разданский район находится в центральной части Армении в лугово-степном поясе. Среднее годовое количество осадков 600—700 мм, почвы представлены горными черноземами, горно-лесными, горно-луговыми почвами. В долине реки Мармарик почвы наносные, пойменные, с легким механическим составом. В районе действуют цементный завод, ряд промышленных предприятий, а также ТЭЦ, использующий привозное жидкое топливо и газ.

В восьми пунктах Разданского района в почвенных разрезах и прикопках определяли содержание урана экстракционно-фотометрическим методом с арсеназо-III по модификации Пристера [3]. Кларк урана в земной коре равен $3 \cdot 10^{-4} \%$. Среднее содержание урана в различных почвах Армении составило $375 \cdot 10^{-4} \%$ или 45.75 Бк/кг [2]. Приведенные в таблице 1 данные показали, что в разрезах и прикопках №1, 2, 5, 6, 7, 8 содержание урана по слоям колебалось в пределах 23,8—40,3 Бк/кг, а в среднем по региону равнялось 26,3 Бк/кг. Содержание урана в почвах в указанных пределах можно считать природным уровнем.

Прикопка №3, сделанная за цементным заводом на эспарцетовом поле, показала, что в поверхностном 0—10 см слое содержание урана значительно повысилось, оно было выше также в слое 10—20 см. В другом разрезе, в районе села Джрарат (прикопка №4) на расстоянии около 1—1,5 км от предприятий, на пойменной почве, периодически затопляемой речными водами, в поверхностном 0—25 см слое и горизонте С на глубине 84—110 см также отмечено повышен-

Содержание урана в почвах Разданского района

Таблица 1

Номер разреза	Пункт, почва, угодье	Глубина см	Гумус, %	Уран, Бк/кг
№ 1	Раздан, по дороге к глиняному карьеру, целина, чернозем	0—10	4.0	29.3
		10—20	—	36.6
		20—70	3.1	24.4
		70—125	1.6	24.4
№ 2	Раздан, дорога на Анкаван, Пойма, каштановая, песчанистая	0—10	—	36.6
		10—20	—	28.8
№ 3	Раздан, за цементным заводом, чернозем эродированный, эспарцет	0—10	2.7	76.6
		10—20	3.1	43.4
		20—40	3.0	36.6
№ 4	с. Джрарат, в 700 м. ТЭЦ, по дороге в Анкаван, чернозем, картофельное поле	0—25	4.5	54.9
		25—45	3.2	39.2
		45—84	3.3	40.1
		84—110	5.0	61.0
№ 5	Лернанист, выщелоченный чернозем, эспарцет	0—10	2.0	23.8
		10—20	1.7	21.2
		20—40	1.3	16.8
№ 6	Меградзор, пойма реки Мармар, каштановая, песчанистая, картофельное поле	0—30	1.9	40.3
		30—50	0.7	29.3
		75—95	2.9	37.8
		140—150	1.3	36.3
№ 7	Анкаван, горно-лесная коричневая, остепненная, целина	0—10	3.7	38.6
		10—20	2.8	34.5
		20—40	1.5	11.6
№ 8	Чаренцаван, темно-каштановая, пашня	0—25	—	37.8

ное содержание урана. В промежуточных слоях оно было ниже. Очевидно, здесь произошло вымывание урана с поверхностных слоев вглубь и накопление его в иллювиальном горизонте. На основании приведенных данных мы очертили примерную территорию, которая, по всей вероятности, загрязняется в результате работы указанных предприятий. Таким образом, исследования указывают на необходимость детального мониторинга по загрязнению почвенно-растительного покрова в регионе, подверженного техногенному загрязнению среды различными промпредприятиями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананян В. Л., Погосян Е. А. О содержании урана в некоторых почвах Армянской ССР. Почвоведение. 1984. № 10, с. 18—24.
2. Ананян В. Л., Погосян Е. А., Саркисян Г. А. О содержании и распределении урана в основных типах почв Армении. Влияние интенсивной химизации сельского хозяйства на накопление естественных радиоактивных нуклидов в почве и продукции растениеводства. Сборник научных трудов. М.: Наука, 1986, с. 37—46.
3. Пристер Б. С. Поведение урана в биологической цепочке. Атомиздат. 1969, 175 с.
4. Тяжелые естественные радионуклиды в биосфере. М.: Наука, 1990, 336 с.

СИСТЕМА БАЗ ДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ АРМЕНИИ

© 1997 г. А. А. Авакян, С. Х. Бабаян, Т. А. Калантарян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 5.04.97.*

В ИГН НАН РА разработана информационная система месторождений неметаллических полезных ископаемых РА, работа над которой была начата в 1992 г. Первоначально предусматривалось, что система будет включать также рудные месторождения и подземные воды. При выполнении данной работы научной целью авторов была разработка методических основ и некоторых теоретических вопросов создания баз данных, связанных с особенностями геологической информации. Работы в этой области авторами проводились и ранее, однако описываемая система по своему содержанию и развитым функциональным возможностям наиболее значимая из них, в ней обобщен и использован наш опыт прошлых лет.

Аналогичные системы, разработанные за рубежом, описаны в литературе [1, 2]. В странах СНГ в недавнем прошлом подобные работы находились на стадии формирования концепций [3], в настоящее время в некоторых из этих стран разработаны региональные геологические информационные системы, специализированные по узкой тематике.

Информационная система месторождений полезных ископаемых РА состоит из управляющей программы и баз текстовых, цифровых и графических данных, описывающих 872 месторождения и 79 видов минерального сырья.

Базы данных системы представляют собой подробную характеристику полезных ископаемых и их месторождений. Основная база составлена из совокупности паспортов месторождений, каждый из которых занимает 24 экранные страницы. Паспорт месторождения описывает геологическое положение, геологическое строение, горно-технические и технико-экономические условия освоения месторождения, минеральный и вещественный состав, макроскопическое и микроскопическое строение, качественно-технологические свойства и запасы полезного ископаемого. Паспорт разработан сотрудниками НЦ «Геоэкономика», ими же составлено описание около 400 месторождений, зарегистрированных в Государственном балансе РА. Содержание паспорта и описание большинства месторождений нами дополнено данными о структуре, текстуре, составе и свойствах полезных ископаемых.

База фотографических данных составлена совокупностью цветных фотографий, представляющих экологическую обстановку месторождения, структуру, текстуру, декоративные и технологические свойства сырья.

База картографических данных представляет собой совокупность различных географических, геологических карт и разрезов, представляющих условия нахождения и освоения полезных ископаемых. Для каждого месторождения предусмотрена возможность хранения и демонстрации 10-и фотографий и такого же объема графики.

Базы данных управляются программой MINRES*), составленной Т. А. Калантаряном на языке C++ для работы в среде Windows. Управляющая программа снабжена современным оконным пользовательским интерфейсом на русском языке, с помощью которого осуществляются базовые и сервисные функции системы—поиск, демонстрация и вывод на твердые носители требуемой информации. Поиск информации о нужном виде сырья или месторождении осуществляется путем выбора ключевых слов—названия, географического положения, административно-территориального подчинения месторождения, вида полезного ископаемого, его свойств и областей применения. Ключевые слова представлены в виде списков в оконных меню. Наряду с поиском по ключевым словам предусмотрен также графический поиск по карте месторождений полезных ископаемых РА, составленной ИЦ «Геоэкономика». Процедура поиска осуществляется с помощью манипулятора «мышь», которым отмечается условный знак месторождения на карте административной области. Конечным результатом поиска является демонстрация на дисплее или распечатка на бумаге полного текста паспорта месторождения или его части.

Научное значение данной работы заключается в том, что выяснен ряд вопросов, важных для организации геологических баз данных и принципов их работы.

Практическое применение программы, благодаря ее информационным возможностям, выходит за пределы интересов геологов и может служить для маркетинга и практического использования минерального сырья в самом широком аспекте. Исходя из последнего, нам представляется необходимым дальнейшее расширение баз данных с привлечением информации о потенциальных разработчиках, пользователях и технологиях обработки полезных ископаемых РА. Благодаря тому, что структура и организация программы независимы от содержания баз данных, информационное содержание системы может быть расширено без существенных изменений программных средств.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лубицкий А. И., Поплавский Н. Н., Шпаковский Р. В. Концепция построения информационной региональной системы «Укргеос». Проблемы создания универсальных баз данных. Киев, 1990, с 9—10.
2. Clarc A. L. Resources data base-resources assesment —Computer and geosciences, 1976, vol. 12, pp. 309—313.
3. Vinken K. From Digital Map series in Geosciences to a Geoinformation Sistem.-Geologisches Jahrbuch, 1992, Reihe A, Heft 122, pp. 7—27.

*) Программа MINRES зарегистрирована Национальным Комитетом РА по авторским правам, свидетельство № 00129.

Технический редактор В. Д. СТЕПАНЯН

Сдано в набор 3.09.1997 г. Подписано к печати 24.11.1997 г.
Бумага №1, 70×108^{1/16}. Высокая печать. Печ. лист. 5. Усл. печ. лист. 7.
Учет—изд. 7,5. Тираж 250. Заказ 26. Изд. №7450

Издательство «Гитутюн» НАН РА, 375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24 г.
Типография Издательства «Гитутюн» НАН РА, 378410, г. Аштарак, 2.