

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, յույս է տեսնում տարին երեք անգամ հայերեն և աստերեն լեզուներով:

ԽՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԳԻԱ

Ե-հ գ. թ. Պ. Գ. Ալոյան, Ե-հ գ. դ. Ն. Հ. Ամիրյան, Ե-հ գ. թ. Ա. Լ. Անանյան, աշխ. գ. դ. Վ. Ռ. Բոյնագրյան, Ֆ-մ գ. դ. Ս. Ս. Գաբրիելյան, ՀՀ ԳԱԱ թղթ. անդ. Բ. Կ. Կարապետյան, (սլատ. խմբ.), Ֆ-մ գ. դ. Ս. Մ. Հովհաննիսյան, Ե-հ գ. դ. Ռ. Լ. Մելիքոյան, Ե-հ գ. թ. Ռ. Տ. Միրիջանյան, Ե-հ գ. դ. Ս. Ն. Նազարեթյան, Ե-հ գ. դ. Ռ. Տ. Զրբաշյան (սլատ. խմբ. տեղ.), Ե-հ գ. դ. Մ. Ա. Սարիան, Ե-հ գ. թ. Ա. Ս. Ֆարամազյան (սլատ. խմբ. տեղ.):

Պատասխանատու քարտուղար՝ է. Ս. Ռոստոմովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

К. г.-м. н. П. Г. Алоян, д. г.-м. н. Ш. О. Амирян, к. г.-м. н. А. Л. Ананян, д. геогр. н. В. Р. Бойнагрян, д. ф.-м. н. С. С. Дарбинян, д. г.-м. н. Р. Т. Джрбашян (зам. отв. ред.), чл.-корр. НАН РА Б. К. Карапетян (отв. ред.), д. г.-м. н. Р. Л. Мелкоян, к. г.-м. н. Р. Т. Мириджанян, д. г.-м. н. С. Н. Назаретян, д. ф. м. н. С. М. Оганесян, д. г.-м. н. М. А. Сатян, к. г.-м. н. А. С. Фарамазян (зам. отв. ред.).

Ответственный секретарь Э. С. Ростомова

ՀԱՆՐԵՍԻ ՀՐԱՏԱՐԱԿՄԱՆԸ ՕՃԱՆԴԱԿԵԼ Է «ՀԱՅԸՆԴԵՐԲ» ՊԵՏՎԱՐՉՈՒԹՅՈՒՆԸ

Խմբագրութիւն հասցին՝ 375019, Երևան 19, Մարշալ Բաղրամյանի պող. 24ա
Адрес редакции: 375019, Ереван, 19, пр. Маршала Баграмяна, 24а.

Издательство «Гитутюн» ИАН РА
Известия ИАН РА. Науки о Земле, 1994

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Յու. Ա. Մարտիրոսյան, Գ. Ի. Մազուրյան, Ս. Մ. Գրիգորյան. Մխչյանի տարածքի հորատանցքների կտրվածքների կենսաշերտագրական ստորաբաժանումը և համադրումը 3

Հ. Հ. Մելիք-Աղամյան. Հայաստանի Քասախ—Փամբակյան տիպի իզոխորիտների վերին կենսաշերտագրական սահմանի մասին 9

Ռ. Տ. Զրբաշյան. Կոլիդոն փուլի մայրցամաքային երկրակեղևի բլուկների հսկայական զոտիների պալեոզոների հասակի հրաբխային կառույցները (Փոքր Կովկաս) 13

Հ. Ա. Ղազարյան. Հայաստանի Սևանի և Վեդու օֆիոլիտային գաբրոիդների երկրաբանական կառուցվածքը և պետրոզոնենդիտի առանձնահատկությունները 19

Վ. Ա. Աղամյան. Հայաստանի մինչքեմբրյան գաբրոային ֆորմացիան 31

Խ. Ա. Ավագյան. Հայաստանի դիատոմիտային հանքավայրերի որոնման ֆորմացիոն շափանիչները 37

Վ. Լ. Անանյան. Հայաստանի հողերի ռադիոակտիվությունը Չերնոբիլի ԱԷԿ-ի վթարից հետո 42

Բ. Կ. Կարապետյան, Կ. Բ. Կարապետյան. Ուժեղ երկրաշարժերի ինտենսիվության որոշումը հակասեյսմիկ միջոցառումներով շենքերում առաջացած վնասվածքների հիման վրա 49

Հ Ա Մ Ա Ռ Ո Տ Հ Ա Ղ ՈՐ Դ ՈՒ Մ Ն ԵՐ

Ռ. Ա. Մանդալյան, Հ. Հ. Սարգսյան. Դիլիջանի թերթաքարային ֆորմացիայի թթու գրավավակների տիպի մասին 57

Մ. Պ. Ասլանյան. Կապանի և Շահումյանի հանքավայրերի հետազոտման և շահագործման հետևանքով շրջակա միջավայրի աղտոտման երկրաբանական գնահատականը 61

Յու. Ռ. Ղահրամանյան. Հոկտեմբերյանի գոգավորության վերին էոցենի նստվածքների նավթագազարերության հետևանքների մասին 62

Ա. Կ. Կարախանյան, Զ. Ս. Միևսյան, Ա. Ա. Վարդանյան. Հայաստանի հրաբխածին ապարների ֆերամագնիսական կազմի մի քանի առանձնահատկությունների մասին 66

СОДЕРЖАНИЕ

Ю. А. Мартиросян, Г. И. Магура, С. М. Григорян. Биостратиграфическое расчленение и сопоставление разрезов скважин, пробуренных на Мхчяпской площади 3

Г. Ус. Мелик-Адамян. К вопросу о верхней биостратиграфической границе игнимбритов касак-памбакского типа Армении 9

Р. Т. Джрбашян. Палеогеновые вулканические структуры зон сопряжения блоков континентальной коры в коллизиином этапе (Малый Кавказ) 13

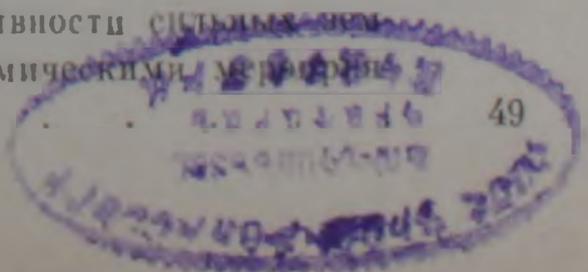
Г. А. Казарян. Особенности геологического строения и петрогенезиса офиолитовых габброидов Севанской и Вединской зон Армении 19

В. А. Агамалян. Докембрийская габбровая формация Армении 31

Т. А. Авакян. Формационные критерии поисков месторождений диатомитов Армении 37

В. Л. Ананян. О радиоактивности почв Армении в связи с аварией на Чернобыльской АЭС 42

Б. К. Карапетян, К. Б. Карапетян. Определение интенсивности сильных землетрясений по повреждениям зданий с антисейсмическими устройствами 49



Краткие сообщения

Р. А. Мандалян, О. А. Саркисян. Об одном типе кислых граувакк из Дилижанской сланценоносной формации	57
М. П. Асланян. Геохимическая оценка загрязнения окружающей среды в результате разведки и эксплуатации месторождений Капан и Шаумян	61
Ю. Р. Каграманов. О перспективах нефтегазоносности отложений верхнего эоцена Октемберянской депрессии	62
А. К. Караханян, Дж. О. Минасян, А. А. Варданян. О некоторых особенностях ферромагнитного состава вулканогенных пород Армении	66

CONTENTS

Yu. A. Martirosian, G. I. Magura, S. M. Grigorian. Biostratigraphical Division and Comparison of Sections for Wells Drilled in Mkhchyan Area	3
H. H. Melik-Adamian. On the Upper Biostratigraphical Boundary of Kasakh-Pambak-type Ingimbrites in Armenia	9
R. T. Djerbashian. Palaeogenic Volcanic Structures of Continental Crust Blocks within Sutures at Collision Stage (the Lesser Caucasus)	13
H. A. Kazarian. Peculiarities of the Geological Structures and Petrogenesis of Ophiolite Gabbroides (on the Examples of the Sevan and Vedi Ophiolite Zones of Armenia)	49
V. A. Agamalian. Pre-Cabrian Gabbro Formation of Armenia	31
T. A. Avakian. Formational Criteria for Prospecting of Diatomite Deposits in Armenia	37
V. L. Ananian. On Radioactivity of Armenians soils in the Connection with the Accident at the Chernobyl Nuclear Power Plant	42
B. K. Karapetian, K. B. Karapetian. Determination of Strong Earthquakes Intensities According to Damages of Antiseismic Desing Buildings	49

Short reports

R. A. Mandalian, H. H. Sarkissian. On One Type of Acid Creywacke from Dilijan Schist-Bearing Formation	57
M. P. Aslanian. Geochemical Estimates of Ambient Pollution in the Result of Prospecting and Exploitation of Kapan and Shahounian Deposites	61
Yu. R. Kagramanov. On Prospectivity of Oil and Gas Presense in the Upper Eocene Sediments of the Hoktemberian Depression	62
A. K. Karakhanian, G. O. Minasian, A. A. Vardanian. On Some Features of Ferromagnetic Composition of Volcanogenic Rocks in Armenia	66

Ю. А. МАРТИРОСЯН, Г. И. МАГУРА, С. М. ГРИГОРЯН

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН, ПРОБУРЕННЫХ НА МХЧЯНСКОЙ ПЛОЩАДИ

Микропалеонтологическим методом исследования дается дробное расчленение и сопоставление разрезов скважин №№ 1, 2, 8, 11 и 12 (рис. 1), пробуренных на Мхчянской площади. В разрезе пробуренных скважин установлены: палеоцен, включая датский ярус, эоцен с тремя подотделами, олигоцен и миоцен с характерными для них зонами мелких и крупных фораминифер, а также комплексами остракод.

Аракатская котловина по всем геологическим признакам (формационным, структурным и др.) представляет наибольший интерес в отношении перспектив нефтегазоносности территории Армении.

Здесь в различное время производственными объединениями Управления геологии Армении были пробурены многочисленные скважины, в том числе Мхчян-11 в 1965 г., Мхчян-2 в 1968 г., Мхчян-1,8 в 1971 г.

Наряду с различными методами изучения кернового материала пробуренных скважин особое место занимают микропалеонтологические исследования. Этот метод в силу своей специфики, частоты и массовой встречаемости фораминифер в образцах керна и шлама дает полную возможность для расчленения и корреляции разрезов названных скважин, имеющих важное значение для изучения структуры и восстановления истории геологического развития исследуемой территории (рис. 1).

На Мхчянской площади основанием вскрытых скважинами разрезов, по микропалеонтологическим исследованиям, служат породы палеоцена, включая датский ярус.

Палеоцен. Представлен терригенно-флишевой и глинисто-карбонатной фациями. Нижний палеоцен. Датский ярус вскрыт в скважинах Мхчян-2 и 11.

В скважине 2 отложения датского яруса вскрыты в интервале глубины 2862—3962 м. В них выявлены следующие мелкие фораминиферы: из планктона — *Globigerina varianta* Subbotina, *G. triloculinoidea* Plummer, *G. quadrata* White, *Globorotalia pseudobulloidea*, Plumm., *G. compressa* (Plumm.), *Acarinina inconstans* Subb., *A. schachdagica* Chalilov, *A. uncinata* Bolli; из бентоса — *Marginulina plenicostrata* Martirosjan, *M. platus* Martirosjan, *Gaudryina retusa* Cushman.

Отложения данного интервала глубины по выявленным мелким фораминиферам можно отнести к верхней зоне датского яруса — *Acarinina inconstans*.

Мелкие фораминиферы в интервале глубины 3762—3962 м не дают основания отложения данного интервала отнести к определенной микрофаунистической зоне датского яруса.

Аналогичную картину имеем в скважине Мхчян-11. Отложения интервала глубины 2307—2702 м по выявленным мелким фораминиферам можно отнести к верхней зоне датского яруса — *Acarinina inconstans*.

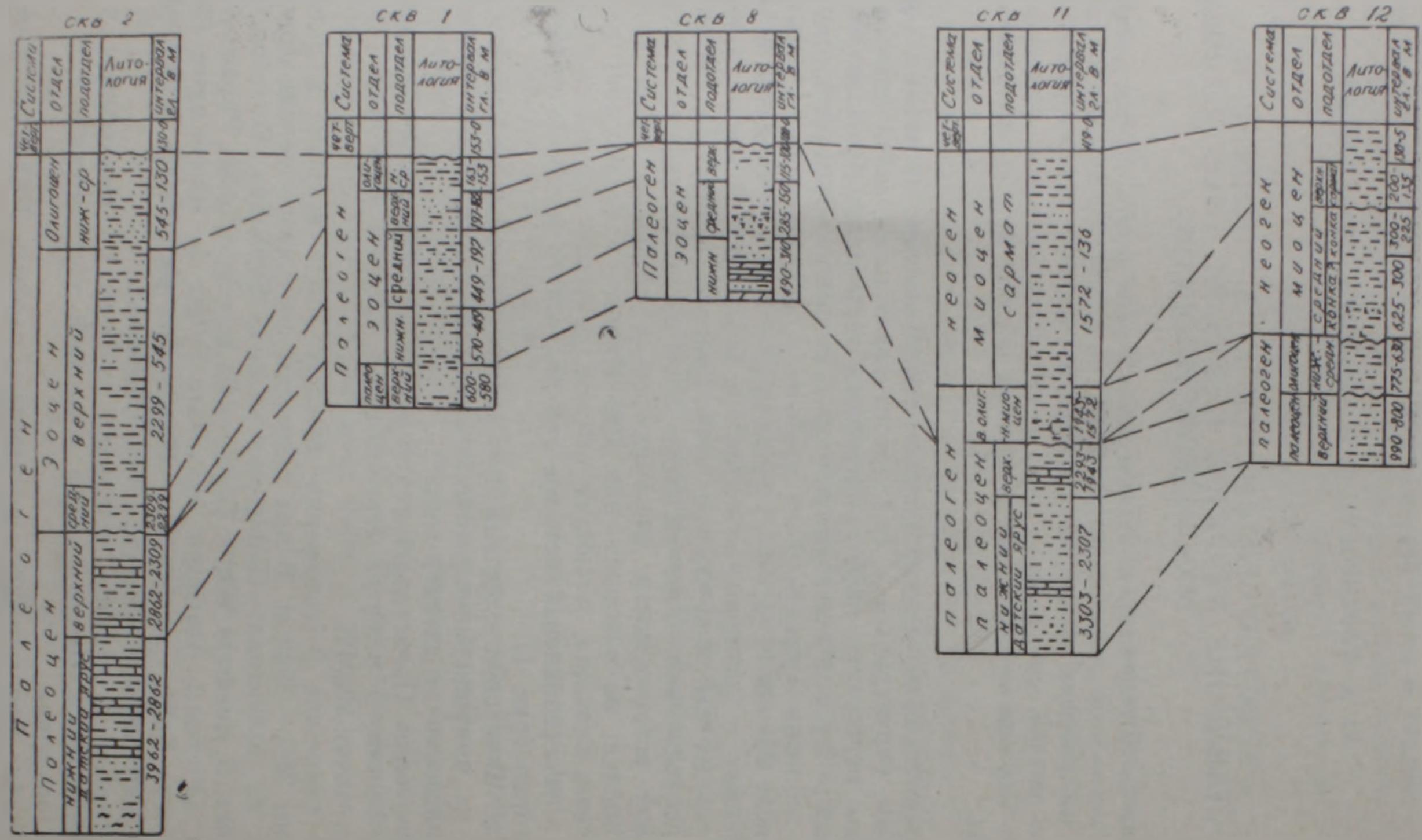


Рис. 1. Биостратиграфическое расчленение и сопоставление скважин №№ 2, 1, 8, 11, 12 Мхчянской площади.

Фораминиферы, выявленные в отложениях интервала глубины 2702—3303 м, также не дают возможности данный интервал глубины отнести к определенной микрофаунистической зоне датского яруса.

Верхний палеоцен. Отложения рассматриваемого возраста вскрыты в скважинах Мхчян-1, 2, 11 и 12. В скважине Мхчян-2 вскрыты в интервале глубины 2309—2862 м. Данные отложения содержат следующий комплекс мелких фораминифер: из планктона — *Globorotalia angulata* White, *G. ehrenbergi* Bolli, *G. pseudobulloides* Plumm., *Globigerina varianta* Subb., *G. triloculinoides* Plumm.; из бентоса — *Gaudryina retusa* Cushman, *Clavulina aspera* White et Jon и остракоды плохой сохранности. Выявленный комплекс мелких фораминифер дает возможность отложения данного интервала отнести к зоне — *Globorotalia angulata*., которая выявлена и в скважине 11, в интервале глубины 1943—2293 м.

В скважине Мхчян-2 в интервале глубины 2309—2432 м выявлен следующий комплекс мелких фораминифер: из планктона — *Globorotalia velascoensis* Cushman, *G. elongata* (Glaesner), *G. pseudomenardii* Bolli, *Acarinina acarinata* Subb., *Globigerina nana* Chalilov, из бентоса — *Bolivina ex gr. ovata* d'Orbigny, *Pullenia coryelli* White и др., которые дают возможность отложения данного интервала глубины отнести к зоне *Globorotalia velascoensis* (верхняя зона верхнего палеоцена).

Отложения зоны *Globorotalia velascoensis* вскрыты также в скважинах Мхчян-1 в интервале глубины 580—600 м и Мхчян-12 в интервале глубины 800—900 м.

Эоцен. Представлен тремя подотделами (нижний, средний и верхний). Нижний эоцен. Отложения рассматриваемого возраста вскрыты в скважинах 1 и 8. В скважине Мхчян-1 нижнеэоценовые отложения вскрыты в интервале глубины 449—570 м. Литологически представлены глинами, глинистыми песчаниками и песчаниками; в них выявлены мелкие фораминиферы: из планктона — *Globigerina nana* Chalilov, *G. achtschacujmensis* Chal., *G. pileata* Chal., *Globorotalia subbotinae* Morozova, *G. aequa* Cush. et Renz, *G. marginodentata* Subb., из бентоса — *Anomalina affinis* Hantken, *Bulimina ovata* d'Orb., *Marssonella indentata* (Cushm. et Jarvis) и др. Выявленный комплекс фораминифер дает возможность отложения данного интервала глубины отнести к зоне *Globorotalia subbotinae* (нижняя часть нижнего эоцена).

Отложения названной зоны вскрыты также в скважине 8, в интервале глубины 310—490 м. Литологически представлены мергелями и алевролитами, содержат фораминиферы, аналогичные выявленным в скважине 1.

Средний эоцен. Отложения рассматриваемого возраста вскрыты в скважинах 2, 1 и 8.

В скважине Мхчян-2 они вскрыты в интервале глубины 2299—2309 м. Литологически представлены алевролитами, песчанистыми и известковистыми глинами. В них выявлены фораминиферы — из планктона: *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Globigerina eocaenica* Gumbel, *Pullenia coryelli* White, *Bulimina ovata* d'Orb., *Anomalina* плохой сохранности.

В скважине 1 отложения среднего эоцена вскрыты в интервале глубины 197—449 м. Литологически представлены песчаниками, глинами, песчаниками глинистыми. В них выявлены мелкие фораминиферы: из планктона — *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Globorotalia flobelliformis* Sahak., *G. centralis* Cushm. et Berm, *Hantkenina liebusi* Schochina, *Globigerapsis index* (Finlay), *Globigerina eocaenica* Gumb; из бентоса — *Cibicides perlucides* Nuttall, *Anomalina grosserugosa* (Gumbel), *A. acuta* Plummer, *Eponides subumbonatus* Mjatluk, *Gyroidina soldanii* d'Orb., *Uvigerina costellata* Morozova и др. Данный интервал глубины можно отнести к зоне *Hantkenina alabamensis* (средняя часть среднего эоцена).

В скважине Мхчян-8 отложения среднего эоцена вскрыты в интервале глубин 150—285 м. Литологически представлены глинами, песчаниками и туфопесчаниками. Из мелких фораминифер содержат: *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Globorotalia flabelliformis* Sahak., *G. marginodentata* Subb., из бентоса—*Cibicides perlucidus* Nuttall, *Gyroidina soldanii* d'Orb. Отложения данного интервала можно отнести к зоне *Acarinina bullbrooki* (нижняя часть среднего эоцена).

Верхний эоцен. Отложения верхнего эоцена вскрыты в скважинах 2, 1 и 8.

В скважине Мхчян-2 отложения рассматриваемого возраста вскрыты в интервале глубины 545—2299 м. Литологически представлены глинами, алевролитами. Содержат фораминиферы: из планктона—*Globorotalia cerroazulensis* (Cole), *G. centralis* Cushman, et Bermudez, *Globigerapsis index* (Finlay); из бентоса—*Uvigerina jacksonensis* (Cushman), *U. hispida* Schwager, *U. costellata* Morozova, *Bolivina antegressa* Subb., *Bulimina sculptilis* Cushman, *Gyroidina soldanii* d'Orb., *Cibicides dutemplei* (d'Orb.), *C. ungerianus* (d'Orb.) и др. Отложения данного интервала можно отнести к зоне *Globigerapsis seminivoluta* (нижняя зона верхнего эоцена).

В скважине 1 верхнеэоценовые отложения вскрыты в интервале глубины 182—197 м. Литологически представлены алевролитами, песчаниками и песчаниками глинистыми. Содержат мелкие и крупные фораминиферы: из планктона—*Globorotalia cerroazulensis* (Cole), *G. centralis* Cushman, et Bermudez, из бентоса—*Rotalia triangulicamerata* Sahakjan, *R. denseornata* Sahak., *Asterigerina ventriconvexa* Sahak., *Gyroidina soldanii* d'Orb., из крупных фораминифер—*Nummulites fabiani* (Prever) (A), *N. striatus* (Brug.), *N. chavannesi* de la Harpe.

Отложения данного интервала можно отнести к зоне *Globigerapsis seminivoluta* (по мелким фораминиферам), по нуммулитам—к зоне *Nummulites fabiani*.

Верхний эоцен в скважине Мхчян-8 вскрыт в интервале глубины 100—115 м. Литологически представлен глинами, песчаниками. Содержит фораминиферы: из планктона—*Globorotalia cerroazulensis* (Cole), *Globigerapsis index* (Finlay) и др.; из бентоса—*Bolivina antegressa angulata* Sahak., *Catapsidrax dissimilis* Bolli и др. Отложения данного интервала также можно отнести к зоне *Globigerapsis seminivoluta*.

Олигоцен. Отложения данного возраста вскрыты скважинами Мхчян-2, 1, 11 и 12.

В скважине 2 породы рассматриваемого возраста вскрыты в интервале глубин 130—545 м, представлены глинами, песчаниками глинистыми. Содержат из планктона: *Globigerina officinalis* Subb., *G. ampliapertura* Bolli, из бентоса—*Cyclamina acutidorsatum* (Hantken), *Eponides umbonatus* Reuss, *Bulimina sculptilis* Cushman, *Cibicides dutemplei* (d'Orb.) и др. Вскрытые отложения можно отнести к зоне *Globigerina tapuriensis* (нижний олигоцен).

В скважине Мхчян-1 вскрыты в интервале глубин 153—163 м. Литологически представлены глинами. Содержат мелкие фораминиферы: из планктона—*Globigerina officinalis* Subb., *G. ampliapertura* Bolli; из бентоса—*Sigmoilina tenui* (Czjzek), *Valvulineria kirovabadensis* Chali-lov и др. Выявленные фораминиферы дают возможность данный интервал глубин отнести к зоне *Globigerina tapuriensis* (нижний олигоцен).

В скважине Мхчян-12 олигоценные отложения вскрыты в интервале глубин 630—775 м. Литологически представлены глинами, алевролитами, песчаниками глинистыми. Содержат следующий состав мелких фораминифер: из планктона—*Globigerina brevispira* Subb., *G. prae-bulloides* Blow., из бентоса—*Cyclamina acutidorsatum* (Hantken), *Rotalia lithothamnica schoragbjurensis* Sahak., *Caucasina oligocena* Chali-lov, *Cibicides borislavensis* Ais. Выявленный комплекс дает возможность

отложения данного интервала отнести к зоне *Globigerina tapuriensis*—*G. sellii* (нижний—средний олигоцен).

В скважине 11 в интервале глубин 1572—1943 м вскрыты отложения верхнего олигоцена—нижнего миоцена, которые представлены пестроцветными глинами, песчаниками, песчаниками глинистыми, микроконгломератами. В них органические остатки не выявлены.

Миоцен. В интервале глубин 136—1572 м скважины 11 выявлены мелкие фораминиферы—*Ammonia beccarii* (Linne), *Elphidium* ex gr. *macellum* (Fichtel et Moll.); из остракод: *Cyprideis littoralis* (Brady), *Candonella schubinae* Mandelstam (определения С. А. Бубикян). В большом количестве выявлены обломки гастропод, единичные рыбы остатки. По вышеуказанным органическим остаткам С. А. Бубикян отложения данного интервала глубин относит к верхнему миоцену—сармату.

В скважине Мхчян-12 миоценовые отложения вскрыты в интервале глубин 5—625 м. Представлены глинами с маломощными пропластками алевролитов и песчаников.

По данным С. А. Бубикян, миоценовые отложения в данной скважине представлены средним и верхним подотделами. Отложения среднего миоцена вскрыты в интервале глубин 300—625 м. Содержат мелкие фораминиферы: *Ammonia beccarii* (Linne), *Globigerina brevispira* Subb.; из остракод—*Cyprideis galae*.

На основании выявленных остракод С. А. Бубикян данный интервал глубин условно относит к конкскому горизонту.

В интервале глубин 225—300 м выявлены характерные виды для конкского горизонта—остракоды—*Cyprideis galae* Bublikjan, *Pyocypris bradyi* Sars, *Modiocytherideis achtaensis* Bublikjan.

Отложения верхнего миоцена вскрыты в интервале глубин 135—200 м, по выявленным остракодам—*Eucypris hrazdanica* Bub., *Limnocythere suzini* Bub., *Cyprideis littoralis* (Brady) отложения данного интервала глубин относятся к сармату.

Таким образом, на Мхчянской площади буровыми скважинами вскрыты отложения палеоцена, эоцена, олигоцена и миоцена.

Палеоцен представлен двумя подотделами: нижним—датский ярус представлен верхней зоной—*Acarinina inconstans* и верхним, который представлен нижней—*Globorotalia angulata* и верхней—*Globorotalia velascoensis* зонами.

Эоцен представлен тремя подотделами. Нижний эоцен представлен зоной *Globorotalia subbotinae* (нижняя зона). Средний эоцен представлен нижней—*Acarinina bullbrookii* и средней—*Hantkenina alabamensis* зонами.

Верхний эоцен представлен нижней зоной *Globigerapsis semiinvoluta*, а по крупным фораминиферам—к зоне *Nummulites fabianii*.

Олигоцен представлен нижним-средним подотделом с зонами *Globigerina tapuriensis* и *Globigerina tapuriensis*—*G. sellii*. К верхнему олигоцену—нижнему миоцену относятся пестроцветные отложения.

Миоцен представлен подотделами—средним и верхним: средний—конкским горизонтом, верхний—сарматом.

На рис. 1 графические изображения разрезов скважин схематичны с искажением масштаба мощности, что преследует цели наглядности.

ՄԵԶՅԱՆԻ ՏԱՐԱԾՔԻ ՀՈՐԱՏԱՆՑՔԵՐԻ ԿՏՐՎԱՄՔՆԵՐԻ
ԿԵՆՍԱՇՆԵՐՏԱԳՐԱԿԱՆ ՍՏՈՐԱԲԱԺԱՆՈՒՄԸ ԵՎ ՀԱՄԱԴՐՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Արարատյան գոգավորությունը ֆորմացիոն և ստրուկտուրային տեսակետից հանդիսանում է Հայաստանի Հանրապետության, ամենահեռանկարային տարածքը նավթի և գազի արդյունաբերական հանքավայրերի հայտնաբերման տեսակետից:

Նշված տարածքում Հայաստանի Երկրաբանական Վարչության արտադրական միավորումների կողմից փորվել են բազմաթիվ հորատանցքեր՝ այդ թվում Մխչյան 1, 2, 8, 11 և 12-ը:

Հորատումներից ստացված նյութերի բազմաբնույթ երկրաբանական ուսումնասիրություններում նշված տարածքի կառուցվածքային առանձնահատկությունները, երկրաբանական զարգացման պատմությունը վերականգնելու գործում իր ուրույն տեղն ունի կենսաշերտագրական՝ մասնավորապես միկրոհնէաբանական մեթոդը: Շնորհիվ իր յուրահատկության (ֆորամինիֆերների հաճախակի և մեծ քանակի պարունակության հորատումից ստացված կեռնի և շլամի մեջ) նշված մեթոդը լայն հնարավորություն է տալիս վերը նշված հորատանցքերի կտրվածքները միմյանց հետ համադրելու և ստորաբաժանելու համար:

Հոդվածում տրվում է Մխչյան 1, 2, 8, 11 և 12 հորատանցքերի կտրվածքների համադրումը (նկ. 1) և ստորաբաժանումը ըստ փոքր և խոշոր ֆորամինիֆերների և օստրակոզների բրածո խեցիների:

Նշված բրածո օրգանիզմների հիման վրա Մխչյանի տարածքում հորատամբ հայտնաբերված են պալեոցենի, էոցենի (սաորին, միջին և վերին), օլիգոցենի և միոցենի նստվածքներ՝ իրենց յուրահատուկ պլանկտոն ֆորամինիֆերների և մասամբ նուսուլիտների զոնաներով:

Yu. A. MARTIROSSIAN, G. I. MAGURA, S. M. GRIGORIAN

BIOSTRATIGRAFICAL DIVISION AND COMPARISON OF
SECTIONS FOR WELLS DRILLED IN MKHCHYAN AREA

Fractural division and comprison of sections for the wells nos, 1, 2, 8, 11 and 12 (Fig. 1) drilled in the Mkhchyan area are performed by the micropalaeontological method. There are found Palaeocene, imluding Danian, Eocene with three series, Oligocene and Miocene with zones of small and large Foraminifera characteristic for them, as well as ostracod complexes in the sections of the wells drilled.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964, 300 с.
2. Григориян С. М. Нуммулиты и орбитонды Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 198 с.
3. Мартиросян Ю. А. Биостратиграфия позднемеловых-раннепалеогеновых отложений Юга Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 114 с.

Г. У. МЕЛИК-АДАМЯН

К ВОПРОСУ О ВЕРХНЕЙ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ГРАНИЦЕ ИГНИМБРИТОВ КАСАХ-ПАМБАКСКОГО ТИПА АРМЕНИИ

В плейстоценовых отложениях разреза «Аэропорт» (северо-западная окраина г. Гюмри) автором обнаружены два костеносных горизонта с ископаемыми остатками грызунов. Их биостратиграфический анализ дает возможность доказать одновозрастность игнимбритов касак-памбакского типа Ширакской котловины с ниже- и вышележащими осадочными образованиями и уточнить относительный возраст вмещающих отложений — первая половина раннего плейстоцена (примерно 600—700 тыс. лет в абсолютном летоисчислении).

Касак-памбакский тип игнимбритов (туфы ереван-ленинаканского типа) широко распространен по всей вулканической зоне северной Армении. Они одновозрастны, извергались вулканом г. Арагац и повсеместно имеют прямую намагниченность (палеомагнитный хрон Брюнес [3, 4]).

До последнего времени их нижняя биостратиграфическая граница определялась на основании ископаемых крупных млекопитающих (Ленинаканский фаунистический комплекс) из подстилающих озерно-аллювиальных отложений и датировалась в довольно широких пределах как нижний-средний плейстоцен [1]. В настоящее время на основании богатого комплекса ископаемых мелких млекопитающих, в основном грызунов, найденных автором из подтуфовых осадочных отложений Пригюмрийского района — местонахождения «Казачий пост», Арапи-1, Арапи-2 — однозначно доказан нижнеплейстоценовый возраст подстилающих эти игнимбриты озерно-аллювиальных отложений [2, 5]. По степени эволюционного развития вышеуказанная фауна ископаемых грызунов соответствует ранним стадиям развития тираспольского фаунистического комплекса, характерного для первой половины раннего плейстоцена, или начальной фазы Гюнд-Миндельского межледниковья по общепринятой альпийской стратиграфической шкале.

Таким образом, если возраст подстилающих игнимбриты осадочных образований не вызывает сомнений, то вопрос о верхней стратиграфической границе игнимбритов до последнего времени оставался открытым и дискуссионным. Это было обусловлено, в первую очередь, геологической неполнотой и фрагментарностью вышележащих плейстоценовых отложений. В большинстве случаев осадочные образования, перекрывающие игнимбриты, либо размыты, либо представлены современными наносами и лавами.

В этом смысле несомненный интерес представляет плейстоценовое обнажение «Аэропорт» на северо-западной окраине г. Гюмри, откуда впервые из надтуфового слоя автором были обнаружены ископаемые остатки микромлекопитающих. Обнажение находится в 50 м восточнее шоссе на дороге Гюмри—Аэропорт и представляет собой длинную цепочку полузаброшенных песчано-гравийных карьеров. Здесь сверху вниз обнажаются следующие слои:

- | | |
|---|-------------|
| 1. Современный почвенно-растительный слой | —0—0,5 м; |
| 2. Андезито-базальты светло-серые, плотные, офиривого облика, местами с едва выраженной столбчатой отдельностью | —0,5—1,5 м; |
| 3. Суглинки светло-желтые, слабоуплотненные | —0,5—1,2 м; |
| 4. Гравийно-галечный слой с линзами средне-мелкозернистых бескарбонатных песков (первый костеносный слой) | —0,5—1,5 м; |

- Гальки хорошо окатаны, размерами от 0,5 до 5—7 см в диаметре. Преобладающий размер—2—4 см;
5. Суглинки светло-серые с примесью вулканического пепла —0,5—1,2 м;
 6. Игнимбриты казах-памбакокого типа, черные, рыхлые, местами содержащие слабоспекшиеся полуокатанные куски игнимбритов того же типа, выдержанные по простиранию —0,2—0,35 м;
 7. Суглинки песчанистые —0,2—0,4 м;
 8. Ископаемая почва светло-коричневая —0,3—0,5 м;
 9. Суглинки светлые, среднеуплотненные —0,3 м;
 10. Гравий с линзами мелкозернистых бескарбонатных песков, местами наблюдается косая слоистость (второй костеносный слой) —0,2—0,7 м.

За полевые сезоны 1991—1992 гг. автором в результате целенаправленных палеонтологических изысканий путем просеивания и промывания среднезернистых песков мелкоячеистыми ситами здесь были обнаружены два костеносных горизонта (первый и второй костеносные слои) с ископаемыми остатками грызунов. Эти остатки, в основном, представлены изолированными зубами и фрагментами посткраниального скелета.

Из слоя № 4 (первый костеносный горизонт) на расстоянии 0,8 м от кровли игнимбритов найдены первый нижний коренной зуб M_1 кустарниковой полевки *Terricola (Pytymys) cf. duodecim costatus* и верхний второй зуб M^2 представителя подсемейства полевиновых *Microtinae* gen. (см. рис. 1, фиг. 1, 2).

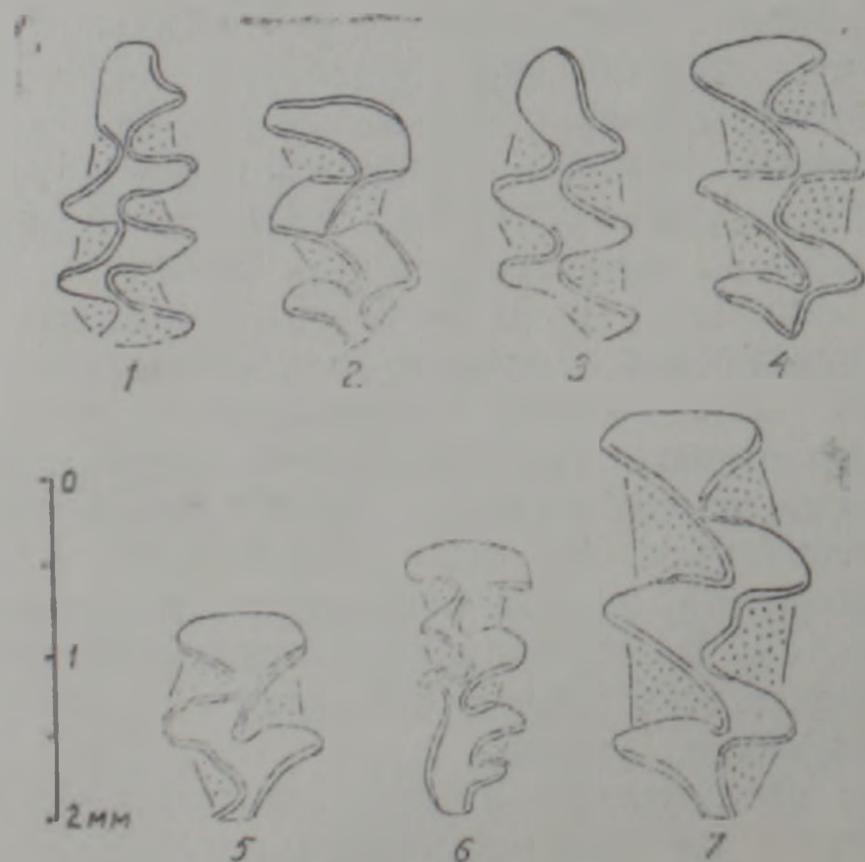


рис. 1. Зарисовка зубов ископаемых грызунов.

Из слоя № 10 (второй костеносный слой) на глубине 1,2 м от подошвы игнимбритов обнаружены более многочисленные остатки ископаемых грызунов, в том числе один первый нижний M_1 и два первых верхних зуба M^1 степной пеструшки *Prolagurus pannonicus (Kormos)*, последний верхний зуб M^3 кустарниковой полевки *Terricola (Pytymys) cf. duodecimcostatus* и первый верхний коренной M^1 крупной пеструшки *Eolagurus* sp. (рис. 1, фиг. 3, 4, 5, 6, 7). Ископаемая фауна из второго костеносного слоя по своим морфометрическим и морфологическим характеристикам практически не отличается от грызунов местонахождений «Казачий пост», Арапи-1 и Арапи-2, досконально и подробно описанных в одной из публикаций автора [2], поэтому не считаем необхо-

димым их вторичное описание. Эта фауна еще раз доказывает нижнеплейстоценовый возраст подстилающих игнимбриты озерно-аллювиальных отложений ширакской котловины.

Среди ископаемого материала из надтуфового слоя (первый костеносный горизонт) наибольший интерес представляет самый диагностический первый нижний коренной зуб M_1 кустарниковой полевки, описание которой приводится ниже (рис. 1).

Отряд RODENTIA

Семейство Cricetoidae

Подсемейство Microtinae Cope, 1981

Род *Microtus* Schrank, 1798 *Terricola* (*Pytymys*) cf. *duodecimcostatus* (Selys-Longchamps).

Некорнезубая цементная форма. Задняя лопасть жевательной поверхности обломана. Ширина зуба 0,8 мм. Как с внутренней (лингвальной), так и с внешней (буккальной) стороны жевательная поверхность зуба имеет по 3 хорошо развитых входящих угла, заполненных цементом. На головке параконидного комплекса с лингвальной стороны наблюдается небольшая выемка, где цемент отсутствует. Треугольники в основании параконидного комплекса хорошо слиты между собой, образуя так называемый характерный «питимисный» ромб. На головке параконидного комплекса эмаль отсутствует. В остальных местах эмаль распределена неравномерно. На передних стенках ее значительно больше, чем на задних. По своим морфологическим особенностям: широкая шейка параконидного комплекса, округлые треугольники, слабое развитие наружного входящего угла на головке параконидного комплекса и т. д., кустарниковая полевка практически идентична *Pytymys* из местонахождений «Казачий пост», Арапи-1 и Арапи-2 и обнаруживает значительное сходство с средиземноморскими *Pytymys* из раннеплейстоценовых местонахождений южной Франции, Корсики и Португалии.

Все это с большой долей вероятности позволяет отнести кустарниковую полевку из надтуфового костеносного горизонта к вышеупомянутому Лениканскому фаунистическому комплексу мелких млекопитающих (местонахождение Арапи-1, Арапи-2, «Казачий пост»). На незначительный временной разрыв игнимбритов с нижележащими фаунистически датированными слоями косвенно указывает еще и тот факт, что в местонахождении Арапи-1 костеносный слой с наиболее руководящей формой *Prolagurus rannonicus* (Kormos) залегает в непосредственной близости от подошвы игнимбритов и содержит небольшое количество тефры.

Таким образом, суммируя вышесказанное, можно с большой долей вероятности говорить о практической одновозрастности игнимбритов казах-памбацкого типа Ширакской котловины с ниже- и вышележащими осадочными образованиями (верхний озерно-речной литостратиграфический комплекс, или так называемый арапийский горизонт), ограничив их возраст первой половиной раннего плейстоцена (примерно 600—700 тыс. лет в абсолютном летоисчислении).

Автор выражает благодарность старшему научному сотруднику Палеонтологического института АН России Агаджаняну А. К., кандидатам геол.-минер. наук К. И. Карапетяну, К. А. Мкртчяну и директору Гюмрийского краеведческого музея А. Г. Хачатряну за ценные консультации и большое практическое содействие при организации полевых изысканий.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՔԱՍԱԽ-ՓԱՄԲԱԿՅԱՆ ՏԻՊԻ ԻՆԳԻՄԲՐԻՏՆԵՐԻ
ՎԵՐԻՆ ԿԵՆՍԱՇԵՐՏԱԳՐԱԿԱՆ ՍԱՀՄԱՆԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Գյումրի քաղաքի հյուսիս-արևմտյան մասում գտնվող «Օդանավակայան» կտրվածքում հեղինակի կողմից հայտնաբերված է ոսկրաբեր երկու հորիզոններ՝ հարուստ կրծողների բրածո մնացորդներով: Նրանց հնէաբանական վերծանումը հնարավորություն է տալիս ապացուցելու Շիրակի գոգավորության Քասախ-փամբակյան տիպի ինգիմբրիտների միահասակ լինելը նրանցից ցած և վեր տեղադրված նստվածքային զոյացումների հետ և ճշտելու նրանց հարաբերական հասակը: Այն մոտավորապես համապատասխանում է վաղ պլեյստոցենի առաջին կեսին (ըստ բացարձակ տարեգրության մոտավորապես 600—700 հազար տարի):

H. H. MELIK-ADAMIAN

ON THE UPPER BIOSTRATIGRAPHICAL BOUNDARY
OF KASAKH-PAMBAK-TYPE INGIMBRITES IN ARMENIA

Two bone—bearding levels with fossil remains of rodents were found in the Pleistocenian sediments of the sequence «Airport» located to the north-west of Gyumri.

Their biostratigraphical analysis allows to prove that the Kasakh-Pambak-type ingimbrites in the Shirak basin and the underlying and overlaying sedimentary formations are of the same age. It also allows to determine the relative age of containing sediments, being the first half of the Early Pleistocene (about 600,000 to 700,000 years according to the absolute chronology).

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Авакян Л. А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 72 с.
2. Агаджанян А. К., Мелик-Адамян Г. Ус. Мелкие млекопитающие раннего плейстоцена Ширакской котловины Армении.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. М.: 1985, с. 91—100.
3. Карапетян К. И. О некоторых особенностях отложений туфов ереванско-ленинканского типа.— Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1973, т. XXVI, № 5, с. 3—13.
4. Карапетян К. И., Солодовников Г. М. Новые данные о возрасте и стратиграфии игнимбритов Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, т. XL, № 2, с. 2—24.
5. Мелик-Адамян Г. Ус. Ископаемая фауна мелких млекопитающих и ее стратиграфическое значение для плио-плейстоценовых отложений Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, т. XXXVIII, № 1, с. 3—10.

Р. Т. ДЖРБАШЯН

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЗОН СОПРЯЖЕНИЯ БЛОКОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В КОЛЛИЗИОННОМ ЭТАПЕ (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

Палеовулканоологический анализ особенностей проявления раннекайнозойского вулканизма указывает на различный характер его развития в зависимости от конкретных геодинамических обстановок. В пределах одной из определяющих структур Малого Кавказа — Севанской шовной зоны формируются разномасштабные вулкано-тектонические структуры. Выделяются: 1) крупные, длительно эволюционирующие ВТС, включающие породы базальт-андезит-дацит-риолитового состава и часто интрузивные массивы гранодиоритового состава; 2) мелкие, более короткоживущие (моногенные), простые по строению и составу вулканические структуры.

В эволюции вулканизма ведущая роль отводится глубинным базальтовым расплавам.

Территория Малого Кавказа и сопредельных областей Ирана и Восточной Турции является областью широкого проявления кайнозойского, в частности, палеогенового вулканизма [11]. Последний формирует Малокавказский вулканический пояс, представляющий часть протяженного Анатолийско-Малокавказско-Иранского пояса. Малокавказский пояс в составе Кавказского сегмента Альпийско-Гималайской складчатой системы [2, 7, 8, 9] характеризуется исключительным разнообразием вулканических, вулкано-интрузивных и вулканогенно-осадочных комплексов, которые сформированы в различных тектонических и палеогеографических условиях и отвечают сложным, преимущественно коллизионного типа, геодинамическим обстановкам, существовавшим в палеогене [3].

В современной структуре Альпийско-Гималайской системы Малый Кавказ представляет собой внутриконтинентальное, гетерогенное, складчато-глыбовое сооружение. Оно состоит из ряда разновозрастных и разнотипных структурных элементов, обладающих различной геологической предысторией и спаянных к концу верхнего мела — началу палеогена в единый микроконтинент [6, 9].

Участки преимущественного развития палеогенового вулканизма на изученной территории приурочены к южному краю Закавказского срединного массива, к различным структурам Армянского блока, а также к разделяющей эти два отмеченных блока Севанской надфиолитовой шовной зоне [2, 3, 4]. Характер вулканизма, литогенез и распределение полей тектонических напряжений тесно взаимосвязаны. Вулканизм проявлен в коллизионных геодинамических обстановках, в конкретных случаях отвечающих режимам континентального сжатия на С, рифтового растяжения на ЮВ и внутриплитного — в центральной части Армянского блока.

Ниже рассмотрены характерные структурные особенности палеогенового вулканизма, проявленного в тектоническом режиме континентального сжатия, в пределах Севанской шовной зоны и северного края Армянского блока.

В современной структуре описываемая зона выделяется как Севано—Ширакский синклиний [14]. Он характеризуется максимально широким распространением вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных образований палеогенового возраста общей мощностью до 4 км. Образования эти слагают пликативные структуры общекавказского и близширотного простираний со сложными взаимоотношениями отдельных фаций, которые осложнены широким проявлением интрузивного магматизма [1, 10].

Палеогеографические обстановки палеогена Севано-Ширакского

синклиория отвечают переходным от умеренно-к мелководно-морским и прибрежно-континентальным режимам, а интенсивное разноформационное осадконакопление относится преимущественно к флишоидному типу [13].

Проведенные палеовулканологические исследования [2, 3, 5, 10] сопровождаются анализом палеогеографических, фациально-формационных, структурных и петрографических особенностей, а также интерпретацией аэровысотных материалов. Такой комплексный подход позволяет реконструировать характер вулканической деятельности, которая сосредоточена на локальных площадях и выделяется главным образом в форме кольцевых вулкано-тектонических структур (ВТС).

По формам, масштабам, особенностям строения, типу извержений и составу слагающих структуры пород, соотношениям вулканических, субвулканических и комагматичных плутонических фаций и их роли в локализации разнотипного оруденения выделены наиболее характерные для данного региона ВТС палеогенового возраста и проведена [15] их типизация согласно классификации, предложенной Л. Шарпенюк.

Геологические параметры, характеризующие вулканические структуры, и в первую очередь глубину магматического очага для каждой структуры могут быть определены по формуле $H = (1,2 + 0,2)R + 1$, предложенной J. Lamaver, B. Bonin (1977), где H —глубина очага, R —максимальный радиус структуры, 1 —постоянная = 2—4 км.

Наиболее крупные ВТС палеогенового возраста в пределах Малого Кавказа и смежных областей тяготеют к границам континентальных микролит, испытавших преобладающие напряжения сжатия над зонами мезозойской субдукции. В пределах Севанской зоны и на границе Армянского и Закавказского континентальных блоков выделены Леджанская, Базумская (Дилижанская), Тежсарская и другие.

Крупными палеогеновыми ВТС в смежных территориях, характеризующихся аналогичным строением и длительно эволюционирующим вулканизмом, могут быть рассмотрены: Келькитская—в СВ части Понтида, Кух-э-Дам—в пределах Центральноиранского вулканического пояса. Вулканизм в этих участках развивается в однотипных геодинамических обстановках, также отвечающих преобладающим режимам континентального сжатия.

В пределах центральной части описанной Севанской шовной зоны в качестве примера подобной крупной ($R \approx 3$ км) сложнопостроенной ВТС нами выделяется Дилижанская ВТС. Она может быть отнесена к типу необращенных субвулканически-вулканических кольцевых структур. Структура сформирована в узле пересечения региональных нарушений СЗ и СВ простираний. В современном срезе она выделяется крупным кальдерным проседанием и достаточно хорошо отпрепарирована. Формирование ВТС происходило в длительном интервале—от верхов среднего эоцена до миоцена, со сложной эволюцией типов вулканических извержений от эксплозивно-центрального до субвулканического. Широкое развитие имеют эксплозивные фации (Е—80—90%) в виде туфов, спекшихся туфов, игнимбритов, туфобрекчий андезит-дацит-риолитового состава. Вулканизм характеризуется развитием дифференцированных «протяженных» (по Т. Фроловой) известково-щелочных и субщелочных серий с соотношением базальтов-андезитов-риолитов 1:4:4. Лавовые потоки различного состава, мощности и протяженности характеризуются отчетливой брекчированностью. Эти явления более заметны в продуктах лавовых извержений позднеэоценового времени, приводящих к широкому развитию агломератовых фаций. Структура осложнена более поздними разломами, вдоль которых наблюдаются зоны гидротермально измененных пород, внедрения экструзивов, даек и субвулканических массивов дацит-риолит-трахириолитового состава. К внешним СЗ частям структуры приурочен Гарнасар-

ский выход субвулканических щелочных трахитов; южная окраина прорвана Головинским интрузивным массивом гранодиорит-граносиенитового состава. Кроме того, в разных частях структуры отмечены многочисленные дайки, небольшие куполовидные массивы, позднеэоценовых (?) относительно свежих базальтов. В составе ВТС отмечаются нарушенные крупные глыбы и блоки нижележащего флишоидного комплекса среднего эоцена (ширакской свиты). Последние повсеместно прорваны вышеотмеченными разнофациальными вулканитами базальт-риолитового состава.

Центральная часть описываемой структуры выполнена слоистой пресноводно-озерной толщей молассового облика (дилижанская свита), олигоцен-нижнемиоценового (?) возраста. Свита представлена глинами, песчаниками, конгломератами и т. д., содержащими слои угленосных и горючих сланцев [13, 14]. Формирование ее мы связываем с процессами проседания Дилижанской ВТС и заполнения ее центральной части пресноводно-озерным бассейном, а крутые углы залегания, по-видимому, являются следствием устойчивости тенденций проседания.

Считаем уместным добавить, что именно в связи с процессами кальдерного проседания данной структуры на неотектоническом и современном этапах, мы допускаем активное развитие оползневых явлений на внутренних бортах Дилижанской ВТС.

Кроме вышеописанной Дилижанской ВТС в пределах Севанской шовной зоны нами выделяется целый ряд более мелких вулканических структур позднепалеогенового возраста — Джаджурская, Дзорашенская, Маралкарская, Сараартская, Арегунийская и др. Они, как правило, характеризуются относительно меньшими размерами ($R=0,6-1,0$ км), более простым строением, однообразием состава слагающих структуры пород и кратковременной вулканической активностью. Указанные структуры возникают на вулканогенно-флишоидном, слоистом пьедестале, представленном образованиями ширакской свиты среднеэоценового возраста. В их строении участвуют преимущественно эксплозивные слабоотсортированные продукты вулканических извержений андезит-дацитового состава. Последние прорваны серией дайкообразных, дугообразно-вытянутых тел субвулканических диоритовых порфиритов (Джаджурская, Дзорашенская структуры) и брекчированных базальтов. Во внутренних частях структур отмечаются небольшие куполовидные поднятия и слабоэродированные тела измененных риодацитов. Гранитоидные приповерхностные интрузивные массивы в пределах этих структур отсутствуют. Часто структуры осложнены или срезаны разноориентированными меридиональными (Маралкарская структура) и неполно кольцевыми разломами.

Во многих регионах, характеризующихся аналогичным геологическим строением и геодинамическими обстановками, с ВТС различного типа установлены устойчивые связи разноформационного оруденения [3, 10, 12]. Как показал проведенный анализ, для Малого Кавказа рудоконтролирующими могут быть преимущественно крупные необращенные ВТС сложного полифациального строения с длительной (в 5—10 млн. лет) эндогенной активностью. Продолжительное термостатирование обуславливает интенсивные процессы метасоматоза, флюидного потока и появление определенного комплекса рудных элементов в системе «вулкан-очаг». С подобными ВТС связаны серномедноколчеданные с золотом (Тандзут), полиметаллические с золотом (Арманис, Привольное), золоторудные (Дилижан) и др. месторождения и проявления.

Считаем интересным особо остановиться на вопросе проявления углей и горючих сланцев в пределах отдельных участков описываемой Севанской шовной зоны в связи с выделяемыми вулканотектоническими структурами. По нашему мнению, данный тип оруденения нахо-

дится в пространственно-причинной взаимосвязи с некоторыми из отмеченных ВТС. Известные месторождения и проявления — Дилижанское, Джаджурское, Бандиванское — тяготеют к одноименным ВТС, которые претерпели процессы последующего проседания. В результате, эти кольцевые и полукольцевые структуры в дальнейшем заполняются озерами и лагунами. Остаточное поствулканическое эндогенное тепло в свою очередь создает благоприятные условия для бурного развития растительности и процессов последующей углефикации. Таким образом, выделенные ВТС могут стать благоприятным поисковым критерием на данный тип оруденения. В итоге в формировании небольших скоплений углей и горючих сланцев, наряду с прочими условиями, определенную роль мы отводим остаточным воздействиям вулканической деятельности.

В заключение подчеркнем некоторые общие вулканологические, петрогенетические и геотектонические аспекты палеогенового вулканизма области, которые определили характер вулканизма. Главной формой проявления вулканизма в составе малокавказского палеогенового вулканического пояса, на границах континентальных блоков, испытывающих пресобладающие напряжения коллизионного сжатия, являются разномасштабные вулкано-тектонические структуры. Такой геодинамический режим для палеогена отмечается в пограничных зонах Армянского и Закавказского блоков в пределах и бортовых частях Севанской надофиолитовой шовной зоны.

Вулканическая активность имеет пульсационную, дискретную природу. Начальные стадии извержений носили преимущественно эксплозивный характер, который в дальнейшем сменялся эффузивным, а на завершающих стадиях отличался широким проявлением экструзивных (дайковых, субвулканических и гипабиссально-интрузивных) образований.

В эволюции составов продуктов извержений устойчиво прослеживается антидромная последовательность. ВТС, и в первую очередь наиболее крупные из них, локализованы в узлах пересечений региональных разноориентированных разломов. По характеру строения, особенностям составов слагающих ВТС разнофациальных пород, продолжительностью вулканической и эндогенной активности, ВТС в пределах отдельных участков Малокавказского палеогенового вулканического пояса подразделяются на несколько типов.

1. Крупные долгоживущие стратовулканы и необращенные купольные положительные в рельефе ВТС сложного строения и вулкано-тектонические депрессии с длительной эндогенной активностью. Длительное термостатирование обуславливает интенсивные процессы метасоматоза, флюидного потока и появление определенного комплекса рудных элементов.

2. Относительно мелкие по масштабам и более простые по строению положительные в рельефе вулканические структуры, возникшие на фундаменте, представленном слоистой вулканогенно-флишоидной толщей. Их роль в локализации оруденения незначительна.

Описанные вулканические образования в первом случае формируют дифференцированные протяженные базальт-андезит-риолитовые известково-щелочные (кали-натровые) серии, которые сменяются трахиандезит-трахириолитовыми субщелочными (кали-натровыми) и реже трахиандезит-фонолитовыми щелочными (калиевыми) сериями. Для второго — характерны укороченные базальт-андезитовые известково-щелочные (кали-натровые) и редко дацит-риолитовые серии. Вулканизм проявлен в пределах обширных мел-палеогеновых флишевых прогибов, развитых на континентальной коре энциалического или переходного типа, тяготеющих к региональным зонам надофиолитовых структур. петро-геохимические особенности вулканизма приближают

его к типу магматизма современных активных континентальных окраин [16, 17].

Установлено, что обязательными членами разнотипных вулканических серий являются базальты. В эволюции палеогенового вулканизма им отводится ведущая роль. Тренд базальтоидного вулканизма характеризуется дискретностью, повторяемостью в конце каждой стадии, при этом роль и объемы базальтов во времени возрастают. Процесс эволюции базальтов в сложных коллизионных геодинамических обстановках, по-видимому, определяется степенью «открытости» (зоны растяжения) и «закрытости» (зоны сжатия) систем. Как следствие—различная длительность задержки базальтовых расплавов в коре и разная степень их взаимодействия с ней.

Возникновение и периодическое поступление их на поверхность предполагается в зависимости от процессов подъема аномальной разуплотненной мантии, которые имели место в раннем кайнозое в пределах центральных сегментов (Малый Кавказ) Альпийско-Гималайского складчатого пояса.

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 14. X. 1994.

Ռ. ԶՐԲԱՇՅԱՆ

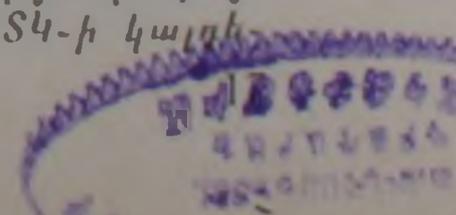
ԿՈՒԻԶԻՈՆ ՓՈՒԼԻ ՄԱՅՐՅԱՄԱՔԱՅԻՆ ՆՐԿՐԱԿՈՒՆՎՐ
ԲՆՈՒՆՆԵՐԻ ՀՊՄԱՆ ԳՈՏԻՆՆԵՐԻ ՊԱՆՈՒԿՆԵՐԻ ՀԱՍԱԿԻ
ՀՐԱԲԵԱՅԻՆ ԿԱՌՈՒՅՑՆԵՐԸ

(Փոփո Կովկաս)

Փոքր Կովկասի և հարակից Իրանի ու Թուրքիայի տարածքները կայնոզոյան, մասնավորապես՝ պալեոգենի հասակի հրաբխականության լայն տարածման շրջաններ են: Նրանք կազմում են Ալպ-Հիմալայան ծալքավոր գոտու Կովկասյան հատվածը: Պալեոգենյան հրաբխականությունը համապատասխանում է կոլիզիոն երկրադինամիկական իրադրություններին: Հրաբխականության հիմնական շրջանները հարում են Անդրկովկասյան բլուկի հարավային եզրին, Հայկական բլուկի տարրեր հատվածներին և նրանց բաժանող Սեփանի օֆիոլիտային գոտու վերին հատվածին: Հնահրաբխագիտական վերլուծությունը թույլ է տալիս բացահայտել հրաբխականության տիպերը, բնույթը և նրա տարածման առանձնահատկությունները՝ հիմնականում օղակաձև հրաբխատեկտոնական կառույցների (ՀՏԿ) տեսքով: Նշված Սևանի գոտու սահմաններում տարանջատվում են՝

1. Խոշոր՝ 3—5 կմ շառավիղ ունեցող ՀՏԿ-ներ— Լեջան, Բազում, Թեժսար, Արմանիս և այլն: Սրանց բնորոշ է երկարատև հրաբխային ակտիվություն, պոլիգեն տիպ, հրաբխատեկտոնական կալդերային իջվածքների առկայություն, կրա-ալկալային և սուբալկալային դիֆերենցացված բազալտանդեզիտ-դացիտ-րիոլիտ կազմի հրաբխային շարքեր, հրաբխածին պիրոկլաստիկ և ազլոմերատային լավաների լայն տարածում, ինչպես նաև դալկաների և ինտրուզիվների առկայություն:

2. Ոչ մեծ՝ 0,6—1 կմ շառավիղ ունեցող ՀՏԿ-ներ— Զորաշեն, Մարալբար, Արեգունի և այլն, որոնց բնորոշ են կարճատև հրաբխային գործունեություն, դրական ռելյեֆային ձևեր, թույլ դիֆերենցացված բազալտանդեզիտային կամ դացիտ-րիոլիտային կազմի ապարների պարզ կազմություն, ինտրուզիվների բացակայություն: Առաջին տիպի ՀՏԿ-ին հարում են պղինձ-կոլչեղանային կամ ոսկի-բազմամետաղային տիպերի հանքայնացում: Եզակի դեպքերում հրաբխայնության մնացորդային խորքային ջերմությամբ պայմանավորված են յուրատիպ բարենպաստ իրավիճակները, երբ ՀՏԿ-ի կալդերային շրջաններում տարանջատվում են յուրատիպ բարենպաստ իրավիճակները, երբ ՀՏԿ-ի կալդերային շրջաններում տարանջատվում են՝



րային իջվածքներում գոյացող լճերում և ծանծաղ ծովային ավազաններում առաջանում են ածխի և այրվող թերթաքարերի ոչ մեծ կուտակումներ:

Պալեոգենի հասակի հրաբխային շարքերի բաղկացուցիչ մաս են կազմում բազալտները, որոնց դերը փուլից փուլ աճում է: Բազալտային հալոցքների էվոլյուցիայի տարբեր աստիճանը պայմանավորված է երկրակեղևում նրանց հապաղելու տեղում և ներփակող ապարների հետ փոխազդեցության աստիճանով: Ենթադրվում է, որ բազալտային հալոցքների ծագումը պայմանավորված է Փոքր Կովկասի հատվածում անոմալ թիկնոցային նյութի վերընթաց շարժման երևույթներով:

R. T. DJERBASHIAN

PALAEOGENIC VOLCANIC STRUCTURES OF CONTINENTAL CRUST BLOCKS WITHIN SUTURES AT COLLISION STAGE (THE LESSER CAUCASUS)

The Palaeovolcanological analysis of the Early Cenozoic volcanism manifestation features indicates a diverse character of its evolution depending on specific geodynamic settings. Different scale volcanic-and-tectonic structures (VTS) were formed within the Sevan suture which is one of the main structures of the Lesser Caucasus. The followings are distinguished:

1. Large VTS with long-lasting evolution, including rocks of Basalt-Andesite-Dasite-Rhyolite series, and often intrusive massifs of granodiorite composition;

2. Small volcanic structures of shorter life (monogenic) which have simple structures and compositions.

Deep basalt melts are supposed to play a leading role in the volcanism evolution.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмоструктопика Армянской ССР. Ереван: Изд. ЕГУ, 1981, 283 с
2. Джрбашян Р. Т., Мнацаканян А. Х. Геотектоническая позиция и эволюция мезокайнозойских вулканических формаций центральной части Малого Кавказа.—Вулканология и сейсмология, 1981, № 1, с. 15—23.
3. Джрбашян Р. Т. Палеогеновые вулканические пояса зоны замыкания океана Тетис (Малый Кавказ): Автореф. дисс. на соискание уч. ст. докт. геол.-мин. наук. Тбилиси: ТГУ, 1990. 59 с.
4. Джрбашян Р. Т., Гуюмджян О. П., Таян Р. Н. Палеовулканические формации позднеальпийского этапа развития ЮВ склона Малого Кавказа.—В кн.: Палеовулканизм и его продукты. Петрозаводск: 1977, с. 82—87.
5. Джрбашян Р. Т., Мурадян К. М., Карапетян А. И., Зограбян С. А. Палеовулканические структуры областей с длительной магматической активностью и связь с ними эндогенного оруденения.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, № 4, с. 23—31.
6. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. В. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979, 310 с.
7. Казьмин В. Г., Рикун Л. Э., Сборщиков И. М. и др. Вулканические пояса-индикаторы мезокайнозойской активной окраины Евразии.—В кн.: История океана Тетис. М.: Изд. АН СССР, 1987, с. 58—74.
8. Ломизе М. Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983, 193 с.
9. Лордкипанидзе М. Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Изд. Мецниереба, 1980, 163 с.

10. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 330 с.
11. Милановский Е. Е., Короновский П. В. Орогенный вулканизм и геодинамика Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973, 279 с.
12. Мурадян К. М. Рудоносность вулканогенных формаций Малого Кавказа. Ереван: Изд. НАН РА, 1994, 352 с.
13. Садоян А. А. Литология палеогена Армянской ССР. Ереван: Изд. АрмССР, 1989, 287 с.
14. Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Ереван: Изд. «Митк», 1966, 176 с.
15. Шарпенюк Л. Н. Магматогенные кольцевые структуры. Л.: Недра, 1979, 230 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1994, XLVII, № 3, 19—31

Г. А. КАЗАРЯН

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИСА ОФИОЛИТОВЫХ ГАББРОИДОВ СЕВАНСКОЙ И ВЕДИНСКОЙ ЗОН АРМЕНИИ

В офиолитовых зонах Армении из соответствующего комплекса пород после глубокого размыва сохранен горизонт габбро с подстилающими ультрабазитами, перекрытый лавами контрастной толеит-плагиориолитовой серии примитивной островодужной принадлежности. Габбровый горизонт состоит из двух неравных по мощности подгоризонтов. Породы нижнего подгоризонта (ритмично-расслоенная кумулятивная серия) генерировались по толеитовому тренду из «сухого» оливин-толеитового расплава в тетраэдре Ол-Опи-Кпи-Пл. Офиолитовые габбро верхнего подгоризонта (контрастная габбро-плагиогранитная серия) формировались в условиях нарастающего парциального давления воды и кислорода по известково-щелочному тренду в тетраэдре Опи-Кпи-Пл-Кв.

Введение

Габброиды офиолитовых зон Армении (Севанской, Вединской) изучались многими исследователями [1, 2, 4, 5, 12, 13, 20, 27, 31, 32 и др.], однако вопросы геологии и петрологии этих пород освещены недостаточно. Целью настоящей статьи является описание геологического строения габброидных массивов офиолитовых зон Армении, их взаимоотношений с вмещающими породами, рассмотрение некоторых вопросов петрологии.

В настоящем сообщении изложены результаты исследований, проведенных автором на Октемберянском (вскрытом бурением на нефтегазоносной площади Центрально-Октемберянской антиклинали), Даштакарском, Црдутском массивах и множестве мелких выходов Вединской зоны, представляющих разобщенные блоки единого габброидного горизонта; в Севанской зоне автором детально изучены крупные Зодский [20] и Джил-Сатанахачский массивы, а также большое количество относительно мелких выходов габбро (Джанахмед, Чанлычай, Шоржа, Дзкнагет, массивы Амасийского р-на); использованы собственные и литературные данные [16, 17] по Левскому и Ипякскому массивам Азербайджана.

Геология габброидов

Офиолитовые ассоциации, сформированные единым способом в срединно-океанических опрединговых зонах в разные эпохи геологи-

10. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 330 с.
11. Милановский Е. Е., Короновский П. В. Орогенный вулканизм и геодинамика Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973, 279 с.
12. Мурадян К. М. Рудоносность вулканогенных формаций Малого Кавказа. Ереван: Изд. НАН РА, 1994, 352 с.
13. Садоян А. А. Литология палеогена Армянской ССР. Ереван: Изд. АрмССР, 1989, 287 с.
14. Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Ереван: Изд. «Митк», 1966, 176 с.
15. Шарпенюк Л. Н. Магматогенные кольцевые структуры. Л.: Недра, 1979, 230 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1994, XLVII, № 3, 19—31

Г. А. КАЗАРЯН

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИСА ОФИОЛИТОВЫХ ГАББРОИДОВ СЕВАНСКОЙ И ВЕДИНСКОЙ ЗОН АРМЕНИИ

В офиолитовых зонах Армении из соответствующего комплекса пород после глубокого размыва сохранен горизонт габбро с подстилающими ультрабазитами, перекрытый лавами контрастной толеит-плагиориолитовой серии примитивной островодужной принадлежности. Габбровый горизонт состоит из двух неравных по мощности подгоризонтов. Породы нижнего подгоризонта (ритмично-расслоенная кумулятивная серия) генерировались по толеитовому тренду из «сухого» оливин-толеитового расплава в тетраэдре Ол-Опи-Кпи-Пл. Офиолитовые габбро верхнего подгоризонта (контрастная габбро-плагиогранитная серия) формировались в условиях нарастающего парциального давления воды и кислорода по известково-щелочному тренду в тетраэдре Опи-Кпи-Пл-Кв.

Введение

Габброиды офиолитовых зон Армении (Севанской, Вединской) изучались многими исследователями [1, 2, 4, 5, 12, 13, 20, 27, 31, 32 и др.], однако вопросы геологии и петрологии этих пород освещены недостаточно. Целью настоящей статьи является описание геологического строения габброидных массивов офиолитовых зон Армении, их взаимоотношений с вмещающими породами, рассмотрение некоторых вопросов петрологии.

В настоящем сообщении изложены результаты исследований, проведенных автором на Октемберянском (вскрытом бурением на нефтегазоносной площади Центрально-Октемберянской антиклинали), Даштакарском, Црдутском массивах и множестве мелких выходов Вединской зоны, представляющих разобщенные блоки единого габброидного горизонта; в Севанской зоне автором детально изучены крупные Зодский [20] и Джил-Сатанахачский массивы, а также большое количество относительно мелких выходов габбро (Джанахмед, Чанлычай, Шоржа, Дзкнагет, массивы Амасийского р-на); использованы собственные и литературные данные [16, 17] по Левскому и Ипякскому массивам Азербайджана.

Геология габброидов

Офиолитовые ассоциации, сформированные единым способом в срединно-океанических опрединговых зонах в разные эпохи геологи-

ческого развития земной коры, имеют одинаковое строение и строгую последовательность залегания магматических образований. Любое нарушение этой последовательности требует соответствующего объяснения. В офиолитовых зонах Армении изложенный разрез нарушен, и отсутствие горизонтов комплекса параллельных даек и абиссальных толентовых лав нами объясняется уничтожением их эрозией.

В Севанской зоне, на восточном фланге Зодского месторождения, прениitizedированные расслоенные габбро с древней корой выветривания трансгрессивно перекрываются терригенной толщей, состоящей из слюдяных песчаников и базальных конгломератов с гальками и валунами габбро, диабазов, органогенных известняков с фауной норрийского яруса триаса [19], общей мощностью 132 м. Осадочная толща, в низах включающая маломощный поток основных лав, перекрывается толщей многократно повторяющихся потоков шарово-подушечных базальтовых лав суммарной мощностью 240 м. Шарово-подушечные базальтовые лавы с подстилающими осадочными образованиями, перекрывающими габбро и ультрабазиты, развиты на Тигранасарском и Западно-Тигранасарском участках Зодского месторождения. Трансгрессивное залегание осадочных образований и перекрывающих их шарово-подушечных базальтовых лав, пересеченных дайками плагиориолитов, установлено в Джанахмедском габбровом массиве, на левобережных холмах одноименной реки. В районе восточнее с. Арпунк потоки диабазов переслаиваются с осадочными породами титон-бернасского возраста [3]. На Тигранабердском месторождении и прилегающих к нему участках потоки шарово-подушечных лав толентовых базальтов прислонены к древним выступам рельефа разложенных и эродированных габбро и ультрабазитов, а на левом борту р. Чанлычай, у тальвега, под лавами залегает пласт базальных конгломератов мощностью в 22 м, перекрывающий расслоенное габбро. На небольшом Дзкнагетском выходе сильно тектонизированных офиолитовых габбро с элементами расслоенности перекрыты конгломератами мощностью в 12 м, выше которых следуют основные вулканиты. На Меграшатском хребте, севернее с. Дашкерпи, тектонизированные разрозненные выходы расслоенных оливиновых габбро и перидотитов перекрыты тремя 45—50-метровыми потоками диабазов со слоем базальных конгломератов с обломками оливиновых габбро и габброноритов.

В Вединской офиолитовой зоне, в западной части Даштакарского массива, шарово-подушечные базальтовые лавы залегают над выветрелыми офитовыми габбро. Местами они подстилаются конгломератами с гальками габбро, мощностью 5—6 м. Буровая скважина Октемберян-1 после 370-метровой толщи диабазов и спилитов, на глубине 3610—3635 м, вскрыла пласт осадочных пород с гальками габбро и диабазов, ниже которого следуют вначале выветрелые, а потом массивные офитовые габбро.

Вулканогенная толща, трансгрессивно перекрывающая габброиды и ультрабазиты, в нижней части представлена низкокалливой контрастной толент-плагиориолитовой серией, состоящей из шарово-подушечных диабазов, гналокластитов с их пирокластами, пересеченной дайкообразными субвулканическими интрузиями плагиогранитов. Серия формировалась в периоде от титон-валаджиана [3] до апта [21, 49]. Верхняя часть толщи, представленная дифференцированной трахибазальтовой серией, состоящей из потоков титанавгит, титанавгит-керсутитовых трахибазальтов, трахиандезитов, трахитов и их пирскластов, переслаивающихся с известково-кремнистыми, радиоляриевыми поздне меловыми [11] осадками, сформирована 85—90 млн. лет назад [21]. Г. С. Закаридзе с соавторами [49] доказана принадлежность этих вулканитов к образованиям островных дуг. Это мнение подтверждается и нашими данными, основанными на факторных величинах F_1 , F_2 вулканитов по Пирсу [47], отношении малоподвижных элементов при условиях низко-

и среднетемпературного метаморфизма и величине отношений изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70472^*$.

До последних лет господствовало мнение ряда авторов [1, 2, 32], что интрузивы офиолитовой серии Армении внедрены в мезокайнозойские образования, причем без указаний фактов пересечения и описаний контактово-метаморфических образований. Однако, как следует из изложенных наших материалов, это мнение отрицается. Изотопный возраст габброидов, по данным разных авторов, представлен от 160 [12, 21, 29] до 226 ± 13 млн. лет [6], а плагиогранит-мигматитов, по нашим материалам, — $223 \pm 1,5$ млн. лет.

Горизонт габброидов, налегающий на ультрабазиты мантийного комплекса, начинается кумулятивной зоной мощностью 180—200 м, состоящей из переслаивающихся полос полевошпатовых лерцолитов, оливковых габбро, троктолитов, анортозитов, клинопироксенитов, которая в Севанской зоне установлена в Джил-Сатанахачском и Левском массивах, а в Вединской — в разрозненных выходах Азизкендского массива [2].

Габброидный горизонт состоит из двух неравных по мощности подгоризонтов: верхнего (1,0—1,2 км) и нижнего (3,0—4,0 км), резко различающихся по микроструктурным особенностям и спектру слагающих пород. Оба подгоризонта в различной сохранности проявлены в Октемберянской скважине и в Црдутском массиве Вединской зоны и Джил-Сатанахачском—Севанской.

Нижний подгоризонт аллотриоморфнозернистых габбро, сложенный ритмично расслоенной (кумулятивной) серией, в Октемберянской скважине прослежен более чем на 700 м; в Црдутском массиве, будучи ограничен тектоническими нарушениями, имеет видимую мощность 550 м; Зодский массив в обнаженной части мощностью более 2,5 км сложен этим подгоризонтом [20]. В Джил-Сатанахачском массиве нижний подгоризонт представлен полным разрезом мощностью более 1,5 км. Габброиды нижнего подгоризонта с характерной аллотриоморфнозернистой структурой в Вединской зоне в основном представлены оливковыми габбро и габброноритами, а в Севанской — габброноритами и габбро, при подчиненном развитии в обеих зонах плагиоклазовых перидотитов, анортозитов, феррогаббро, феррогабброноритов. Интенсивно проявлена ритмическая расслоенность. Все разновидности пород массивов, лишенные признаков контактового воздействия, взаимных пересечений, ороговикования, явлений гибридизма, наличия ксенолитов, формировались на месте, внутри единого магматического тела.

Верхний подгоризонт офитовых габбро (контрастная габбро-плагиогранитовая серия) имеет мощность: в Октемберянской скважине — 650 м, Црдутском массиве — 950 м, Даштакарском (нацело сложенном породами этого подгоризонта) — 650 м, Джил-Сатанахачском — 450 м. Истинная мощность подгоризонта больше указанных величин, так как Црдутский массив прерывается тектоническими нарушениями, а остальные несогласно, с размывом перекрыты молодыми отложениями. Основные разновидности пород подгоризонта — офитовое габбро, в меньшей мере лейкогаббро, феррогаббро, редко плагиограниты и тоналиты. В Даштакарском и Црдутском массивах с офитовыми габбро верхнего уровня подгоризонта пластуются плагиограниты и тоналиты. В Джил-Сатанахачском массиве, в отличие от габброидов Вединской зоны, встречаются только жильные тела плагиогранитов, плагиоклазитов, кварц-плагиоклазовых (реже с калишпатом и биотитом) пегматитов, часть которых имеет метасоматический характер. Эти лейкократовые породы, составляющие менее 1% от общего объема массива, не могут

* Все аналитические работы автора выполнены в соответствующих лабораториях ИГи НАН Армении

быть аргументом в пользу отнесения интрузива к габбро-плагиогранитному ряду [29]. Встречающиеся в массиве кварцсодержащие породы, по количеству кремнезема соответствующие тоналитам, в действительности являются метасоматитами, в которых некоторая часть вторичного кварца в виде мелких бусинок располагается по периферии уралитизированных кристаллов клинопироксена, а подавляющая часть развивается реакционно, образуя агрегат, состоящий из мозаичных и волнисто погасающих зерен, нередко сопровождающихся эпидотом. Офитовая, таксофитовая структуры габбро, порфирировая — плагиогранитов, а также ярко выраженная зональность кристаллов плагиоклаза свидетельствуют о малоуглубинной обстановке формирования пород подгоризонта. Редко встречающаяся расслоенность, выраженная чередованием полос кварцевого габбро — тоналита плагиогранита (Даштакар), относится к последовательно дифференцированному типу [20]. Для офитовых габбро характерны обрастание кристаллов клинопироксена позднемагматической бурой роговой обманкой и наложенная уралитизация.

Переход между подгоризонтами постепенный, происходит в 60—70-метровой зоне, выражен сменой аллотриоморфнозернистой структуры офитовой при постепенном проявлении, а затем преобладании зональности кристаллов плагиоклаза.

Габброиды Вединской и Севанской зон эродированы в различной степени: на Зодском массиве глубина размыва достигает средних уровней нижнего подгоризонта, на Даштакарском и Црдутском снесена самая верхняя часть верхнего подгоризонта; в Октемберянском и Джил-Сатанахачском массиве — уничтожена верхняя половина верхнего подгоризонта.

Мощность габброидного горизонта по разрезам Вединской и Севанской зон и офиолитовых разрезов других регионов мира [21, 36, 35, 45, 48] составляет 4—5 км.

Полосчато-линейная текстура пород и магматическая расслоенность габбро офиолитовой серии отличаются малой выдержанностью по латерали. Различаются два типа ритмичной расслоенности — контрастный и постепенный [20]. Контрастный тип в обеих офиолитовых зонах региона представлен исключительно парагенезом Ол-Кли-Пл, образующим пару гомогенных пород: оливиновое габбро-анортозит. Возникновение этого типа обусловлено периодическим проявлением ликвации базальтического расплава, образующей две несмешивающиеся контрастные составляющие. В постепенном типе каждая полоса имеет асимметричное строение, при котором максимальное количество железо-магнезиальных минералов нижней части по вертикали постепенно уменьшается, вследствие чего у верхней границы слоя породы становятся абсолютно лейкократовыми. Образование такой расслоенности обусловлено гравитационно-кристаллизационной дифференциацией расплава, при котором у осаждающейся плоскости (условное дно прослоя) накапливаются железо-магнезиальные минералы.

Кроме ритмичной, в массивах габбро в целом устанавливается скрытая расслоенность, выраженная в прогрессивном увеличении содержания кремнезема от нижних горизонтов к верхним и изменении состава сквозных породообразующих минералов. Незональный битовнит (№ 87—88) оливиновых габбро нижнего подгоризонта в вертикальном направлении постепенно подкисляется до лабрадора (№ 55—56) в ядре зональных зерен и олигоклаза по краям в офитовых габбро или альбита (№ 8—9) в плагиогранитах верхнего уровня верхнего подгоризонта. Скрытая расслоенность проявляется также в постепенном увеличении содержания окиси железа в клинопироксенах от 5,84% в оливиновых габбро до 9,86% в офитовых габбро.

В последнее время, группа исследователей [12, 13] высказывает мнение о бонинитовом тренде развития пород верхнего габбро-диорит-

плагногранитового отрезка габбрового горизонта Севанской офиолитовой зоны. Это, по нашему мнению, не противоречит результатам наших исследований, изложенным в настоящей статье. Однако в вопросе взаимоотношений пород бонинитовой и толеитовой серий, представляющих единый горизонт габбро офиолитов, авторы для обоснования «разновозрастности» этих серий приводят подборку фактов, которые оказываются взаимоисключающими. Например, отмечая пересечение ультрабазитов габбрового горизонта (толеитовая серия) породами бонинитовой серии в долине р. Памбак [12, 13], они указывают, что «... сколько-нибудь перерывов во времени формирования толеитовой и бонинитовой частей офиолитового разреза не доказываемся...» [12, стр. 26]; неверно трактуется взаимоотношение габбро с диоритами и плагногранитами в Кясаманском (Бахор, Арпунк) массиве [13] и т. д.

В действительности, в долине р. Памбак при протрузивном внедрении, в определенной степени нагретые перидотиты разламывали и уничтожали кумулятивный слой основания габбро (толеитовая серия) и оказали контактово-метаморфическое воздействие на породы бонинитовой серии с образованием тонкополосчатых амфиболитов с роговиковой структурой, содержащих многочисленные прослои плагногранит-мигматитов*. Плагнограниты Кясаманского (Арпунк) массива относятся к послеофиолитовой контрастной низкокалиевой толеолит-плагнориолитовой серии [21], густая жильно-магматическая система которых образовала большой ореол гибридных габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов.

Некоторые вопросы петрологии габброидов

Химический состав и основные петрохимические параметры габброидов изученных массивов приведены в табл. 1.

Все разновидности пород отличаются резким преобладанием натрия над калием. Соответственно повышению кремнезема в породах неуклонно уменьшается содержание магнезия, особенно резко в плагногранитах. Величина железистости, характеризующая толеитовую тенденцию развития, неуклонно повышается от относительно основных разностей к кислым, причем выражены оба подтипа: феннеровский—увеличение суммарного железа при относительно постоянном уровне магнезии до образования феррогаббро, и собственно толеитовый—относительное повышение железистости вследствие резкого падения количества магнезия (плагнограниты).

Тождество строения коры океанического типа и офиолитового разреза, отмеченное многими авторами [23, 26, 28, 30, 33, 34, 40 и др.], получило общее признание. Формирование подобного разреза происходит в спрединговых зонах, зарождение и развитие которых в планетарных масштабах обусловлены раздвижением литосферных плит и подъемом магматического диапира в образующиеся камеры [28]. Таким образом, осевая часть спрединговой зоны является областью подъема и дивергенции конвенционного потока [36], способствующего проникновению магматического расплава [7, 10]. В новых малоуглубинных условиях (давление 6—8 кбар) при частичном (10—15%) плавлении лерцолита генерируются толеиты [10]. Основная часть расплава, занимающая магматическую камеру, рассекаясь по обе стороны осевой зоны спредингового хребта, образует горизонт габбро между комплексом параллельных даек и верхней мантией.

Средний состав пород Црдутского, Октемберянского и Джил-Сатанахачского массивов с относительно полным разрезом габбрового горизонта соответствует среднему габбро океанов [22], толеитовому

* Этот вопрос подробно рассмотрен в подготовленной к печати статье автора, посвященной плагногранит-мигматитам контактовой зоны.

Средние химические составы габброидов офиолитовых зон Армении

	Црдутский массив									Даштакарский массив				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1	2	3	4	5
SiO ₂	39,69	45,92	44,70	43,48	49,01	67,83	75,44	44,82	56,55	49,86	46,26	50,09	63,86	63,00
TiO ₂	0,18	0,24	0,99	0,20	0,47	0,51	0,28	0,31	0,44	0,59	1,18	0,35	0,35	0,26
Al ₂ O ₃	4,76	17,15	13,99	27,54	15,53	12,8	13,31	16,58	14,71	17,10	20,21	22,11	16,12	13,35
Fe ₂ O ₃	7,74	4,76	9,55	0,32	4,88	4,31	0,74	5,13	4,1	1,71	4,27	1,71	1,84	1,09
FeO	6,60	3,15	6,32	1,93	5,75	5,17	2,96	3,75	5,19	7,40	8,65	5,07	4,67	2,84
MnO	0,15	0,08	0,2	0,03	0,13	0,15	0,04	0,09	0,11	0,16	0,13	0,10	0,08	0,05
MgO	26,58	9,34	8,87	4,42	8,17	1,54	0,89	10,66	5,85	7,58	2,82	4,36	2,84	0,95
CaO	7,70	16,41	12,50	15,70	9,79	3,02	0,77	14,26	7,16	10,25	9,78	9,50	4,65	2,46
Na ₂ O	0,40	1,20	1,95	1,70	3,05	3,20	3,90	1,25	3,21	2,58	2,70	3,26	3,95	4,37
K ₂ O	0,05	0,07	0,12	0,02	0,31	0,25	0,18	0,06	0,28	0,53	0,45	0,35	0,31	0,26
P ₂ O ₅	0,04	0,07	0,03	0,02	0,1	0,23	0,09	0,06	0,12	0,08	0,05	0,06	0,06	0,08
H ₂ O	0,30	0,32	0,27	0,29	0,44	0,31	0,17	0,31	0,37	0,27	0,38	0,43	0,34	0,20
N п.п.	6,26	1,91	1,14	3,89	2,57	1,50	1,03	2,52	2,13	1,69	2,8	2,44	1,58	0,96
Сумма	100,45	100,62	100,63	99,29	100,04	100,83	99,80	99,81	100,22	99,80	99,68	100,83	100,65	99,85
a	0,8	2,8	4,6	4,5	7,2	7,3	8,2	3,0	7,6	6,6	7,5	8,6	9,1	9,6
e	2,4	9,0	4,9	20,2	6,9	3,6	0,9	8,5	6,1	8,4	7,7	12,1	5,7	3,7
b	56,8	34,8	38,3	14,8	29,0	13,2	11,0	36,0	21,2	26,4	24,6	16,0	11,9	6,5
s	40,0	53,4	52,2	60,5	56,9	75,9	79,9	52,5	65,1	55,6	60,2	63,3	73,3	80,2

Црдутский массив. Нижний подгоризонт: 1—Полевошпатовые перидотиты [1]*, 2—оливиновые габбро [6], 3—феррогаббро [2], 4—габбро-анортозиты [1]. Верхний подгоризонт: 5—габбро офитовые [4], 6—топалиты [1], 7—плагнограниты [1], 8—средний состав нижнего подгоризонта [10], 9—средний состав верхнего подгоризонта [6], Даштакарский массив: 1—габбро офитовые [5], 2—феррогаббро офитовые [2], 3—лейкогаббро [3], 4—топалиты [4], 5—плагнограниты [7].

* В скобках количество анализов.

	Зодский массив							Джил-Сатанахачский массив			
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4
SiO ₂	40,17	44,79	46,22	47,92	43,05	40,03	44,58	46,86	49,61	52,06	63,28
TiO ₂	0,18	0,18	0,23	0,53	1,8	2,30	0,10	0,36	0,35	0,47	0,36
Al ₂ O ₃	5,28	17,13	20,45	17,92	17,43	18,10	29,38	16,41	15,79	15,33	16,16
Fe ₂ O ₃	9,82	4,13	3,39	3,17	6,75	6,20	0,60	1,43	2,39	3,90	1,68
FeO	7,75	4,59	2,07	4,84	8,83	8,52	2,26	5,88	5,33	6,37	4,57
MnO	0,16	0,09	0,07	0,20	0,24	0,22	0,06	0,09	0,10	0,13	0,09
MgO	21,5	11,04	7,47	7,90	6,85	7,50	2,30	12,27	9,64	8,73	2,69
CaO	7,47	14,10	16,07	13,61	11,21	12,18	15,83	13,34	12,76	10,63	6,07
Na ₂ O	0,22	0,85	1,60	1,77	1,65	4,70	2,00	1,43	2,13	2,45	3,36
K ₂ O	0,10	0,10	0,19	0,07	0,07	0,07	0,25	0,10	0,13	0,24	0,36
P ₂ O ₅	0,29	0,03	0,03	0,04	0,06	0,09	0,05	0,05	0,20	0,06	0,17
Cr ₂ O ₃	0,09	—	0,19	—	—	—	—	—	0,02	0,04	0,01
H ₂ O	0,71	0,62	0,2	0,32	0,35	0,18	0,46	0,19	0,27	0,09	0,15
N п.п.	6,16	3,10	2,41	2,32	1,75	3,60	2,43	1,84	1,40	1,21	1,33
Сумма	99,9	100,37	100,59	100,61	100,04	100,70	100,29	100,25	100,12	100,71	100,28
a	0,4	2,1	4,1	4,1	3,9	4,1	5,9	3,3	4,6	5,6	8,0
c	3,1	10,8	12,6	8,4	10,4	11,1	21,2	7,7	8,0	7,3	7,0
b	53,9	34,4	27,1	30,6	32,4	33,5	10,6	35,9	31,2	28,4	11,3
s	42,6	52,7	56,2	56,9	53,3	51,3	62,3	53,1	56,2	58,7	73,7

Зодский массив: 1—полевошпатовые перидотиты [2], 2—оливиновые габбро [2], 3—габбро [4], 4—габбронориты [7], 5—феррогаббронориты [8], 6—феррогаббро [1], 7—анортозиты [8]. Джил-Сатанахачский массив: 1—оливиновые габбро [3], 2—габбро [8], 3—габбро офитовые [7], 4—«тоналиты» (амфиболизированные, соскюритизированные, окварцованные офитовые габбро).

базальту Срединно-Атлантического хребта [43], толеитам океанических хребтов ТОР-2 [10], абиссальных базальтов [22, 44]. Петрохимическая общность офиолитовых габбро с перечисленными породами океанической литосферы приводит к заключению, что исходный базальтический расплав исследованных интрузивов зарождался в океанической структуре в условиях, аналогичных для толеитов ТОР-2.

Дальнейшая эволюция оливин-толеитового расплава протекала при постоянном растяжении коры и расширении камеры в горизонтальном направлении, под броней горизонтов параллельных даек и шарово-годушечных лав суммарной мощностью в 1,8—2,2 км и слоя морской воды в 3,0—3,5 км, что обуславливало общее давление в 1,5 кбар.

Закономерности распределения пород в соответствии с эволюцией магматических процессов внутри интрузивов (в частности, на примере Црдутского массива) показывают, что дифференциация исходного оливин-толеитового расплава фронтальной части диализа привела к формированию двух дочерних составляющих, в последующем слагающих соответствующие подгоризонты, из которых нижний с более высокой основностью «в»=36 (табл. 1) соответствует эвкриту, а верхний — с «в»=21 — безоливиновому габбро по Дэли, кварцевому толеиту [7] или среднему долериту Карру [42], дальнейшая эволюция которых протекала автономно.

Эвкритовый расплав плагиоклаз-клинопироксенового анхи-эвтектического состава нижнего подгоризонта развивался многостадийно, что обусловлено периодическим изменением термобарических условий, парциального давления воды и кислорода, создающих расслоенное строение массивов, выраженное в одном случае образованием чередующихся с оливиновыми габбро слоев полевошпатовых перидотитов, в другом — контрастно-ритмично-расслоенным комплексом ликвационных пар оливиновое габбро-анортосит, а в третьем — феррогаббро. Все породообразующие процессы протекали в условиях острого дефицита кремнезема, на раннем этапе образуя парагенез Ол-Опи-Кпи-Пл (№ 72—73), в последующем безоливиновый, а в конце Пл (№ 66—67) — Кпи-Мгн, обосновывая этим феннеровский тип толеитового тренда.

Кварц-толеитовый расплав верхнего подгоризонта развивался в иных условиях. Прежде всего это малоглубинная фация кристаллизации «сухого» базальтического расплава, отраженная в быстрой индивидуализации лейстоватых кристаллов плагиоклаза, создающих с поздним клинопироксеном офитовую структуру. Нарастающее парциальное давление воды и кислорода вносило соответствующие коррективы в кристаллизацию базальтического расплава. Начальный парагенез Кпи-Пл (№ 55—56) довольно быстро сменился на Ам-Пл (№ 25—26), что отражено в образовании зональных кристаллов полевого шпата, а в завершающем этапе — Ам (Би) — Пл (№ 8—9) — Кв. Смена минеральных парагенезов отражает переход начального толеитового тренда в известково-щелочной.

Образование высококремнеземистых пород в габброидной серии имеет важное петрологическое значение, потому что развитие оливин-базальтового расплава в пределах тетраэдра Ол-Опи-Кпи-Пл ограничено ортопироксеновым барьером [18], исключающим возможность выведения гранитов. Это обстоятельство и недооценка вероятности перехода толеитовой линии развития при изменении водно-кислородных условий в известково-щелочную, по-видимому, принудили многих исследователей [8, 14, 15, 37, 38, 39, 42 и др.] прийти к мнению, что в расслоенных габброидных интрузивах, трапповых и долеритовых силах многих регионов мира появление гранитов на завершающем этапе дифференциации связано с явлениями ассимиляции кремнистых образований рамы и формированием гибридной магмы, в последующем выделившей гранофиры или пегматиты.

Основные пути дифференциации базальтического расплава по Фен-

неру и Боуэну в отдельности правомочны, и можно их примирить при внесении соответствующих коррективов. Ферровский тип относится к развитию «сухого» базальтического расплава, развивающегося в условиях закрытой системы в ограниченном ортопироксеновым барьером тетраэдре Ол-Опи-Кпи-Пл, при котором путем осаждения кристаллической фазы остаточный расплав постепенно обогащается железом, образуя в завершающем этапе феррогаббро. Боуэновский тип развивается в открытой системе, в условиях постепенного повышения парциального давления воды и кислорода, в тетраэдре Опи-Кпи-Пл-Кв, в условиях которого в остаточном расплаве постепенно повышается количество кремния, щелочей, железа, что способствует образованию комплекса пород известково-щелочной серии.

В дифференциации оливин-толеитового расплава, являющегося родоначальным для габбро офиолитовой серии, устанавливается поэтапный переход от толеитового направления развития к известково-щелочному. Количество воды до 1% в «сухом» базальтическом расплаве [19] недостаточно для развития известково-щелочной серии, для которой необходимы особые условия. Эти условия в габбровом горизонте, в частности в верхнем подгоризонте, создаются после отделения безводной кристаллической фазы, составляющей более 90% массы, после чего в остаточном магматическом расплаве сильно возрастает содержание воды (более 2%). К этому следует добавить, что при кристаллизации магмы в глубинных зонах горизонта габбро освобождающаяся вода отгоняется на краевые участки камеры, в результате чего в верхнем подгоризонте содержание воды превышает 4%, что вполне достаточно для генерации кислых пород [41]. Подтверждением изложенного является смена безводных минеральных парагенезов габбро (Ол, Пи, Пл) водосодержащими минералами (Ам, Би) в офитовых. С момента достижения достаточного количества воды и кислорода остаточный расплав развивается по известково-щелочному тренду. Из этого следует, что постепенное увеличение парциального давления воды и кислорода создает определенные условия для смены толеитовой линии развития офиолитовых габбро, вероятно, и всех расслоенных габбровых массивов и траплов, известково-щелочной линией.

Результаты экспериментов Осборна [46] по базальтовым расплавам при различных режимах парциального давления кислорода подтверждают изложенное мнение о том, что в определенных условиях водно-кислородного режима происходит переход от толеитовой линии развития в известково-щелочную. На диаграмме железистость-кремнезем с соответствующими кривыми кислородного режима [46], составы пород исследованных массивов располагаются на трендовых линиях Скаргаарда, толеитовой, а потом известково-щелочной серии, а на диаграмме отношение закисное / окисное железо-кремнезем с соответствующими кривыми кислородного режима [46] точки анализов офиолитовых габброидов располагаются на трендовых линиях Скаргаарда, траплов Сибирской платформы [39], толеитовой и известково-щелочной серии. На обеих диаграммах четко выделяется область, где породы с содержанием кремнезема 53—62% отсутствуют (этот интервал нами назван «андезитовым пробелом»), чем обосновывается выделение контрастно-дифференцированного габбро-плагногранитного или базальт-плагноофиолитового комплекса [21].

З а к л ю ч е н и е

1. Габброиды офиолитовых зон Армении и трансгрессивно перекрывающая их вулканогенная толща формировались в разных геодинамических условиях: офиолиты в зоне спрединга, а вулканисты — в примитивной островодужной системе.

2. Вулканогенная толща мощностью более одного километра со-

стоит из низкокалневой контрастной толент-плагнориолитовой серии, сформированной в верхней юре-нижнем мелу, и нормально дифференцированной трахибазальт-трахитовой серии — турон-верхнеконьякской.

3. Горизонт габброидов (мощностью 4—5 км) состоит из двух подгоризонтов: нижнего, аллотриоморфнозернистого, ритмично расслоенного с широким спектром набора габбро, и верхнего — контрастно дифференцированного офитового габбро-плагногранитного.

4. Габброиды нижнего подгоризонта генерировались из «сухого» оливин-базальтового расплава в условиях средних глубин по толентовому тренду, а верхнего — кварц-толентового расплава в приповерхностных условиях, при прогрессивном увеличении парциального давления воды и кислорода с преодолением «ортопироксенового барьера», по известково-щелочному тренду с генерацией тоналитов и плагногранитов.

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 22. VI. 1993.

Հ. Ա. ՂԱԶԱՐՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՍԵՎԱՆԻ ԵՎ ՎԵԴԻ ՉՈՆԱՆԵՐԻ ՕՖԻՈՒԼԻՏԱՅԻՆ
ԳԱԲՐՈԻԴՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ ԵՎ
ՊԵՏՐՈԳԵՆԵԶԻՍԻ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայաստանի Սևանի և Վեդու օֆիոլիտային զոնաներում համապատասխան ապարների կոմպլեքսներից խորը ողողամաշումից պահպանվել են միայն գաբրոների հորիզոնը և նրա տակի պերիդոտիտները, որոնք աններդաշնակ ծածկված են պարզ կղզաղեղային պատկանելության հակադիր տոլեիտապլագիոգիոլիտային սերիայի հիմքային լավանների հոսքերով:

Հանրապետության և աշխարհի բազմաթիվ օֆիոլիտային զոնաների կրտրվածքների համադրման վերլուծումով հիմնավորվում է օֆիոլիտային պատկանելիության 4,0—4,5 կմ հզորություն ունեցող գաբրոների հորիզոնի երկշերտայնությունը: Ստորին (հզոր. 3,0—4,0 կմ), կամ ութմիկ-շերտավորված, ենթահորիզոնի ապարները բաղկացած տարբեր միներալային կազմի գաբրոներից, առաջացել են «չոր» օլիվին-տոլեիտային հալոցքից, վարգաման տոլեիտային ուղիով Օ₁-Օպի-Կպի-Պ₁ տետրաէդրի սահմաններում: Վերին ենթահորիզոնի (հզոր. 1,0—1,2 կմ) օֆիտային գաբրոների, կամ հակադիր գաբրոպլագիոգրանիտային սերիայի ապարները ձևավորվել են ջրի և թթվածնի ճնշման բարձրացման պայմաններում, կրա-ալկալային ուղիով, Օպի-Կպի-Պ₁-Քվ տետրաէդրի սահմաններում:

Հիմնավորվում է ջրի և թթվածնի ճնշման հարաճուն բարձրացման պայմաններում, ընդհանուր գաբրոային ինտրուզիվում մագմատիկական վարգաման տոլեիտային ուղու անցումը կրա-ալկալայինի և ապացուցվում է որոշակի պայմաններում բազալտային հալոցքից դրանիտային ապարների առաջացումը:

H. A. KAZARIAN

PECULARITIES OF THE GEOLOGICAL STRUCTURES AND
PETROGENESIS OF OPHIOLITE GABBRODIS (ON THE EXAMPLES
OF THE SEVAN AND VEDI OPHIOLITE ZONES OF ARMENIA)

Of the corresponding rock complex after deep erosion in the ophiolite zones of Armenia the gabbro horizon with underlying ultrabasites which is

over lapped with contrast tholeiitic-plagioclitholitic series lavas of primitive arc-island elements is preserved. The gabbro horizon comprises two subhorizons of nonequal thicknesses. Rocks of the lower horizon (rhythmically stratified cummulative series) were generated along the tholeiitic trend from «dry» olivine-tholeiitic melt in Ol-Opx-Cpx-Pl tetrahedron. Ophitic gabbro of the upper horizon (contrast gabbro-plagioclitholitic series) was formed in the conditions of increasing partial pressure of water and oxygen along the calcalkaline trend in Opx-Cpx-Pl-Qv tetrahedron.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации — В кн.: Геология АрмССР, том III. Петрография. Интрузивные породы. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1966, с. 323—399.
2. Абовян С. Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Арм. ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 306 с.
3. Аванесян А. С. К вопросу о присутствии неокон-альбских отложений на южном склоне Севанского хребта (Малый Кавказ).—Вестн. МГУ, Геология, 1975, № 6, с. 92—100.
4. Агамалиян В. А., Кургиян Э. П. О спилит-диабазовом и габбро-поритовом комплексах офиолитовой серии, вскрытых скважиной 1—Октемберян (западная часть Араратской депрессии).—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, № 1, с. 26—37.
5. Арутюнян Г. С. О генезисе габброидов, приуроченных к гипербазитовым интрузиям (на примере северо-западной части Севанского хребта).—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1968, № 5, с. 18—24.
6. Богдановский О. Г., Закариадзе Г. С. и др. Sm-Nd возраст габброидов толеитовой серии офиолитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа.—Докл. АН РФ, 1992, т. 327, № 4—6, с. 566—569.
7. Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение базальтовых магм.—В кн.: Петрология верхней мантии. М. Мир, 1968, с. 132—227.
8. Даминова А. М. О роли кристаллизационной дифференциации и ассимиляции в образовании перед базальтового комплекса Центрального Таймыра.—Сов. геология, 1956, № 51, с. 75—91.
9. Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Суцеевская И. М. Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариация его состава.—Геохимия, 1979, № 2, с. 163—178.
10. Дмитриев Л. В., Соболев А. В. и др. Эволюция толеитового магматизма рифтовых зон мирового океана, 27-й Международный геол. конгр. Доклады, т. 6, ч. 1, секц. С—06, симп. 5—9—07—22. Геология мирового океана. М.: 1980, с. 147—154.
11. Жамойда А. И., Казинцева Л. И., Тихомирова Л. Б. Комплексы мезозойских радиоларий Малого Кавказа.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 2.
12. Закариадзе Г. С., Книписер А. Л. и др. История формирования и возраст плутонической части офиолитового комплекса Северо-Восточной части побережья оз. Севан.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1990, № 3, с. 17—30.
13. Злобин С. К., Закариадзе Г. С. Состав и геодинамические условия формирования плутонических серий офиолитов Севано-Акеринской зоны (Малый Кавказ).—Петрология, 1993, т. 1, № 4, с. 413—430.
14. Золотухин В. В. Особенности дифференцированного интрузива Тулай-Кирыка на Таймыре. Новосибирск: Наука, 1990, 110 с.
15. Золотухин В. В., Олейников Б. В. О кислых гибридных породах с р. Горбичени (Сибирская платформа).—В кн.: Материалы по генет. и эксперим. минералогии. Новосибирск: Наука, 1963, т. 1, с. 80—105.
16. Исмаил-Заде А. Д. Петрологические особенности габброидов офиолитового комплекса Малого Кавказа.—Изв. АН АзССР, Науки о Земле, 1982, № 1.
17. Исмаил-Заде А. Д. Габбро-троктолит-анортозитовый комплекс Малого Кавказа.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1984, № 5.

18. Подер Г. С., мл. Тилли К. О. Происхождение базальтовых магм. М.: ИЛ, 1965, 247 с.
19. Казарян Г. А. Роль ультраосновного магматизма в развитии Севанского офиолитового пояса. Ультраосновные магмы и их роль в металлогении. Тезисы докл. Владивосток, 1983, с. 23—24.
20. Казарян Г. А. Расслоенное габбро офиолитовой серии юго-восточной части Севанского хребта.— В кн.: Типоморфизм и парагенезис минералов. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, с. 122—139.
21. Казарян Г. А. Кислые вулканиты толентовой серии офиолитовых зон Республики Армения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1992, № 4, с. 3—13.
22. Кашинцев Г. А. Интрузивные породы.— В кн.: Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М., Наука, 1979, с. 38—60.
23. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975, 208 с.
24. Колман Р. Г. Офиолиты. Мир, 1979, 261 с.
25. Колман Р. Г. Красное море: малый океанический бассейн, образованный континентальным растяжением и спредингом морского дна. 27-ой Международный геол. конгресс. Доклады, т. 6, ч. 2, симп. 5—06—2.3. История и происхождение окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1984, с. 58—73.
26. Лемуан М. Офиолиты Альп и тектоника плит.— В кн.: Офиолиты в земной коре. Международный симп., М., Наука, 1973, с. 27—29.
27. Магакян Р., Соболев А. В. и др. Петрология дифференцированных бонититовых магм на примере мезозойской Малокавказской островной дуги. Петрология, 1993, т. 1, № 4, с. 431—448.
28. Монин А. С., Богданов Ю. А., Зоненшайн Л. П. Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. М., Наука, 1985, 260 с.
29. Морковкина В. Ф., Арутюнян Г. С., Гаврилова С. И. Некоторые вопросы петрогенезиса офиолитовой ассоциации Малого Кавказа.— В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М., Наука, 1977, с. 183—213.
30. Мурс Э. М., Вайн Д. Дж. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., Мир, 1973, с. 50—74.
31. Паланджян С. А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971, 200 с.
32. Паффенгольц К. И. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1970, 432 с.
33. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1964, № 6, с. 6—23.
34. Пущеровский Ю. М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли. Чтения им. В. И. Вернадского, XXVI, М.: Наука, 1986, 28 с.
35. Пущин И. К. Экспедиция к желобу Тонга.— Природа, 1983, № 9, с. 25—27.
36. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981, 586 с.
37. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970, 551 с.
38. Ускер Ф. и Польшерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза.— В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М.: ИЛ, 1950, с. 6—182.
39. Флюкстистов Г. Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов. М.: Наука, 1978, 1966 с.
40. Хатчисон Ч. С. Офиолиты юго-востока Азии.— В кн.: Офиолиты в земной коре. Международный симпозиум. М.: Наука, 1973, с. 29—32.
41. Шарков Е. В., Синдеев А. С. Ортопироксеновый барьер и происхождение андезитовых серий магматических горных пород. Геотектоника, 1981, № 5, с. 627—636.
42. Эдвардс А. Б. Дифференциация в долеритах Тасмании.— В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. ИЛ, 1950, с. 182—243.
43. Melson W. G. and Thompson G. Glassy abyssal basalts Atlantic sea-floor near secondary clay minerals. Geol. Soc. Amer. Bull. 1973, 84, p. 703—716.
44. Miyashiro A., Shido F. and Ewing M. Crystallization and differentiation in abyssal

tholeiites and gabbros from mid-oceanic ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1970, v. 7, N 4, p. 361—365.

45. Moseley F., Abbotts J. L. A geological map of the Masirah ophiolite complex, Oman Overseas Geology and Mineral Resources. 1984, N 62, p. 1—5.
46. Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magmas. *Amer. J. Sci.* 1959, 257, p. 609—647.
47. Pearce S. A. Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalt. *J. Petrology*, 1976, v. 17, N 1, p. 15—43.
48. Rassios A., Beccalura L., Bortolotti V., Movrides A. and Moores E. M. The Vourinos ophiolitic complex. «*Ophioliti*», 1983, v. 8, p. 275—291.
49. Zakariadze G. S., Knipper A. L., Sobolev A. V., Tsamerian O. P., Dmitriev L. V., Vishnevskaya V. S., Kolesov G. M. The ophiolite volcanic series of the Lesser Caucasus. «*Ophiolit*», 1983, 8(3), p. 439—466.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1994, XLVII, № 3, 31—37

В. А. АГАМАЛЯН

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ГАББРОВАЯ ФОРМАЦИЯ АРМЕНИИ

Приводится геолого-петрологическая характеристика докембрийской габбровой формации Армении, которая ранее объединялась с мезозойской габбровой формацией Апаранского района. Она представлена зеленокаменными габбро и актинолитовыми сланцами по исходно нормальным меланократовым оливиновым габбро и генетически связана со становлением верхнепротерозойской окраинно-континентальной базальтовой серии порфиритондов грукской свиты.

Докембрийская габбровая формация выделяется в арзаканской части Цахкуняцкого кристаллического массива. Петротипом данной формации является Далларский массив, расположенный в 4-х км к северу от с. Арзакан, впервые описанный в 1937 г. К. Н. Паффенгольцем [6]. Нами закартирован ряд новых массивов в районе селений Арзакан и Бжни [1].

Ряд исследователей (В. Н. Котляр [5], Г. П. Багдасарян [4], З. О. Чибухчян [7] и др.) рассматривали габбро Арзаканского района совместно с габбро и габбро-диабазами Апаранского района ввиду того, что мезозойская Апаранская серия ошибочно относилась к древнему метаморфическому комплексу [2].

Наши исследования позволяют выделить в пределах Цахкуняцкого хребта две разновозрастные формации габбро: докембрийскую формацию габбро далларского типа и мезозойскую формацию габбро лусагюхского типа. Докембрийские габбро полностью метаморфизованы в фации зеленых сланцев, без сохранения первично-магматических минералов и рассланцованы в периферических частях интрузивов до степени зеленых сланцев, тогда как мезозойская формация габбро прорывает нижнебайосскую лусагюхскую свиту Апаранской серии мезозоя и подстилающую сланцевую толщу докембрия, однако не рассланцована и содержит первично-магматические кристаллы пироксена и основного плагиоклаза, отсутствующие в докембрийском габбро.

Далларский массив имеет овальную форму, вытянутую в меридиональном направлении, размером 1×0,5 км. Сложен крупнозернистым альбит-эпидот-актинолитовым габбро зеленого цвета, переходящим по периферии массива в рассланцованные разности. Габбро состоит из крупных выделений зеленого амфибола размером 1—10 см и белых или желтоватых выделений альбита и эпидота по первичному плагиоклазу тех же размеров. Наблюдаются значительные вариации в содер-

tholeiites and gabbros from mid-oceanic ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1970, v. 7, N 4, p. 361—365.

45. Moseley F., Abbotts J. L. A geological map of the Masirah ophiolite complex, Oman Overseas Geology and Mineral Resources. 1984, N 62, p. 1—5.
46. Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magmas. *Amer. J. Sci.* 1959, 257, p. 609—647.
47. Pearce S. A. Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalt. *J. Petrology*, 1976, v. 17, N 1, p. 15—43.
48. Rassios A., Beccalura L., Bortolotti V., Movrides A. and Moores E. M. The Vourinos ophiolitic complex. *«Ofioliti»*, 1983, v. 8, p. 275—291.
49. Zakariadze G. S., Knipper A. L., Sobolev A. V., Tsamerian O. P., Dmitriev L. V., Vishnevskaya V. S., Kolesov G. M. The ophiolite volcanic series of the Lesser Caucasus. *«Ofioliti»*, 1983, 8(3), p. 439—466.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1994, XLVII, № 3, 31—37

В. А. АГАМАЛЯН

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ГАББРОВАЯ ФОРМАЦИЯ АРМЕНИИ

Приводится геолого-петрологическая характеристика докембрийской габбровой формации Армении, которая ранее объединялась с мезозойской габбровой формацией Апаранского района. Она представлена зеленокаменными габбро и актинолитовыми сланцами по исходно нормальным меланократовым оливиновым габбро и генетически связана со становлением верхнепротерозойской окраинно-континентальной базальтовой серии порфиритондов грукской свиты.

Докембрийская габбровая формация выделяется в арзаканской части Цахкуняцкого кристаллического массива. Петротипом данной формации является Далларский массив, расположенный в 4-х км к северу от с. Арзакан, впервые описанный в 1937 г. К. Н. Паффенгольцем [6]. Нами закартирован ряд новых массивов в районе селений Арзакан и Бжни [1].

Ряд исследователей (В. Н. Котляр [5], Г. П. Багдасарян [4], З. О. Чибухчян [7] и др.) рассматривали габбро Арзаканского района совместно с габбро и габбро-диабазами Апаранского района ввиду того, что мезозойская Апаранская серия ошибочно относилась к древнему метаморфическому комплексу [2].

Наши исследования позволяют выделить в пределах Цахкуняцкого хребта две разновозрастные формации габбро: докембрийскую формацию габбро далларского типа и мезозойскую формацию габбро лусагюхского типа. Докембрийские габбро полностью метаморфизованы в фации зеленых сланцев, без сохранения первично-магматических минералов и рассланцованы в периферических частях интрузивов до степени зеленых сланцев, тогда как мезозойская формация габбро прорывает нижнебайосскую лусагюхскую свиту Апаранской серии мезозоя и подстилающую сланцевую толщу докембрия, однако не рассланцована и содержит первично-магматические кристаллы пироксена и основного плагиоклаза, отсутствующие в докембрийском габбро.

Далларский массив имеет овальную форму, вытянутую в меридиональном направлении, размером 1×0,5 км. Сложен крупнозернистым альбит-эпидот-актинолитовым габбро зеленого цвета, переходящим по периферии массива в рассланцованные разности. Габбро состоит из крупных выделений зеленого амфибола размером 1—10 см и белых или желтоватых выделений альбита и эпидота по первичному плагиоклазу тех же размеров. Наблюдаются значительные вариации в содер-

жании калиевых минералов, которые местами почти отсутствуют с переходом породы в почти мономинеральный амфиболит. Имеются значительные колебания в размере зерен с постепенными переходами как в гигантозернистые, так и в средне- и мелкозернистые разновидности.

Ряд более мелких массивов габбро размером от 600 до 50 м отмечен к западу и востоку от Далларского массива на расстоянии до 3-х км. Они характеризуются большей степенью рассланцованности пород с переходом по периферии массивов в волокнистые актинолитовые сланцы. Габбро прорываются как кварц-слюдяные сланцы и мраморы среднего протерозоя, так и филлиты и порфиритоиды верхнего протерозоя, местами с апофизами и сохранившимися резкими эруптивными контактами.

Зеленокаменные габбро этой формации метаморфизованы в одинаковой степени с зелеными сланцами верхнепротерозойской серии, но в значительно меньшей степени, чем гранат-слюдяные сланцы среднепротерозойской (нижней) серии. Габбро прорываются и метасоматически изменяются под воздействием гранито-гнейсов с переходом в амфибол-биотитовые габбро, а также прорываются неокомскими тоналаитами Агверанского интрузива и рядом даек пироксен-роговообманковых габбро-диоритов и диоритовых порфиритов, посткинematических по отношению к сланцевой толще докембрия. В пределах наиболее молодой — агверанской свиты докембрия габбро этой формации отсутствуют, их галька встречается в базальных конгломератах этой свиты на правом борту ущ. р. Даллар. Наблюдается приуроченность габбро к порфиритоидам грукской свиты и к горизонтам, непосредственно подстилающим эту свиту. Близость вещественного состава и степени метаморфизма и пространственная совмещенность свидетельствуют о тесной генетической связи между габбро и порфиритоидами грукской свиты.

Под микроскопом зеленокаменные габбро в массивных разновидностях имеют хорошо сохранившуюся габбровую (бластогаббровую), местами типичную офитовую и пойкилоофитовую структуры, переходящие вследствие рассланцевания на периферии массивов в нематобластовую и фибробластовую структуру. Минеральный состав представлен: главные минералы — амфибол, альбит, эпидот-клиноцоизит; второстепенные минералы — хлорит, карбонат, серицит, бурая роговая обманка; акцессорные минералы — ильменит, рутил, магнетит, сфен, апатит. Количественно-минеральный состав пород габбровой формации приведен в табл. 1.

Таблица 1

Количественно-минеральный состав габбро (%)

NN п/п	NN обр	Am	Pl	Chl	Ep	Sph	Ap	Ore	Место взятия
1.	561	71	14	4	6	1	1	3	Далларский массив, в 4 км на С от с. Арзакан
2.	792	74	16	4	2	+	1	3	—»—
3.	116	65	23	4	1	2	+	5	—»—
4.	537	63	11	6	14	+	2	4	Грукский массив, в 2 км к ССЗ от с. Арзакан
5.	134	58	30	3	1	3	+	5	—»—
6.	136	80	15	2	—	+	+	3	Массив в 5 км на СЗ от с. Арзакан
7.	1221	60	15	4	11	9	+	1	Массив в 4,5 км —»—

Обозначения минералов: Am—амфибол, Ap—апатит, Chl—хлорит, Ep—эпидот, Ore—рудный минерал, Pl—плагиоклаз, Sph—сфен.

На примере габбровой формации можно проследить стадии структурно-минералогических преобразований в зависимости от нарастающей интенсивности стресса при одних и тех же условиях зеленостанце-

вого метаморфизма. В нерассланцованных центральных частях выходов габбро сохраняется исходная массивная текстура, офитовые и пойкило-офитовые соотношения между сохранившимися формами исходного пироксена псевдоморфозами бесцветного уралита и смеси альбита и клиноцоизита по таблитчатым формам первичного плагиоклаза, а также крупные «скелетные» формы ильменита, замещенные лейкоксеном и рутилом. В частично рассланцованных разностях наблюдается «очищение» плагиоклаза с переходом в гранулированный чистый альбит, отороченный сегрегационными полосами эпидот-хлоритовых продуктов распада исходного анортита. При этом бесцветный уралит первой стадии замещается светло-зеленым волокнистым актинолитом, лейкоксен собирается в кристаллы и полосы сфена, и структура породы переходит в грано-нематобластовую. В конечную стадию рассланцевания при максимальном уровне стресса порода переходит в фибробластовый эпидот-альбит-актинолитовый сланец, где все минералы вытянуты в струйки, вплоть до образования плейчатого сланца, отличающегося от вмещающего порфиритоида обилием амфибола.

Ниже приводятся оптические особенности минералов, которые имеют важное значение для корреляции различных массивов и особенно при идентификации докембрийских терригенных компонентов в более молодых отложениях фанерозоя.

Уралит слагает в массивных габбро крупные (до 10—20 мм) соосные псевдоморфозы с каемкой зеленого актинолита. По оптическим свойствам: $N_g = 1,643—1,650$, $N_p = 1,621—1,625$, $c:N_g = 16—17^\circ$, $2V = -76—80^\circ$, относится к тремолиту-актинолиту с 20—40% ферроактинолита. **Сине-зеленая роговая обманка** замещает уралит и характеризуется отсутствием автоморфных кристаллографических ограничений. Оптические свойства варьируют вследствие зональности минерала: с увеличением интенсивности окраски происходит увеличение угла угасания в пределах $c:N_g = 16—24^\circ$, двупреломление уменьшается от 0,022 до 0,017, угол оптических осей от -75 до -60° . Наиболее густоокрашенная зона имеет $N_g = 1,680$, $N_p = 1,662$. В массивных разностях сохранились реликты первичной **бурой роговой обманки** с призматической огранкой по 110 и с оптическими свойствами: $c:N_g = 16^\circ$, $2V = -80^\circ$, $N_g - N_p = 0,015$.

Минералы группы эпидота образуют зональные кристаллы, которые с увеличением уровня стресса варьируют от бесцветного цоизита и клиноцоизита до ярко желтого эпидота с увеличением двупреломления от 0,007 до 0,032 из-за увеличения содержания железа. **Хлорит** играет заметную роль и приурочен к участкам дробления в виде сноповидных и чешуйчатых выделений в тесном срастании с амфиболом и по оптическим свойствам: N_g —желтоватая, N_p —сине-зеленая;» $N_g = 1,657$, $2V = +13$, относится к Mg —прохлориту. **Апатит** образует кристаллы до 1 мм и по оптическим свойствам: $N_o = 1,643$, $N_e = 1,640$ относится к фторапатиту.

Химизм габбровой формации верхнего протерозоя рассматривается на основании 7-и химических анализов (табл. 2), из коих 4 приводятся впервые и 3 взяты из литературы. Не рассматривается известный, по данным К. Н. Паффенгольца [6], химанализ биотитового габбро Далларского массива, который выладевает из сообщества пород ввиду высокого содержания $K_2O = 4,53\%$, очевидно под метасоматическим воздействием на габбро апофизы гранито-гнейса. Нормативно-минералогический пересчет анализов (нижняя часть табл. 2) показывает, что исходные породы состояли из оливина, клинопироксена и основного плагиоклаза при практическом отсутствии ортопироксена, т. е. они представлены нормальным габбро при отсутствии норитов. Наличие нормативного нефелина в более основных разностях отражает принадлежность исходной магмы к щелочно-оливиновому базальту. Петрохимические особенности показаны на диаграммах рис. 1. По соотноше-

Химические составы докембрийской габбровой формации Армении

NN п/п	1	2	3	4	5	6	7
NN обр	136	561 ^a	1—Н	116	134	1935	99
SiO ₂	41,53	44,50	45,42	45,57	47,11	49,40	49,97
TiO ₂	1,35	1,50	1,17	1,00	1,22	3,20	1,54
Al ₂ O ₃	12,16	14,25	18,69	14,33	16,89	14,09	15,04
Fe ₂ O ₃	7,26	4,90	1,66	4,93	5,72	7,01	3,95
FeO	7,55	8,30	7,18	7,44	6,21	5,52	6,55
MnO	н. опр	0,10	н. опр	0,09	н. опр.	0,15	0,16
MgO	15,51	9,00	10,02	8,96	8,34	4,52	6,58
CaO	8,71	11,30	10,29	11,72	9,71	10,24	10,47
Na ₂ O	3,07	3,00	2,96	2,80	3,34	4,07	3,53
K ₂ O	0,19	0,80	0,76	0,30	0,43	0,65	0,49
H ₂ O ⁺	3,21	1,49	0,81	1,54	1,60	1,01	1,64
H ₂ O ⁻	н. опр	0,17	0,14	н. опр	н. обн	0,17	0,06
S _{обн}	0,12	0,87	н. опр	0,90	0,19	н. опр	н. опр
Сумма	100,66	100,18	99,10	99,58	100,76	100,03	99,98

Нормативный минеральный состав

Оливин	25,48	12,42	21,66	11,94	13,02	—	4,11
Диопсид	19,76	27,06	12,77	26,71	14,71	24,56	23,09
Гиперстен	—	—	—	—	0,07	0,57	6,50
Ортоклаз	1,15	4,84	4,58	1,83	2,57	3,89	2,95
Альбит	13,52	14,84	14,86	20,85	28,55	34,84	30,39
Анортит	19,36	23,61	36,14	26,41	30,14	18,48	24,17
Нефелин	7,13	6,04	5,77	1,92	—	—	—
Кварц	—	—	—	—	—	1,60	—
Магнетит	10,82	7,28	2,4	7,36	8,38	9,92	5,83
Ильменит	2,62	2,92	2,26	1,96	2,34	6,15	2,98
Пирит	0,23	1,67	—	1,73	0,36	—	—

Опись анализов. 1—актинолитолит, массив Ггук, в 2,5 км к СЗ от с. Арзакан; 2—апогаббровый эпидотовый амфиболит, Далларский массив, 5 км на С от с. Арзакан; 3—амфиболитизированное габбро Далларского массива [6]; 4—эпидот-амфиболовое габбро Далларского массива; 5—актинолит-эпидотовое метагаббро, массив Ггук; 6, 7—амфиболитизированные габбро Далларского массива [6].

нию сумма щелочей-кремнезем (рис. 1а) составы пород располагаются в поле 12-габбро и диорита по Миддлему [11] с переходом наиболее кислой разности (пр. 7) в поле 13-кварцевого диорита, а наиболее основная разность (пр. 1) пикробазальтового состава оказывается вне очерченных полей. По уровню щелочности (жирная линия) по Ирвину и Барагару [10] составы пород переходят из области щелочно-оливиновых (Alk) в область субщелочных (SubAlk) базальтов. По классификационной диаграмме плутонических пород P—Q по Дебону и Ле Форту [8] на рис. 1b составы кучно располагаются в поле 12-габбро. По диаграмме AFM по Ирвину и Барагару [10] на рис. 1d проявляется толентовая (ТН) природа состава пород с переходом наиболее кислой разности (пр. 7) в известково-щелочное (СА) поле. Разделение толентов по диаграмме Йенсена [9] на рис. 1с выявляет их принадлежность к высскожелезистым толентам (НFT), при этом наиболее основная разность (пр. 1) относится к базальтовым коматиитам (ВК).

Приведенные петрохимические особенности характеризуют докем-

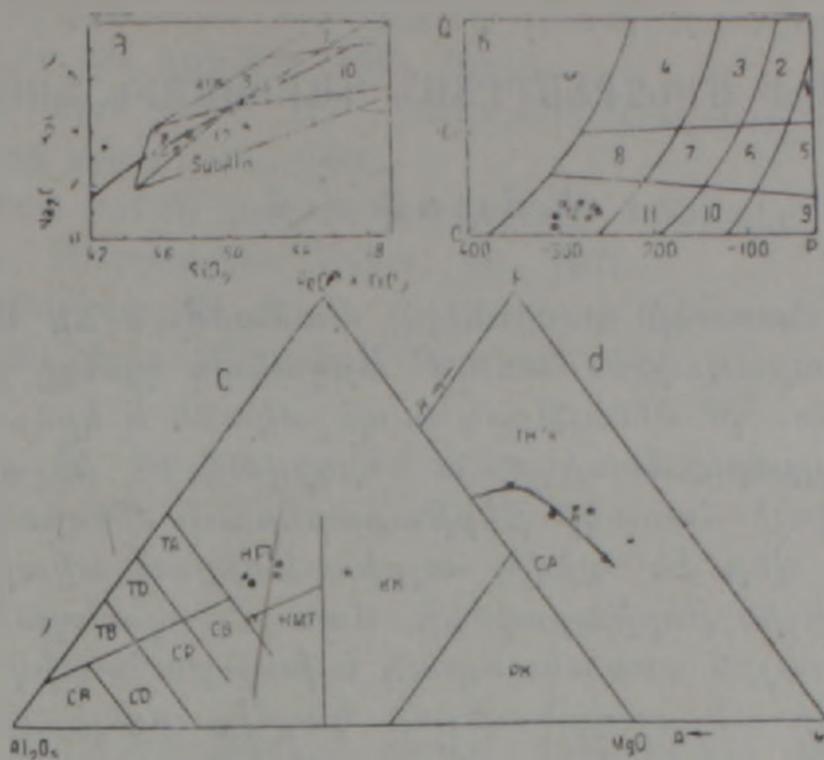


Рис. 1. Петрохимические диаграммы докембрийской габбровой формации Армении. а—Диаграмма сумма щелочей-кремнезем (фрагмент). Составы плутологических пород по Миддлему [11], линия раздела субщелочных и щелочных типов пород по Ирвину и Барагару [10]. б—Диаграмма P—Q классификации изверженных пород по Дебону и Лефорту [8] (фрагмент), где $P=K-(Na+Ca)$, $Q=Si/3-(K+Na+2Ca/3)$. Составы пород кучно располагаются в поле 12-габбро. с—Диаграмма Йенсена [9] по разделению толеитов и коматиитов. Большинство составов располагается в поле высокожелезистых толеитов (НФТ), а наиболее основная разность (пр. 1) оказывается в поле базальтовых коматиитов (ВК). д—Диаграмма АЕМ по Ирвину и Барагару [10]. Проявляется толеитовая природа пород (ТН) с переходом наиболее кислой разности (пр. 7) в известково-щелочное поле (СА).

брийскую габбровую формацию Армении как состоящую из нормально-оливинового габбро преимущественно меланократового состава.

Содержания элементов-примесей следующие (г/т): Ni=407, Co=221, V=266, Cr=760, Cu=233, Zn=70, Ca=30, Sr=23, Ba—сл, Li=10, Sc=13. По сравнению с основными породами они обогащены элементами группы железа, медью, галлием и обеднены барием, стронцием, литием, скандием и цинком. Эти геохимические особенности характеризуют их как меланократовое габбро, что соответствует их петрохимической характеристике.

Приведенные геолого-петрологические данные позволяют выделить докембрийскую габбровую формацию, представленную нормальным оливиновым габбро меланократового состава, связанную со становлением верхнепротерозойской окраинно-континентальной базальтовой серии порфиритоидов грукской свиты [3]. В результате регионального зеленосланцевого метаморфизма они изохимически преобразованы в уралитовое габбро и актинолитовые сланцы.

Институт геологических наук

НАН РА

Поступила 4. VII. 1994.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՄԻՆԵՐԱԿԱՆ ԳԱՐՐՈՒՄԻՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Մինչքեմբրյան հասակի գաբրոները տարածված են Մաղկունյաց բյուրեղային դանգվածի հարավային մասում՝ Արզական գյուղի շրջանում, ուր կապվում են մինչև 1 քառ. կմ մեծությամբ ոսպնյակաձև և երկարաձիգ մարմիններ, ինչպես օրինակ Դալլարի մասիվը, և ներդրված են ինչպես միջին, այնպես էլ վերին պրոտերոզոյի հասակի թերթաքարերում: Խեզիոնալ մետամորֆիզմի հետևանքով նրանք վեր են ածվել ալբիտ-էպիդոտ-ակտինոլիտային ապարների և ակտինոլիտային թերթաքարերի, մասամբ պահպանելով իրենց սկզբնական գաբրո-օֆիտային ստրուկտուրան և խոշորահատիկ կառուցվածքը:

Հետազոտողների մեծամասնության կողմից սույն ապարները նույնացվում էին Ապարանի շրջանում տարածված մեզոզոյի հասակի գաբրոների հետ [4, 5, 6, 7] քանի որ Ապարանի շերտախումբը սխալմամբ դասվում էր հնագույն մետամորֆային կոմպլեքսի շարքին:

Հստ իր երկրաբանական դիրքի և պետրոլոգիական առանձնահատկությունների մինչքեմբրյան գաբրոային ֆորմացիան ծագումով սերտ կապված է վերին պրոտերոզոյի հասակի գհուղի պորֆիրիտոիդային շերտախմբի մայրցամաքի ծայրամասային տիպի բուզալտային սերիայի [3] կազմավորման հետ: Այն ի սկզբանե ներկայացված է եղել նորմալ օլիվինային մելանոկրատ գաբրոներով, որոնք ռեզիոնալ մետամորֆիզմի հետևանքով վեր են ածվել ներկայիս ալբիտ-էպիդոտ-ակտինոլիտային գաբրոների և թերթաքարերի:

V. A. AGAMALIAN

PRE-CAMBRIAN GABBRO FORMATION OF ARMENIA

Green schist gabbro of albite-epidote-actinolite composition with coarse gabbro-ophitic texture well preserved in some places forms some lens-like and elongated bodies up to 1 sq. km in area, intruded in the Pre-Cambrian schist pile of the Tsakhkuniatz crystalline massif. According to geological and petrological features they present initially normal melanocrate olivine gabbro, genetically related to development of the Upper Proterozoic porphyritoid Ghuge suite of continental margin basalt formation. Gabbro together with the host basalt undergo the Upper Proterozoic isochemical regional metamorphism of greenschist facies.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Агамалян В. А. Древние метаморфические комплексы территории Армении и их тектоническое положение.— Мат. докл. 2-го Регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карнатам, Ереван: 1973. Тбилиси: Изд. КИМС, 1978, с. 109—115.
2. Агамалян В. А. Мезозойский аккреционный комплекс (Апаранская серия) Цахкуниязского хребта Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, № 2, с. 13—24.
3. Агамалян В. А. Докембрийский вулканизм Армении.— Изв. ИАН РА, Науки о Земле, т. 46, 1994, № 1—2, с. 7—23.
4. Багдасарян Г. П., Чибухчян З. О. Габбровая формация, Байкальский тектономагматический этап.— В кн.: Магматические и метаморфические формации Армянской ССР, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, с. 55—58.
5. Котляр В. Н. Памбак. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958, 228 с.
6. Паффенгольц К. П. Геологический очерк Арзакентского района (Армения). Ереван: 1938, 38 с.

7. Чибухчян З. О. Интрузивные комплексы Арзаканского кристаллического массива. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, 184 с.
8. Debon F. and Le Fort P. F. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. 1983.
9. Jensen L. S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Dep. of Mines, Miscellaneous Paper, 66, 1976.
10. Irvine T. N. and Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 8, 1971, pp. 523—548.
11. Middlemost E. A. K. Magma and Magmatic rocks. Longman Group Limited, Essex, 1985.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1994, XLVII, № 3, 37—42

Т. А. АВАКЯН

ФОРМАЦИОННЫЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДИАТОМИТОВ АРМЕНИИ

Рассмотрены главные типы субформации вулканогенно-диатомитовой формации и их роль при качественной характеристике месторождений диатомитов.

Изучение плиоцен-четвертичной вулканогенно-диатомитовой формации Армении [2] позволило обособить в объеме формации следующие субформации (табл. 1). Каждая из них характеризуется своим парагенезисом, продуктивностью диатомового компонента и его качеством.

Как видно, состав субформации определяется соотношением эффузивного, вулканокластического, вулканотерригенного и терригенного материала, а также гидротермального, кремнистого и карбонатного вещества. Вариации содержаний диатомитового материала с лавами, пирокластами, вулканогенно-терригенными, а также собственно терригенными продуктами (рис. 1) обнаруживают прежде всего корреляцию с составом продуктов вулканизма [3].

В западной и северо-западной частях региона диатомиты ассоциируют с полями вулканитов андезито-базальтового, андезито-дацитового состава, в центральной части региона — с вулканитами андезито-базальтового, а также липаритового, в южной части — трахибазальтового, трахиандезитового, дацитового и липаритового состава (табл. 1).

Усредненные содержания пород вулканогенно-диатомитовой формации следующие: диатомиты — 30—50%, глинистый диатомит и диатомовая глина — 40—65%, смешанные туфо-диатомовые породы — 20—30%, пирокласты — 15—35%, лавы — 10—30%, вулканогенно-терригенные — 25—35%, терригенные — 20—35%.

Выделены следующие типы субформаций.

Эффузивно-диатомитовая субформация. Преобладают в разрезах лавы, которые с диатомитовыми отложениями (месторождениями) находятся в следующих взаимоотношениях: а) надлазовые отложения диатомитов — месторождения Джрадзорское, Парпийское, Гндевазское и др.; б) диатомитовые отложения размещены между лавами — Нурнусское, Шамбское, Арзнийское, Воротанское; в) диатомитовые отложения размещены под лавовой толщей — месторождения Карнутское, Шамбское, большинство месторождений Сиснанской группы, Нурнусское, Арзнийское.

Наиболее качественными являются надлазовые диатомитовые отложения (Джрадзорское, Гндевазское, Парпийское и др. месторож-

7. Чибухчян З. О. Интрузивные комплексы Арзаканского кристаллического массива. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, 184 с.
8. Debon F. and Le Fort P. F. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. 1983.
9. Jensen L. S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Dep. of Mines, Miscellaneous Paper, 66, 1976.
10. Irvine T. N. and Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 8, 1971, pp. 523—548.
11. Middlemost E. A. K. Magma and Magmatic rocks. Longman Group Limited, Essex, 1985.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1994, XLVII, № 3, 37—42

Т. А. АВАКЯН

ФОРМАЦИОННЫЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДИАТОМИТОВ АРМЕНИИ

Рассмотрены главные типы субформации вулканогенно-диатомитовой формации и их роль при качественной характеристике месторождений диатомитов.

Изучение плиоцен-четвертичной вулканогенно-диатомитовой формации Армении [2] позволило обособить в объеме формации следующие субформации (табл. 1). Каждая из них характеризуется своим парагенезисом, продуктивностью диатомового компонента и его качеством.

Как видно, состав субформации определяется соотношением эффузивного, вулканокластического, вулканотерригенного и терригенного материала, а также гидротермального, кремнистого и карбонатного вещества. Вариации содержания диатомитового материала с лавами, пирокластами, вулканогенно-терригенными, а также собственно терригенными продуктами (рис. 1) обнаруживают прежде всего корреляцию с составом продуктов вулканизма [3].

В западной и северо-западной частях региона диатомиты ассоциируют с полями вулканитов андезито-базальтового, андезито-дацитового состава, в центральной части региона — с вулканитами андезито-базальтового, а также липаритового, в южной части — трахибазальтового, трахиандезитового, дацитового и липаритового состава (табл. 1).

Усредненные содержания пород вулканогенно-диатомитовой формации следующие: диатомиты — 30—50%, глинистый диатомит и диатомовая глина — 40—65%, смешанные туфо-диатомовые породы — 20—30%, пирокласты — 15—35%, лавы — 10—30%, вулканогенно-терригенные — 25—35%, терригенные — 20—35%.

Выделены следующие типы субформаций.

Эффузивно-диатомитовая субформация. Преобладают в разрезах лавы, которые с диатомитовыми отложениями (месторождениями) находятся в следующих взаимоотношениях: а) надлазовые отложения диатомитов — месторождения Джрадзорское, Парпийское, Гндевазское и др.; б) диатомитовые отложения размещены между лавами — Нурнусское, Шамбское, Арзнийское, Воротанское; в) диатомитовые отложения размещены под лавовой толщей — месторождения Карнутское, Шамбское, большинство месторождений Сиснанской группы, Нурнусское, Арзнийское.

Наиболее качественными являются надлазовые диатомитовые отложения (Джрадзорское, Гндевазское, Парпийское и др. месторож-

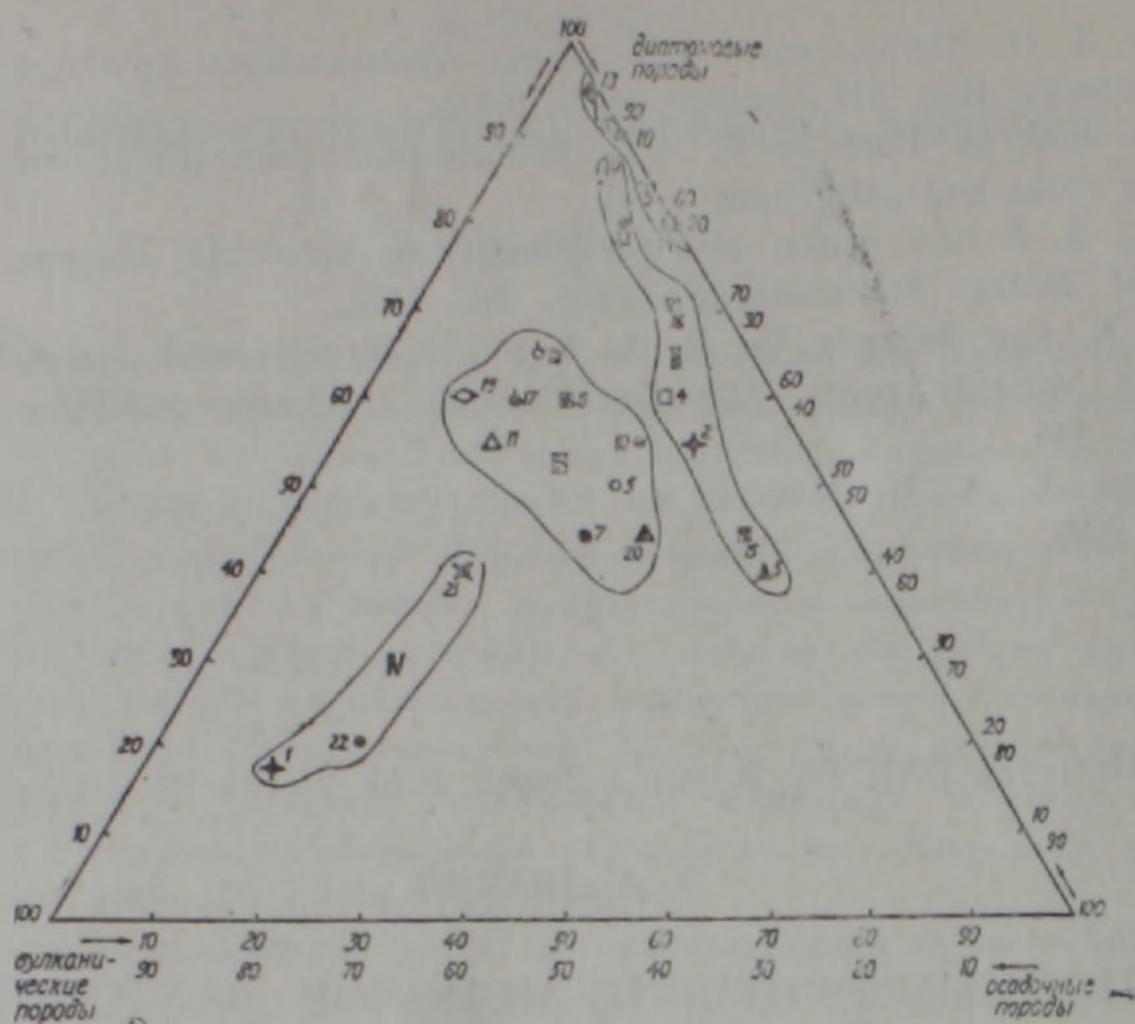


Рис. 1. Среднее процентное соотношение диатомовых, осадочных и вулканических пород в диатомитовых месторождениях Армении. 1. Арзнийское. 2. Арзнийское (2). 3. Паракарское. 4. Воротанское. 5. Ленипаканское. 6. Мусаевляпское. 7. Шамб-Дарабасское. 8. Джрадзорское. 9. Гидевазское. 10. Амулсарское. 11. Шамбское. 12. Нурнусское. 13. Цовинарское. 14. Парпийское. 15. Саалинское. 16. Дзорахпюрское. 17. Ангехакотское. 18. Гор-Айкское. 19. Борисовское. 20. Арцвакарское. 21. Какавахпюрское. 22. Ераносское. 23. Карнутское месторождения.

дения), которые нами отнесены к собственно диатомитовой субформации в составе вулканогенно-диатомитовой формации. Мощность диатомитов небольшая — от 0,4 до 12 м.

Залегающие между лавовыми толщами (потоками) месторождения диатомитов низко-среднекачественные, однако продуктивные пачки имеют значительную мощность — до нескольких десятков метров (Шамбское, Арзнийское и др.). Бронированные лавами диатомитовые отложения имеют более однородный литологический состав (Воротанское, Сисианский р-н, Арзнийское и др.), при среднем качестве сырья и при мощности диатомитов до 30—35 м.

Вулканокластово-диатомитовая субформация. Имеет большое распространение преимущественно в Ахурянском и Сисианском бассейнах. В табл. I приводятся характерные парагенезы пород субформации. Диатомиты относятся в основном к средне-низкокачественным. В разрезе субформации сочетаются разнообразные типы вулканокластических пород — туфы, пемзо-лепловые образования базальтового, андезитового, дацитового и липаритового составов. В особенности много вулканокластиков поступало в бассейн на юго-востоке региона в участках развития щелочного базальтового вулканизма. В отдельных частях бассейна присутствуют монтмориллонит-диатомитовые глины. Мощность субформации значительна — 190 м, что предопределено прежде всего большим количеством поступающей вулканокластиков, а также вулканомиктового материала. Интенсивность привноса вулканокластиков предопределяет качество диатомитового сырья.

Эффузивно-вулканокластово-диатомитовая субформация представ-

Характеристика вулканогенно-диатомитовой формации
верхнеплиоцен-четвертичного возраста территории Армении

Форма-ция	Субформация	Мощность в м	Парагенезы пород	Главные диатомито- носные бассейны	Представительные месторождения
Вулканогенно-диатомитовая	Эффузивно-диатомитовая (чередование диатомитов и лавовых образований)	40—160	Лавы, линзы базальтовых, андезитобазальтовых пород, диатомиты и их глинистые разновидности, трепеловые и опакосые глины, местами опал-халцедоновые гнезда и линзы	Касах-Раздан-Азатский, Воротан-Горисский	Арзнийское, Гегамское, Сисианское, Воротанское, Нурнусское и др.
	Вулканокластово-диатомитовая	60—190	Туфы, пепло-пемзовые породы андезитобазальтового, базальтового, андезитодацитового и липаритового состава. Часто наблюдаются пемзодиатомитовые, монтмориллонитдиатомитовые породы	Ахурянский, Воротан-Горисский	Сисианское (Шамб-Урут), Мармашенское, Ваграмабердское, Мусаелянское и др.
	Эффузивно-вулканокластово-диатомитовая	350—400	Лавы андезитбазальтового, базальтового состава, диатомиты и их глинистые разновидности, туфы, пепло-пемзовые породы андезитбазальтового, андезитдацитового и липаритового состава. Местами наблюдаются трепелоподобные породы, опакосые прослойки, местами ракушечниковые известняки	Касах-Раздан-Азатский, Воротан-Горисский, Ахурянский	Арзнийское, Сисианское, Дзорахпюрское, Нурнусское, Мармашенское, Ваграмабердское, Мусаелянское и др.
	Кремнисто-диатомитовая (диатомиты начальной стадии раскристаллизации кремнезема)	2—10	Чистые диатомиты, глинопесчанистые, местами известковистые разновидности диатомитовых пород, опал-халцедоновые породы	Касах-Раздан-Азатский	Нурнусское, Дзорахпюрское, Арзнийское
	Травертиново-диатомитовая	1—15	Травертины, известняки, известковисто-диатомитовые породы, глинопесчанистые разновидности диатомитовых пород	Ахурянский, Касах-Раздан-Азатский	Агинское, Дзорахпюрское
	Собственно-диатомитовая	1,5—34	Чистые диатомиты, глинистые и диатомитовые глины, песок, рыхлые песчаники, а также глины слабо песчанистые	Арпинский, Севанский, Касах-Раздан-Азатский	Гидевазское, Джрадзорское, Цовинарское, Парпийское и др.

ляет промежуточную разновидность вышеотмеченных двух субформаций и отмечена в пределах Арапийского, Сисианского, Нурнусского диатомитовых бассейнов. Ее мощность достигает 350—400 м (табл. 1).

Гидротермально-осадочная субформация. Представлена следующими разновидностями.

Кремнисто-диатомитовая. Диатомиты этих разрезов высококачественные (количество диатомовых панцирей доходит до 90% и более). В образовании диатомитов основная роль принадлежит гидротермальным растворам, при этом источник поступления кремнезема располагался вблизи. Диатомитовое сырье таких разрезов высококачественное, а мощность продуктивных отложений достигает 15 м (Нурнусское, частично Арзнийское и Дзорахпюрское месторождения).

Травертин-диатомитовая. Довольно редкая разновидность, представителями являются Агинское и Дзорахпюрское месторождения. Суммарная мощность отложений достигает 10—12 м, мощность травертинов—2,5—3,0 м. Качество диатомитов низкое и среднее, при содержании SiO_2 до 56%. В тех бассейнах, в которых накапливались карбонатные осадки, это оставило свой отпечаток на развитии диатомовых водорослей — большинство панцирей диатомей растворяются и вследствие этого в таких бассейнах чистые диатомовые илы накапливались в ограниченном количестве, либо отсутствуют (Агинское, Дзорахпюрское и др., [1]). Гораздо чаще формировались смешанные разновидности отложений: известково-диатомовые, в которых подавляющее место принадлежит хемогенному карбонату.

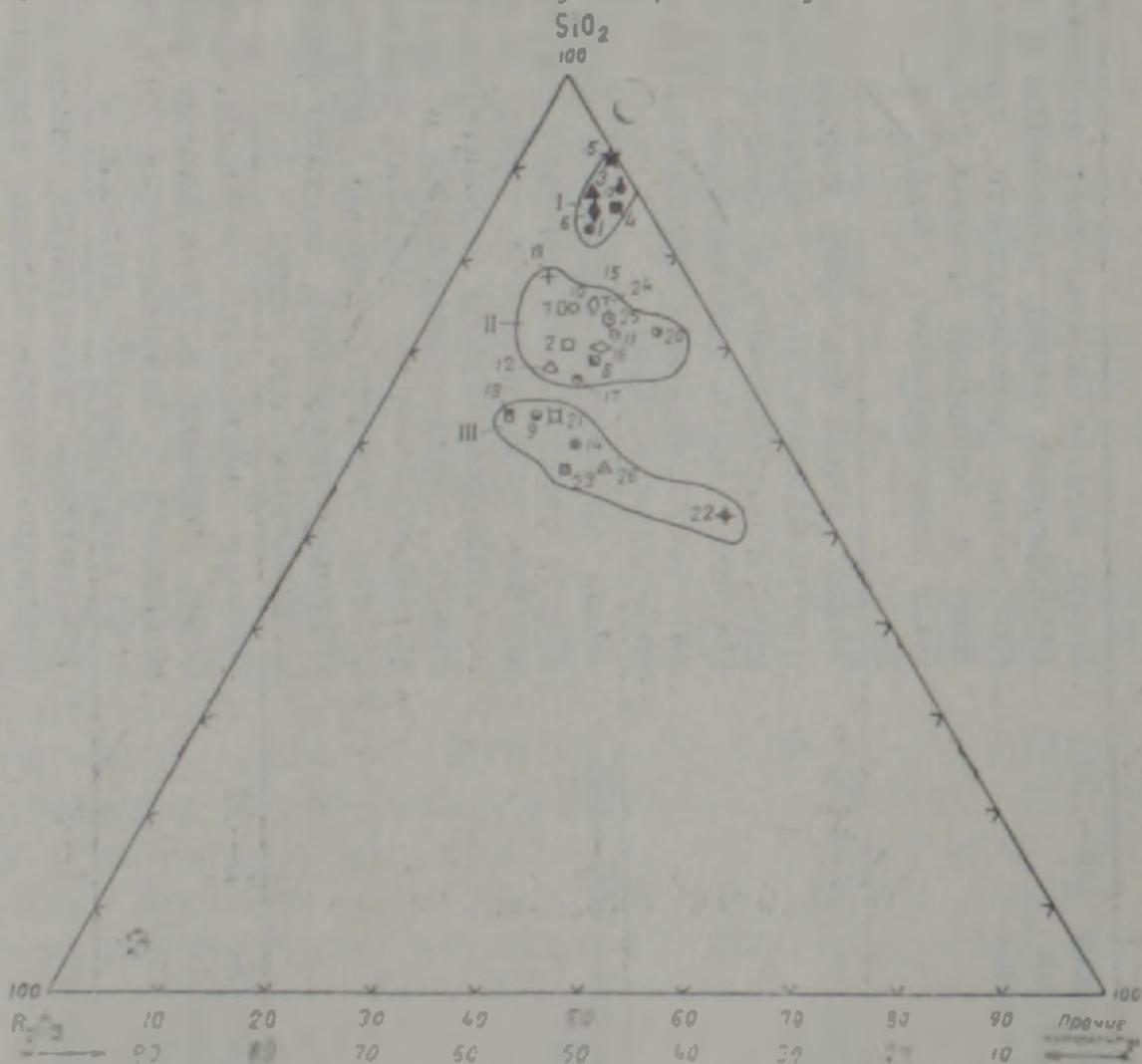


Рис. 2. Содержание основных компонентов в диатомитовых месторождениях Армении. 1. Нарпийское. 2. Амулсарское. 3. Джрадзорское. 4. Цвинарское. 5. Цвинарское. 6. Гндевзское. 7. Музелянское. 8. Арзнийское. 9. Арапийское. 10. Дзорахпюрское. 11. Дзорахпюрское. 12. Мармашенское. 13. Нурнусское. 14. Нурнусское. 15. Шамбское. 16. Базарчайское. 17. Ворстанское. 18. Паракарское. 19. Паракарское. 20. Какавахпюрское. 21. Узское. 22. Аривакарское. 23. Гарвийское. 24. Ераносское. 25. Сазлиское. 26. Арапийское месторождения. I—II—III—для составов диатомитов: I—высококремнистые; II—среднекремнистые; III—низкокремнистые.

В общем виде фациальный анализ диатомовых пород различных субформаций показывает следующее.

Разубоживание диатомовых илов и тем самым снижение их качества как сырья происходит в зонах синхронного эксплозивного вулканизма (вулканокласто-диатомитовая субформация), однако суммарная мощность диатомитов здесь наибольшая.

В пределах участков синхронного эффузивного вулканизма лавовые потоки деструктируют поверхность диатомовых илов. Одновременно они бронируют накопившиеся от последующего размыва диатомовые осадки. Поэтому в бассейнах развития эффузивно-диатомитовой субформации могут быть выявлены значительные объемы высококачественного диатомового сырья.

Наиболее высоким качеством характеризуются диатомиты, залегающие над эффузивными потоками и относящиеся к собственно осадочной субформации, входящей в состав вулканогенно-диатомитовой формации.

Содержание аморфного кремнезема, как основного породообразующего минерала, определяет, как известно, качество диатомитового сырья (рис. 2). В общем случае в разрезах, где терригенный материал уступает место лавовому, увеличивается содержание аморфного кремнезема.

Вариации содержания аморфного кремнезема и прочих компонентов значительны в диатомитах рассмотренных субформаций. Так, например, в диатомитах вулканокластово-диатомитовой субформации содержание аморфного кремнезема достигает 76%, тогда как в диатомитовых месторождениях собственно диатомитовой субформации содержание аморфного кремнезема достигает 92% и более. Таким образом, взаимосвязь формационного типа отложений и качественной характеристики диатомитовых месторождений предопределяет возможность научного прогнозирования поисков этого вида минерального сырья.

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 6. VII. 1994.

Թ. Ա. ԱՎԱԳՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԴԻԱՏՈՄԻՏԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅԻՆԻ ՄԻՈՆԵՄԱՆ ՖՈՐՄԱՑԻՈՆ ՉԱՓԱՆԻՇՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հրաբխա-դիատոմիտային ֆորմացիայի կտրվածքների բազմակողմանի ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ հրաբխա-դիատոմիտային կտրվածքներում նկատվում են լիթոլոգիական կազմի էական փոփոխություններ, որոնք արտահայտվում են այդ կտրվածքները կազմող ապարների օրինաչափ հերթափոխումներով, ոչ միայն ուղղաձիգ, այլև հորիզոնական շարքերում, որն էլ թույլ է տալիս անջատելու հետևյալ ենթաֆորմացիաները: 1. էֆֆուզիվ-դիատոմիտային, 2. հրաբխա-բեկորա-դիատոմիտային, 3. էֆֆուզիվ-հրաբեկորա-դիատոմիտային, 4. հիդրոթերմալ-դիատոմիտային:

Ենթաֆորմացիաների կազմը որոշվում է էֆֆուզիվ, հրաբխա-բեկորային, հրաբխա-տերիգեն և տերիգեն նյութերի, ինչպես նաև դիատոմային նյութերի պարունակությունների փոխհարաբերություններով:

Տեքստում բերվում են նշված ենթաֆորմացիաների նկարագրությունները և դրանց հետ կապված ապարների պարագենետիկ ասոցիացիաները, հան-

քաղաքների տեսակները, նրանց հզորությունները, ինչպես նաև ենթաֆորմացիաների հետ կապված հանքաքաղաքները:

Տեքստում բերվում են նաև եզրակացություններ այն մասին, որ հրաբխադիատոմիտային ֆորմացիայում գտնվող դիատոմիտային հանքաքաղաքների որակական հատկանիշների և ֆորմացիոն տեսակների փոխհարաբերությունները հնարավորություն են տալիս հանրապետության տարածքում կատարելու դիատոմիտային հումքի որոնման գիտական կանխագուշակումներ:

T. A. AVAKIAN

FORMATIONAL CRITERIA FOR PROSPECTING OF DIATOMITE DEPOSITS IN ARMENIA

The basis subformation types of volcanogenic-diatomite formation and their role in a qualitative estimate of diatomite deposits, are considered.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авакян Т. А. О характере распределения аморфного кремнезема в диатомитовых породах Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1975, с. 79—83.
2. Авакян Т. А. Силициты плиоцен-четвертичного возраста.—В кн.: Кремнистые породы фанерозоя территории Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, с. 136—168.
3. Авакян Т. А. Геология и закономерности образования вулканогенно-диатомитовой формации и месторождений диатомитов Армении. Автореф. дисс. на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук.—М.: 1992, 29 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1994, XLVII, № 3, 42—49

В. Л. АНАНЯН

О РАДИОАКТИВНОСТИ ПОЧВ АРМЕНИИ В СВЯЗИ С АВАРИЕЙ НА ЧЕРНОБЫЛЬСКОЙ АЭС

Показано, что после аварии на ЧАЭС радиоактивные выбросы достигли Армении. В основном это были короткоживущие изотопы, в том числе ^{134}Cs . Концентрация выпавших долгоживущих изотопов ^{137}Cs и ^{90}Sr незначительны и на фоне радиоактивного загрязнения почв глобальными радионуклидами их влияние почти не проявилось. Концентрации их в почвах в 1988—1989 году были соизмеримы с уровнем 1980—1984. годов.

В результате аварии на Чернобыльской АЭС, происшедшей 26 апреля 1986 г., было обнаружено повышение уровня радиоактивности почв в отдаленных регионах страны, в том числе и в Армении. В связи с этим представляется важным выявить качественные и количественные показатели дополнительного радиоактивного загрязнения почв Армении.

По данным Ильина, Павловского [3], в момент аварии выброс ^{90}Sr , ^{131}I и ^{137}Cs составил соответственно 8,1, 270 и 37 ПКи. Отношение $^{137}\text{Cs}/^{90}\text{Sr}$ равнялось примерно 4,6. По мере удаления местности от Чернобыля соотношение нуклидов изменялось. Основными дозобразующими радионуклидами для данной аварии оказались ^{131}I — $T^{1/2}=8$ дней, ^{134}Cs — $T^{1/2}=2,07$ года и ^{137}Cs — $T^{1/2}=33$ года. В первые дни и недели после аварии активность пищевых продуктов была обусловлена в основном ^{131}I . Ввиду короткого периода полураспада ^{131}I в течение 1,5 месяца распался. При оценке радиологической обста-

քաղաքների տեսակները, նրանց հզորությունները, ինչպես նաև ենթաֆորմացիաների հետ կապված հանքաքաղաքները:

Տեքստում բերվում են նաև եզրակացություններ այն մասին, որ հրաբխադիատոմիտային ֆորմացիայում գտնվող դիատոմիտային հանքաքաղաքների որակական հատկանիշների և ֆորմացիոն տեսակների փոխհարաբերությունները հնարավորություն են տալիս հանրապետության տարածքում կատարելու դիատոմիտային հումքի որոնման գիտական կանխագուշակումներ:

T. A. AVAKIAN

FORMATIONAL CRITERIA FOR PROSPECTING OF DIATOMITE DEPOSITS IN ARMENIA

The basis subformation types of volcanogenic-diatomite formation and their role in a qualitative estimate of diatomite deposits, are considered.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авакян Т. А. О характере распределения аморфного кремнезема в диатомитовых породах Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1975, с. 79—83.
2. Авакян Т. А. Силициты плиоцен-четвертичного возраста.—В кн.: Кремнистые породы фанерозоя территории Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, с. 136—168.
3. Авакян Т. А. Геология и закономерности образования вулканогенно-диатомитовой формации и месторождений диатомитов Армении. Автореф. дисс. на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук.—М.: 1992, 29 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1994, XLVII, № 3, 42—49

В. Л. АНАНЯН

О РАДИОАКТИВНОСТИ ПОЧВ АРМЕНИИ В СВЯЗИ С АВАРИЕЙ НА ЧЕРНОБЫЛЬСКОЙ АЭС

Показано, что после аварии на ЧАЭС радиоактивные выбросы достигли Армении. В основном это были короткоживущие изотопы, в том числе ^{134}Cs . Концентрация выпавших долгоживущих изотопов ^{137}Cs и ^{90}Sr незначительны и на фоне радиоактивного загрязнения почв глобальными радионуклидами их влияние почти не проявилось. Концентрации их в почвах в 1988—1989 году были соизмеримы с уровнем 1980—1984. годов.

В результате аварии на Чернобыльской АЭС, происшедшей 26 апреля 1986 г., было обнаружено повышение уровня радиоактивности почв в отдаленных регионах страны, в том числе и в Армении. В связи с этим представляется важным выявить качественные и количественные показатели дополнительного радиоактивного загрязнения почв Армении.

По данным Ильина, Павловского [3], в момент аварии выброс ^{90}Sr , ^{131}I и ^{137}Cs составил соответственно 8,1, 270 и 37 ПКи. Отношение $^{137}\text{Cs}/^{90}\text{Sr}$ равнялось примерно 4,6. По мере удаления местности от Чернобыля соотношение нуклидов изменялось. Основными дозобразующими радионуклидами для данной аварии оказались ^{131}I — $T^{1/2}=8$ дней, ^{134}Cs — $T^{1/2}=2,07$ года и ^{137}Cs — $T^{1/2}=33$ года. В первые дни и недели после аварии активность пищевых продуктов была обусловлена в основном ^{131}I . Ввиду короткого периода полураспада ^{131}I в течение 1,5 месяца распался. При оценке радиологической обста-

новки в сфере агропромышленного производства в районе аварии Корнеевым и др. [4] в пробах почв были идентифицированы 11 радиоактивных изотопов.

С аграрно-радиологической точки зрения на загрязненной территории ведущим является ^{137}Cs и, в первые 2 года, ^{134}Cs . Установлено, что в зависимости от направления и расстояния от источника выброса состав радионуклидов изменялся. Выбросы были обогащены летучим ^{137}Cs , чем и вызвано его обогащение в почвах отдаленных регионов. В работе приведены данные о составе радионуклидов в пахотных почвах за пределами 30 км зоны на 15 июня 1986 г. (в процентах от суммы гамма-излучающих нуклидов): $^{95}\text{Zr} + ^{95}\text{Nb}$ —17—28, ^{144}Ce и ^{103}Ru —12—13 и 10—11, ^{134}Cs — 11,2—4,5 и 10,3, ^{137}Cs —15,9—8,1 и 16,7%. Исходя из этих данных, отношение $^{137}\text{Cs}/^{134}\text{Cs}$ равнялось 1,4—1,8 и 1,6.

После аварии на Чернобыльской АЭС нами были проведены дополнительные исследования радиоактивности почв Армении. Произведены измерения бета-активности и определения радионуклидов ^{137}Cs , ^{134}Cs и ^{90}Sr .

Таблица 1

Бета-активность почв Армении

Пояс, почвы, угодье	Годы	Бк/кг	V, %	S _r , %	n	кБк/м ²
Разные почвы (естественный уровень)	до 1954	$\frac{238-625}{483 \pm 106}$	22	3	12	23
Полупустынный, бурые, пашня	1959—1960	$\frac{505-780}{695}$	—	—	4	38
	1990	$\frac{512-616}{559 \pm 36}$	6	2	8	31
Сухостепной, каштановые, пашня	1959—1960	$\frac{650-797}{707 \pm 75}$	11	5	5	34
	1990	$\frac{540-621}{587 \pm 24}$	4	2	8	27
Лугостепной, черноземы, пашня	1959—1960	$\frac{583-733}{610 \pm 64}$	11	5	6	27
	1990	$\frac{540-621}{587 \pm 24}$	4	2	8	27
Лугостепной, черноземы, целина	1959—1960	$\frac{954-2061}{1305 \pm 430}$	33	10	8	58

Таблица 2

Суммарная бета-активность почв лугостепного пояса. Сенокосные луга. 1986—1987 гг.

Пункт	Описание места, разрез, прикопка	Глубина, см	Бк/кг	кБк/м ²
1	2	3	4	5
Элиджа	База Зоовет. нп-та Низина, Пр-1	0—10	1022	46,0
		10—20	795	
		40—50	795	
		65—75	840	
		90—107	750	
	Пашня, середина балки, низина, Пр-4	0—20	600	42,9
		Склон по профилю, Пр-6	0—10	
	Нижняя часть балки, склон, Пр-6	0—10	945	42,9
		Терраса, Пр-7	0—10	
	Склон, Пр-8	0—10	945	42,9
	Балка, низина, Пр-12	0—10	1054	47,4

1	2	3	4	5		
Лерна- нист	Выровненная терраса Пр-9	10—20	462	42,9		
		40—50	803			
		60—70	704			
		95—105	359			
		0—10	945			
		10—20	590			
		40—50	500			
		115—125	545			
		У края балки, Пр-10	0—10		1318	61,3
		У подножья г. Ирак-даг, Пр-11, траншея	0—10		1250	56,2
			10—20		591	
	20—56	659				
	90—100	1136				
	145—155	840				
	200—210	932				
Адис	Пр-2	0—10	977	43,9		
		10—20	840			
Севаберд	Терраса, Пр-3	0—10	1136	51,1		
		10—20	346			
	Крутой склон, Пр-13	0—10	909	40,9		
	Слабый склон, Пр-18	0—10	1000	45,0		
Дилижан	Поляна, Пр-14	0—10	1358	61,1		
Семеновка	Северный склон, Пр-15	0—10	1182	53,2		
	СВ склон, Пр-1.	0—10	1273	53,3		

$$\text{Бк/м}^2 = \frac{38-57}{47 \pm 3,7} \quad V=7,8\% \quad S_r=1,1\% \quad n=14 \quad (\text{слой } 0-10 \text{ см})$$

$$\text{Бк/кг} = \frac{909-1358}{1095 \pm 152} \quad V=14\% \quad S_r=3,5\% \quad n=16 \quad (\text{слой } 0-10 \text{ см})$$

Приведенные в табл. 1 данные бета-активности почв, взятых до 1954 г., т. е. не загрязненных искусственными радионуклидами, показывают естественный уровень радиоактивности.

В результате испытаний ядерного оружия произошло загрязнение среды искусственными радионуклидами в глобальном масштабе. В 1959—1960 гг. уже наблюдается повышение уровня радиоактивности почв. Уровень β -активности почв возрастал вплоть до 1963—1964 гг. В последующие годы, после соглашения государств о прекращении наземных испытаний, уровень радиоактивности постепенно снижался. После аварии на ЧАЭС β -активность почв снова достигла уровня 1959—1960 годов.

В табл. 2 приведены данные измерения бета-активности образцов почв лугостепного пояса, взятых после аварии на ЧАЭС, в августе-сентябре 1986 и 1987 годов. Результаты показали, что уровень бета-активности в поверхностном 0—10 см слое почв сенокосных лугов колеблется в пределах 909—1318 Бк/кг. Колебания связаны в основном с изрезанностью рельефа. Распределение радиоактивности по элементам рельефа и с глубиной почвы имеет отмеченную ранее закономерность [1]. Выпадающие с атмосферными осадками радионуклиды стекают со склонов и накапливаются на низинных участках рельефа. Основная доля радионуклидов содержится в слое 0—10 см и с глубиной снижается. Надо отметить, что в некоторых разрезах наблюдается накопление радионуклидов в иллювиальном слое, глубина которого изменяется в зависимости от рельефа, например, в разрезе Пр-1—65—75 см, Пр-12—40—50 и Пр-11—90—100 см. Уровень β -активности в поверхностном слое почв соизмерим с уровнем, отмеченным в 1959—1960 гг. на целинных участках лугостепной зоны (таблица 1). Повторное измерение в 1991 г. нескольких образцов, имеющих сравнительную повышенную β -активность, подтвердило то обстоятельство, что радиоактивные выпадения от Чернобыльской аварии состояли в основном из короткоживущих радионуклидов. Например, в образце Пр-1 активность в 1986—1987 гг. составила 1022 Бк/кг, при повторном измерении — 656 Бк/кг, в образце Пр-2 соответственно 977 и 640 Бк/кг.

Радиоактивность почв лугостепного, субальпийского и альпийского поясов
Гегамского хребта и Арагаца. Сенокосы и пастбища (0—10 см)
(определен гамма-спектрометрическим методом)

Регион	Пункт, год	№ разреза, микрорельеф Бк/кг	Бк/кг			$^{137}\text{C}_s$ $^{134}\text{C}_s$	$^{137}\text{C}_s$ кБк/м ²	$^{137}\text{C}_s$ в % от β-актив- ности
			β-ак- тив- ность	$^{137}\text{C}_s$	$^{134}\text{C}_s$			
Западные склоны Гегам- ского хребта	Элджа, 1986 2100 м	7. терраса	1227	115,6	28,0	4,1	5,2	9,4
		8. слабый склон	954	114,8	13,7	8,3	5,2	12,0
		1. низина	1024	131,5	16,7	7,8	5,9	12,8
	Дерна- нист, 1986	9. слабый склон	954	73,6	6,6	11,0	3,3	7,6
		11. низина	1250	190,4	11,8	16,1	8,6	15,2
	Севаберд, 1986 2500 м	3. терраса	1136	98,1	2,9	33,4	4,4	8,6
13. крутой склон 2500 м.н.у.м., овчарня		909	27,0	следы	—	1,2	2,9	
—	Артиз, 1987	2000 м.н.у.м., крутой склон	—	44,8	7,4	6,0	2,0	—
Гора Арагац	Арагац, 1988	Арагац, 3250 м 0—5 см	—	291,5	15,2	19,1	13,1	—
		плато 5—10 см	—	17,0	5,0	3,4	—	—
		Арагац, слабый склон 2700м 0—10см	—	78,9	8,1	9,7	3,6	—
—	Кучак, 1989	1500 м.н.у.м 0—10 см	—	70,0	29,3	2,4	3,2	—
		целина 10—20 см	—	15,6	7,4	2,1	—	—
		1500м. пашня 0—10 см	—	50,0	7,4	6,7	2,2	—

Гегамский хребет: $^{137}\text{C}_s$ — $\frac{73-190}{136 \pm 72}$ V—53%, n—8, 6,1 кБк/м² (по среднему)

По данным 1980—
1982 гг. в тех же
поясах $^{137}\text{C}_s$ — $\frac{90-196}{152 \pm 39}$ V—26—29%, n—7—8, 7,3 кБк/м² (по среднему)

Эти данные показывают качественную характеристику радиоактивности почв. Чтобы выяснить за счет чего повысился уровень суммарной бета-активности почв надо иметь данные о содержании отдельных радионуклидов, главным образом основных дозообразующих долгоживущих радионуклидов ^{137}Cs и ^{90}Sr .

По нашим данным (табл. 3), в почвах горно-лугового, луго-степного поясов содержание общего ^{137}Cs в 1980—1982 гг. составило 90—196, в среднем 152 ± 39 Бк/кг или $7,3$ кБк/м². В октябре 1986 г. в почвах горно-лугового и лугостепного поясов Гегамского хребта содержание общего радиоцезия колебалось в пределах 73,0—190,0 Бк/кг или по среднему— $6,1$ кБк/м², что соизмеримо с данными 1980—1984 гг. В пункте Севаберд на высоте 2500 м имеется участок, огороженный камнями, куда на ночь собирались стада овец (овчарня). Взятый здесь образец представляет почву, обогащенную навозом. Содержание ^{137}Cs здесь в несколько раз выше, чем в почве прилегающей территории— $477,8$ Бк/кг. Это объясняется тем, что в навозе происходит концентрирование химических веществ, в том числе и радионуклидов. Это обстоятельство указывает на необходимость радиологического обследования пунктов скопления скота.

В 1988 г. на Арагаце в зависимости от высоты над уровнем моря от 1500 до 3250 м содержание радиоцезия в поверхностном слое почвы составило соответственно 70,0—78,9—291,5 Бк/кг или $3,2$ — $3,6$ — $13,1$ кБк/м². Колебания в содержании радионуклидов зависят от особенностей рельефа. Из табл. 3 видно, что на склонах содержание ^{137}Cs значительно меньше, чем на ровных участках террас и понижениях, где происходит накопление стекающих со склонов с осадками веществ.

В почвах полупустынного и сухостепного поясов содержание ^{137}Cs

Таблица 4

Содержание радионуклидов в почвах полупустынного и сухостепного предгорного поясов (определено гамма-спектрометрическим методом)

Регион	Пункт, год	Рельеф, уголье (глубина взятия образца, см)	Бк/кг		$\frac{^{137}\text{Cs}}{^{134}\text{Cs}}$	^{137}Cs кБк/м ²
			^{137}Cs	^{134}Cs		
Арагатская равнина	Мецамор, 1988	Пашня, люцернище, 0—20 см	26,3	18,1	1,4	1,3
	Арагат, 1989	Равнина, пашня, озимая пшеница	16,7	13,1	1,3	0,8
Предгорье	Аван, 1989	Люцернище, 0—20 см	27,8	10,4	2,7	1,3
		Холм, целина, слабый склон 0—10 см	32,6	8,1	4,0	1,6
	Урцадзор, 1989	Слабый склон, люцернище, 0—20 см	21,1	12,6	1,7	1,0
		Равнина, пашня, озимая пшеница	16,3	—	—	0,8

В целом по региону, 1988—1989 гг. ^{137}Cs — $\frac{16,3-32,6}{23,5 \pm 6,5}$ Бк/кг. $V=28\%$, $1,13$ кБк/м² (по среднему)

В целом по региону, 1980—1982 гг. ^{137}Cs — $\frac{23-60}{37 \pm 11}$ Бк/кг. $V=26\%$, $1,17$ кБк/м² (по среднему)

значительно ниже, чем в горных районах (табл. 4). По определениям, проведенным после аварии на Чернобыльской АЭС, четкого повышения ^{137}Cs в почвах не отмечается — содержание его находится практически на уровне 1980—1982 годов. Однако большие колебания его по поверхности указывают на «свежие» выпадания. Расчеты показали, что в 1980—1982 годах коэффициент вариации равнялся $V=26\%$, при $n=7$.

После аварии на ЧАЭС в горных районах $V=53\%$ ($n=8$), а в Араратской равнине $V=28\%$ ($n=6$). Представительность точек небольшая, но тенденция эта наблюдается. Четким показателем радиоактивных выпаданий в результате аварии на ЧАЭС является обнаруженный в почвах ^{134}Cs , период полураспада которого равен 2,07 лет. Взятые образцы были проанализированы в 1988—1989 году, т. е. спустя 2—3 года, когда ^{134}Cs более чем наполовину распался. Как указывалось выше, отношение $^{137}\text{Cs}/^{134}\text{Cs}$ в выбросах равнялось примерно 1,4—1,8. Приведенные данные показывают, что отношение это в почвах колеблется в больших пределах — от 2,1 до 33,4. В некоторых пунктах отмечаются только следы ^{134}Cs . Такие большие различия указывают на неравномерность в выпаданиях радионуклидов на Земной поверхности.

Приведенные в табл. 5 данные показывают, что содержание ^{90}Sr в бурых и светлокаштановых почвах Араратской равнины и ее предгорий в 1983 и 1988—1989 годах находятся примерно на одном уровне. Можно считать, что в этом регионе дополнительное загрязнение почв радиостронцием за период после аварии на ЧАЭС фактически не выявлено.

Таблица 5

Содержание ^{90}Sr в бурой и светло-каштановой почвах Араратской равнины и предгорий

Год Показатели	1983		1988—1989
	Араратская равнина	Предгорье	В целом по региону
Бк/кг	$\frac{2,6-4,1}{3,3 \pm 0,6}$	$\frac{5,9-6,5}{6,3 \pm 0,2}$	$\frac{3,6-7,3}{5,0 \pm 1,1}$
Коэффициент вариации, %	18	15	21
Число пунктов	9	5	24
кБк/м ² , по средним	0,15	0,28	0,23

Полевые обследования гамма-фона почв, проведенные нами еще в 1962—1966—1970 годах [2] на территории Армении, показали, что естественный уровень гамма-фона на различных типах почв составил 9—18 мкр/час. По данным АрмСЭС, измерения, проведенные в 1987 году в Армении, показали, что гамма фон колеблется от 6 до 17 мкр/час, т. е. при отмеченных уровнях загрязнения почв радионуклидами, главным образом ^{137}Cs , обладающим жестким излучением, повышения гамма-фона не произошло.

Таким образом, на основании приведенного материала можно сделать следующий вывод. Наличие в почвах ^{134}Cs однозначно указывает на то, что радиоактивные выбросы после аварии ЧАЭС дошли до Армении. В основном это были короткоживущие изотопы. Дополнительное загрязнение почв радионуклидами ^{137}Cs и ^{90}Sr практически не обнаруживается при сравнении с состоянием загрязнений в 1980—1984 и более ранние годы. За период до аварии на ЧАЭС какая-то часть их распалась, вымылась и была вынесена растениями, т. е. имелись «потери» радионуклидов из верхних слоев почв. Небольшие количества радиоактивных чернобыльских выбросов, дошедших до Армении, очевидно, покрыли эти «потери» и в результате мы отмечаем концентрации их в почвах, соизмеримые с глобальными загрязнениями за период 1980—1984 годы.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀՈՂԵՐԻ ՌԱԴԻՈԱԿՏԻՎՈՒԹՅՈՒՆԸ
ՉԵՐՆՈԲԻԼՅԱՆ ԱԷԿ-Ի ՎԹԱՐԻՑ ՀԵՏՈ

Ա մ փ ո փ ու մ

Չերնոբիլյան ԱէԿ-ի վթարի հետևանքով ռադիոակտիվ արտանետումները հասել են նաև Հայաստան: Այդ վթարի հիմնական զոզակազմող ռադիոնուկլիդներն են՝ ^{131}I ($T_{1/2}=8$ օր), ^{134}Cs ($T_{1/2}=2,07$ տարի) և ^{137}Cs ($T_{1/2}=33$ տարի):

ՉԱէԿ-ի վթարից հետո մեր կողմից կատարվել է Հայաստանի հողերի ռադիոակտիվության լրացուցիչ ուսումնասիրություն: Որոշվել է հողերի ընդհանուր բետա-ակտիվությունը, ինչպես նաև ^{137}Cs , ^{134}Cs և ^{90}Sr պարունակությունը:

Պետք է նշել, որ միջուկային զենքերի փորձարկումների հետևանքով տեղի էր ունեցել ռադիոակտիվ նյութերով միջավայրի աղտոտում գլոբալ մասշտաբով: Ամենաբարձր մակարդակը դիտվել էր 1963—1964 թթ.: Հետագայում ռադիոակտիվության մակարդակը աստիճանաբար նվազել էր:

Չերնոբիլյան աղետի հետևանքով Հայաստանի հողերի բետա-ակտիվությունը որոշ չափով բարձրացել է և հասել 1959—1960 թթ. մակարդակին (աղյուս. 1, 2): 1991 թ. մի քանի համեմատաբար բարձր ռադիոակտիվություն ունեցող հողերի նմուշների կրկնակի չափումները հաստատեցին այն հանգամանքը, որ Հայաստանի վրա տեղած ռադիոակտիվ արտանետումները հիմնականում բաղկացած են կարճատև կյանք ունեցող իզոտոպներից՝ օրինակ՝ Սր—1 նմուշում β -ակտիվությունը կազմել էր 1022 բկ/կգ, կրկնակի չափումից հետո կազմել է 656 բկ/կգ, Սր—2 նմուշում համապատասխան՝ 977 և 640 բկ/կգ: Աղյուսակ 3 և 4-ում Հայաստանի տարբեր գոտիներից վերցրած հողերում ^{137}Cs պարունակության տվյալները ցույց են տալիս, որ նշված ռադիոնուկլիդների պարունակությունը ավելի բարձր է լեռնային գոտիներում: ՉԱէԿ-ի վթարից հետո ^{137}Cs պարունակության հրատակ բարձրացում հողերում չի նկատվում — նրա պարունակությունը մոտ է 1980—1982 թթ. մակարդակին:

^{90}Sr պարունակությունը Արարատյան դաշտավայրի և նախալեռնային շրջանների հողերում 1983 թվականի համեմատությամբ համարյա չի փոխվել (աղյուս. 5): Նույնը կարելի է ասել գամմա-ճառագայթման մակարդակի վերաբերյալ:

Այսպիսով, կարելի է հանդել հետևյալ եզրակացության՝ ^{134}Cs (աղյուս. 3) առկայությունը հողերում միանշան ցույց է տալիս, որ ՉԱէԿ-ի ռադիոակտիվ արտանետումները հասել են Հայաստան: Հիմնականում դրանք բաղկացած են կարճատև կյանք ունեցող իզոտոպներից: ^{137}Cs և ^{90}Sr -ով լրացուցիչ աղտոտում հողերում չի հայտնաբերվել: Հարցը նրանումն է, որ այդ ժամանակամիջոցում ^{137}Cs , ^{90}Sr -ի մի մասը տրոհվել է, մասամբ արտալվացվել է հողի վերին շերտից և արտածվել բույսերի միջոցով, այսինքն, տեղի է ունեցել որոշակի «կորուստ»: Նշված ռադիոնուկլիդների ոչ մեծ քանակությունը, որը հասել է Հայաստան, հավանաբար ծածկել է այդ «կորուստը»:

V. L. ANANIAN

ON RADIOACTIVITY OF ARMENIAN'S SOILS IN THE CONNECTION WITH THE ACCIDENT AT THE CHERNOBYL NUCLEAR POWER PLANT

It is shown that radioactive discharges after the accident at the Chernobil Nuclear Power Plant have reached Armenia. They comprised mainly short-living isotopes including ^{134}Cs . The concentrations of incident long-living isotopes of ^{137}Cs and ^{90}Sr are negligible and their effects were nearly

nonrevealed on the background of soil contamination by global radionuclides. Their concentrations in the soil in 1988—1989 were comparable with the level of 1980—1984.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ананян В. Л. Агрохимические исследования искусственных радионуклидов в Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983, 202 с.
2. Ананян В. Л., Араратян Л. А. Атмосферные выпадания, их химический состав и радиоактивность в Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1990, 91 с.
3. Ильин Л. А., Павловский О. А. Радиологические последствия аварии на Чернобыльской АЭС и меры, предпринятые с целью их смягчения. Атомная энергия, т. 65, вып. 2, август 1988.
4. Корнеев Н. А., Поваляев А. П. и др. Сфера агропромышленного производства — радиологические последствия аварии на Чернобыльской АЭС и основные защитные мероприятия. Атомная энергия, т. 65, вып. 2, август 1988.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1994, XLVII, № 3, 49—56

Б. К. КАРАПЕТЯН, К. Б. КАРАПЕТЯН

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ПОВРЕЖДЕНИЯМ ЗДАНИЙ С АНТИСЕЙСМИЧЕСКИМИ МЕРОПРИЯТИЯМИ

Разработаны предложения для включения в соответствующий раздел Шкалы сейсмической интенсивности с целью оценки поведения зданий, в которых применены антисейсмические мероприятия, и установления балльности землетрясений. Они представляют определенный интерес, поскольку в сейсмических районах уже более полувека здания строятся с применением антисейсмических мероприятий и, следовательно, интенсивность происшедшего сильного или разрушительного землетрясения должна оцениваться, в основном, по повреждениям именно таких зданий.

В в е д е н и е

Интенсивность землетрясений, как известно, определяется по сейсмическим шкалам. Она выражается в баллах и устанавливается на основании характера повреждений зданий, остаточных явлений в грунтах, поведения людей и животных, положения различных предметов, а также замеренных величин параметров колебаний (смещений, скоростей, ускорений).

Сейсмические шкалы для определения интенсивности землетрясения стали применяться начиная со второй половины XIX века. Первые шкалы носили индивидуальный характер, поскольку составлялись применительно к отдельным землетрясениям. В последующем, в результате обобщения последствий ряда землетрясений, были предложены обобщенные сейсмические шкалы, которые стали применяться при обследовании происшедших землетрясений с целью установления их интенсивности.

Наиболее известными сейсмическими шкалами, которыми пользуются в различных странах, расположенных в сейсмических районах, являются: десятибалльная шкала Росси-Фореля (1873), двенадцатибалльная европейская шкала Меркалли-Канкани-Зиберга (1917), двенадцатибалльная американская модифицированная шкала MM (1931), семибалльная японская шкала (1950), двенадцатибалльная советская шкала (1952), двенадцатибалльная китайская шкала (1956).

nonrevealed on the background of soil contamination by global radionuclides. Their concentrations in the soil in 1988—1989 were comparable with the level of 1980—1984.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ананян В. Л. Агрохимические исследования искусственных радионуклидов в Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983, 202 с.
2. Ананян В. Л., Араратян Л. А. Атмосферные выпадания, их химический состав и радиоактивность в Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1990, 91 с.
3. Ильин Л. А., Павловский О. А. Радиологические последствия аварии на Чернобыльской АЭС и меры, предпринятые с целью их смягчения. Атомная энергия, т. 65, вып. 2, август 1988.
4. Корнеев Н. А., Поваляев А. П. и др. Сфера агропромышленного производства — радиологические последствия аварии на Чернобыльской АЭС и основные защитные мероприятия. Атомная энергия, т. 65, вып. 2, август 1988.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1994, XLVII, № 3, 49—56

Б. К. КАРАПЕТЯН, К. Б. КАРАПЕТЯН

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ПОВРЕЖДЕНИЯМ ЗДАНИЙ С АНТИСЕЙСМИЧЕСКИМИ МЕРОПРИЯТИЯМИ

Разработаны предложения для включения в соответствующий раздел Шкалы сейсмической интенсивности с целью оценки поведения зданий, в которых применены антисейсмические мероприятия, и установления балльности землетрясений. Они представляют определенный интерес, поскольку в сейсмических районах уже более полувека здания строятся с применением антисейсмических мероприятий и, следовательно, интенсивность происшедшего сильного или разрушительного землетрясения должна оцениваться, в основном, по повреждениям именно таких зданий.

В в е д е н и е

Интенсивность землетрясений, как известно, определяется по сейсмическим шкалам. Она выражается в баллах и устанавливается на основании характера повреждений зданий, остаточных явлений в грунтах, поведения людей и животных, положения различных предметов, а также замеренных величин параметров колебаний (смещений, скоростей, ускорений).

Сейсмические шкалы для определения интенсивности землетрясения стали применяться начиная со второй половины XIX века. Первые шкалы носили индивидуальный характер, поскольку составлялись применительно к отдельным землетрясениям. В последующем, в результате обобщения последствий ряда землетрясений, были предложены обобщенные сейсмические шкалы, которые стали применяться при обследовании происшедших землетрясений с целью установления их интенсивности.

Наиболее известными сейсмическими шкалами, которыми пользуются в различных странах, расположенных в сейсмических районах, являются: десятибалльная шкала Росси-Фореля (1873), двенадцатибалльная европейская шкала Меркалли-Канкани-Зиберга (1917), двенадцатибалльная американская модифицированная шкала MM (1931), семибалльная японская шкала (1950), двенадцатибалльная советская шкала (1952), двенадцатибалльная китайская шкала (1956).

Сейсмическая шкала, составленная Институтом физики Земли АН СССР в 1952 году, состоит из инструментальной и описательной частей. В инструментальной части сила землетрясения в баллах определяется величиной α_0 , представляющей наибольшее относительное смещение сферического упругого маятника сейсмометра СБМ, имеющего период собственных колебаний 0,25 с и декремент колебаний 0,5. В случае отсутствия сейсмометров, сила землетрясения определяется на основании описательной части шкалы по степени повреждения и разрушения зданий, возводимых без антисейсмических мероприятий, остаточными явлениями в грунтах и изменению режима грунтовых и наземных вод, а также прочим признакам. В шкале приводятся три группы зданий: А — одноэтажные дома со стенами из рваного камня, кирпича сырца, самана и т. п., В — кирпичные и каменные дома, С — деревянные дома. В зданиях указаны четыре степени повреждений (легкие повреждения, значительные повреждения, разрушения, обвалы). Практически наиболее важная часть шкалы в диапазоне от 5 до 9 баллов утверждена в качестве ГОСТ 6249—52 [5, 12].

Признавая важность создания единой международной шкалы сейсмической интенсивности, ЮНЕСКО на своем Межправительственном совещании по сейсмологии и сейсмостойкому строительству в Париже в 1964 году рекомендовало временное использование в этих целях разработанной и обсуждавшейся до этого, в течение двух лет, на международных конференциях, шкалы MSK—1964, которая была составлена на основании модификации существующих шкал, использования материалов полевого изучения последствий сильных землетрясений и анализа литературных данных. Несмотря на рекомендации о временном использовании, а также некоторые недостатки, этой шкалой пользуются до настоящего времени. Ею пользуются и у нас.

Шкала сейсмической интенсивности MSK-1964 отличается от нашей шкалы тем, что в инструментальной части кроме показаний сейсмометра СБМ также приводятся значения ускорений и скоростей колебаний почвы. Другой отличительной особенностью является то, что в описательной части сделаны уточнения, в частности, классификация повреждений осуществляется по 5 степеням (легкие повреждения, умеренные повреждения, тяжелые повреждения, разрушения, обвалы); в группу зданий типа В дополнительно внесены крупноблочные и панельные здания, а также фахверковые строения, а в группу зданий типа С — каркасные железобетонные здания [6].

С помощью сейсмических шкал устанавливается интенсивность происшедшего землетрясения на поверхности Земли в баллах.

Для получения энергетической оценки землетрясения, а также создания возможности сравнить землетрясения, происходящие в различных регионах, друг с другом, пользуются магнитудой, которая впервые была предложена американским ученым К. Рихтером [8]. Магнитуда характеризует относительную энергию (по сравнению с эталонной энергией) сейсмических волн, возбуждаемых в очаге землетрясения. Она определяется по максимальным амплитудам и периодам колебаний, записываемых на сейсмических станциях. При этом эталонное значение энергии соответствует землетрясению, зарегистрированному с амплитудой перемещений в 1 микрон на расстоянии 100 км.

Имеются эмпирические зависимости между баллом и магнитудой, полученные для различных регионов. Для территории Армении такая зависимость была установлена Н. К. Карапетян, которая подтвердилась при сильных землетрясениях, в частности при катастрофическом Спитакском землетрясении 7 декабря 1988 года [4].

В действующих до настоящего времени шкалах интенсивность землетрясения устанавливается по степени повреждений тех зданий,

в которых не применены антисейсмические мероприятия. Между тем количество таких зданий в сейсмических районах со временем становится все меньше и меньше и, наоборот, количество современных зданий с антисейсмическими мероприятиями становится все больше и больше. Об этом было известно еще в 70-е годы нашего столетия, когда под руководством А. Г. Назарова проводились интенсивные работы по разработке новой шкалы балльности и методов измерения сейсмической интенсивности. В этот период одним из основных авторов работ по установлению интенсивности землетрясения на основании повреждений зданий с антисейсмическими мероприятиями являлся Б. К. Карапетян [1, 12].

Настоящее исследование предусматривает проведение работ по усовершенствованию шкалы сейсмической интенсивности путем разработки предложений для включения в ее описательную часть, с целью установления интенсивности (балльности) землетрясения по повреждениям современных зданий, в которых осуществлены антисейсмические мероприятия.

Установление интенсивности землетрясения по повреждениям зданий с антисейсмическими мероприятиями

В описательной части Шкалы сейсмической интенсивности MSK-1964 основным критерием установления интенсивности (балльности) землетрясения являются повреждения зданий, в которых не предусмотрены антисейсмические мероприятия (тип А — здания из рваного камня, сельские постройки, дома из кирпича-сырца, глинобитные дома; тип В — обычные кирпичные дома, здания крупноблочного и панельного типа, фахверковые строения, здания из естественного тесанного камня; тип С — каркасные железобетонные здания, деревянные дома хорошей постройки).

В современных населенных пунктах, расположенных в сейсмоактивных районах, строительство ведется с обязательным учетом сейсмических воздействий и, следовательно, применением антисейсмических мероприятий.

Таким образом как бы получается противоречие между приведенными в шкале признаками для определения балльности по повреждениям зданий без антисейсмических мероприятий, и тем, что в сейсмоактивных районах реально существуют здания, в которых осуществлены антисейсмические мероприятия. Поэтому для большинства населенных пунктов, особенно новых, расположенных в сейсмоактивных районах, основной раздел описательной части действующей сейсмической шкалы оказывается неприемлемым.

Легким выходом из создавшегося положения явилось бы исключение указанного раздела из описательной части шкалы. Может быть это было бы и возможным, если, наряду с инструментальными данными, был бы накоплен достаточный описательный материал по обследованиям зданий. Но, если учесть, что такого материала и таких обобщающих данных пока не имеется, то становится очевидным, что описательная часть шкалы и ее раздел, о котором идет речь, крайне необходимы. Однако этот раздел должен быть поставлен в соответствие с реально существующим положением, когда в сейсмоактивных районах также, и чем дальше, тем больше, имеются здания и сооружения с антисейсмическими мероприятиями, то есть необходимо оценку силы землетрясения производить и по степеням повреждений зданий и сооружений, в которых осуществлены антисейсмические мероприятия.

На первый взгляд может показаться абсурдным установление силы землетрясения по повреждениям сейсмостойких зданий и, естественно, может возникнуть вопрос: раз в зданиях имеются антисей-

мические мероприятия, то каким образом в них могут появиться повреждения?

Дело обстоит далеко не так просто, как кажется. Все приведенные в шкале здания уже давно осуществляются с применением антисейсмических мероприятий. Помимо этого в сейсмоактивных районах проектируются и строятся и другие виды зданий и сооружений, например, здания комплексной конструкции, башни, мачты, дымовые трубы и т. д.

Таким образом, в настоящее время в районах, где возможны сильные и разрушительные землетрясения, населенные пункты застроены большим разнообразием зданий и сооружений, в которых в одном случае не применены антисейсмические мероприятия, а в другом случае — применены. Поэтому естественно, чтобы в шкале, определяющей интенсивность землетрясения (в ее описательной части), фигурировали описания повреждений большого количества видов зданий и сооружений с антисейсмическими мероприятиями и без них. При этом следует учесть, что здания классов А, В и С, указанные в шкале, в настоящее время (и уже давно) на основании действующих норм и правил строительства в сейсмических районах строятся с обязательным применением антисейсмических мероприятий. Необходимо также учитывать, что здания и сооружения строятся с антисейсмическими мероприятиями, которые меняются с изменением норм. Поэтому получается многообразие и зданий (одних и тех же) с различными антисейсмическими мероприятиями, возведенных в разное время, в соответствии с действующими в то время нормами.

Следовательно, в первом приближении можно принять, что имеются три класса зданий и сооружений, которые необходимо охарактеризовать с точки зрения их поведения при сейсмических воздействиях: 1) здания без антисейсмических мероприятий, оговоренные в шкале; 2) те же здания, но с применением антисейсмических мероприятий; 3) здания и сооружения, которые не вошли в сейсмическую шкалу.

Безусловно, могут быть разные пути оценки интенсивности землетрясения по повреждениям различных зданий. Первое, что нам кажется возможным, это исходить из того, что если здание или сооружение возведено с учетом расчетной сейсмичности 7 баллов, то в нем могут возникнуть повреждения при интенсивностях 8 и 9 баллов. Если же они возведены с применением антисейсмических мероприятий, предусмотренных для 8 баллов, то в них при 9 баллах возникнут повреждения. Что касается зданий, рассчитанных на 9 баллов, то их не следует рассматривать с точки зрения возникновения в них повреждений. Такого принципа оценки интенсивности землетрясения следует придерживаться в отношении зданий и сооружений, построенных с применением всех предусмотренных антисейсмических мероприятий и, что особенно важно, при соблюдении необходимого качества проектирования и строительства. В случае, если указанные мероприятия не соблюдены, повреждения, правда незначительные, возможны и в зданиях с антисейсмическими мероприятиями, когда интенсивность сейсмического воздействия совпадает или выше расчетной сейсмичности, то есть в зданиях, возведенных с расчетной сейсмичностью 7 баллов, необходимо рассматривать повреждения при 7, 8 и 9 баллах; в зданиях, рассчитанных на 8 баллов, повреждения возникнут при 8 и 9 баллах; в зданиях, рассчитанных на 9 баллов, повреждения возможны при землетрясениях с интенсивностью 9 и 10 баллов.

Приведенная оценка интенсивности сильных землетрясений по повреждениям, возникшим в зданиях и сооружениях с антисейсмическими мероприятиями, может производиться, если исходить из норм и правил строительства в сейсмических районах прошлых лет, кото-

рых придерживались при проектировании и строительстве зданий и сооружений до 1981 года включительно.

Если придерживаться действующих с января 1982 года по настоящее время норм и правил строительства в сейсмических районах СССР (СНиП П-7—81), где в выражение для определения сейсмической нагрузки (расчетной) введен коэффициент— K_1 , учитывающий допускаемые повреждения зданий и сооружений, то становится очевидным, что практически в нормах заранее предусматриваются повреждения уже при расчетной балльности, причем довольно-таки существенные, поскольку для большинства зданий и сооружений этот коэффициент равен 0,25, а это значит, что за счет этого сейсмическая нагрузка уменьшается в 4 раза [10].

Исходя из указанного, необходимо расшифровать сущность коэффициента K_1 , то есть количественно описать те повреждения, которые допустимы при определении расчетной сейсмической нагрузки в каждом конкретном случае зданий и сооружений и именно это учитывать при установлении интенсивности (балльности) землетрясения, равной и выше расчетной.

Более четверти века тому назад А. Г. Назаров поставил на обсуждение вопрос о сейсмической шкале, указывая на то, что во время землетрясений здания одновременно являются как бы и приборами, и объектами обследований. Он считал, что в идее здания должны быть только объектами исследований [7]. Имелось в виду, что наши знания о сейсмических воздействиях на здания должны достичь такого уровня, когда по показаниям приборов можно было бы дать оценку интенсивности землетрясения, а повреждения в зданиях рассматривать как воздействие этих сил на конкретные конструкции.

Однако, к сожалению, пока нет таких инструментальных данных, которые позволили бы поставить задачу таким образом.

Несмотря на то, что проведены значительные работы по макросейсмическому обследованию сильных землетрясений, однако и макросейсмических данных в такой степени и в таком объеме не имеется, чтобы суметь поставить и решить эту задачу в настоящее время [9].

Таким образом, дело обстоит так, что для разработки новой сейсмической шкалы пока что следует учитывать как инструментальные данные, так и данные макросейсмических обследований, а также и те реальные силы, которые возникнут в отдельных элементах и несущих конструкциях зданий и сооружений.

Возвращаясь к рассматриваемому вопросу, мы считаем, что при исследовании повреждений, возникающих в зданиях и сооружениях, их следует систематизировать, во-первых, по видам зданий и сооружений, в которых применены антисейсмические мероприятия и в которых они отсутствуют; далее, во-вторых, в каждой из этих групп дать подгруппы по различным конструкциям зданий (как приведено в действующей шкале, но сделать это намного полнее), затем, в-третьих, следует в каждой подгруппе иметь (если это необходимо) разделы по зданиям, имеющим различные конструктивные схемы.

В части последнего хочется остановиться несколько подробнее. Если, например, рассмотреть довольно-таки распространенные в сейсмических районах каменные здания, то можно их разделить на здания из мелкоштучных каменных материалов, здания с жесткой и гибкой конструктивными схемами, здания из крупных блоков и здания комплексной конструкции. Таким образом, для каменных зданий получаются несколько типов зданий, имеющих свои особенности работы, на которых нет необходимости останавливаться, и, следовательно, характерные для каждого типа зданий повреждения. К примеру, по результатам обследования Ташкентского землетрясения 1966 г., каменные здания с жесткой конструктивной схемой получили

больше повреждений, чем здания с гибкой конструктивной схемой [11] и, наоборот, при Спитакском землетрясении 7 декабря 1988 г. каменные здания с гибкой конструктивной схемой получили больше повреждений, чем здания с жесткой конструктивной схемой [3], что конечно, зависит от спектрального состава сейсмического воздействия. Таким образом, при анализе повреждений в рассмотренного вида зданиях и установлении балльности по ним, необходимо отмеченное учесть.

Возможно, особенно в случае зданий и сооружений, в которых осуществлены антисейсмические мероприятия, повреждения характеризовать не по такой градации степеней повреждения, как легкие, умеренные, тяжелые разрушения и обвалы, как приведено в шкале, а указывать конкретные повреждения и уже по этим видам повреждений (характерным) давать количественную оценку. С этой точки зрения заслуживает внимания предложение, представленное В. С. Павлыком [9].

Во всяком случае, сейчас уже пришло время, когда необходимо включить в сейсмическую шкалу признаки, характеризующие повреждения зданий и сооружений, в которых применены антисейсмические мероприятия. Это вполне реальная работа, если привлечь имеющийся богатый макросейсмический материал и учесть действительную работу существующих зданий и сооружений. При этом следует пересмотреть также признаки, характеризующие повреждения зданий, в которых не осуществлены антисейсмические мероприятия. По всей вероятности, необходимо пересмотреть описательную часть Шкалы сейсмической интенсивности в целом.

Предложения к описательной части Шкалы сейсмической интенсивности

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 включения в Шкалу сейсмической интенсивности. Они в части количественной оценки поврежденных зданий и оценки степени повреждений в них имеют общий характер и относятся как к зданиям с антисейсмическими мероприятиями, так и к зданиям, в которых не применены антисейсмические мероприятия.

Здания делятся на те же 3 типа, как в MSK-1964: А, В, С (без антисейсмических мероприятий) и еще на 6 типов с антисейсмическими мероприятиями: В7 и С7 — с учетом 7-балльной расчетной сейсмичности; В8 и С8 — с учетом 8-балльной расчетной сейсмичности; В9 и С9 — с учетом 9-балльной расчетной сейсмичности. При этом дается примечание о том, что для других типов зданий и сооружений (их можно перечислить) сведения в шкале не приводятся, но их следует учитывать при оценке балльности землетрясения.

Количество зданий и сооружений предлагается учитывать 6 видов:

- I. Единичные здания — до 5% от всех зданий;
- II. Отдельные здания — 6—10% от всех зданий;
- III. Некоторые здания — 11—25% от всех зданий;
- IV. Многие здания — 26—50% от всех зданий;
- V. Большинство зданий — 51—95% от всех зданий;
- VI. Все здания — 96% и более от всех зданий.

Повреждения в зданиях и сооружениях классифицируются по степеням: 1—легкие повреждения; 2—умеренные повреждения; 3—существенные повреждения; 4—тяжелые повреждения; 5—разрушения; 6—обвалы, полное разрушение.

Указанные повреждения следует более детализировать по сравнению с теми описаниями повреждений, которые приведены в шкале MSK-1964.

Ниже в таблице приводятся разработанные нами предложения для оценки интенсивности сильных и разрушительных землетрясений по повреждениям зданий с антисейсмическими мероприятиями. В ней даются количества (римскими цифрами) и степени повреждений (арабскими цифрами) зданий с антисейсмическими мероприятиями в зависимости от их типа (B и C) и расчетной интенсивности [2, 7 и 10]. Эта таблица может быть использована уже сейчас, как дополнение к соответствующей таблице Шкалы сейсмической интенсивности MSK-1964.

Таблица 1

Оценка интенсивности землетрясения по количеству и степени повреждений зданий с антисейсмическими мероприятиями

Интенсивность	Типы зданий с антисейсмическими мероприятиями					
	B7	C7	B8	C8	B9	C9
7	I-2 II-1	I-1				
8	I-4 II-3 III-2 IV-1	I-3 II-2 III-1	I-2 II-1	I-1		
9	III-6 IV-5 V-4	II-6 III-5 IV-4	I-4 II-3 III-2 IV-1	I-3 II-2 III-1	I-2 II-2	I-1
10	VI-6	V-6	III-6 IV-5 V-4	II-6 III-5 IV-4	I-4 II-3 III-2 IV-1	I-3 II-2 III-1

Приведенные в таблице показатели могут быть уточнены в дальнейшем, по мере накопления новых данных по обследованиям сильных и разрушительных землетрясений.

Ереванский архитектурно-строительный институт

Поступила 27. VI. 1995.

Բ Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Կ. Բ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՈՒԺԵՂ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ԻՆՏԵՆՍԻՎՈՒԹՅԱՆ ՈՐՈՇՈՒՄԸ
ՀԱԿԱՍԵՅՍՄԻԿ ՄԻՋՈՑԱՌՈՒՄՆԵՐՈՎ ՇԵՆՔԵՐՈՒՄ
ԱՌԱՋԱՑԱԾ ՎՆԱՊՎԱԾՔՆԵՐԻ ՀԻՄԱՆ ՎՐԱ

Ա մ փ ո փ ու մ

Բերված են գոյութիւն ունեցող սեյսմիկ սանդղակների վերաբերյալ տրված լուրերը: Ավելի մանրամասն նկարագրված են մեզ մոտ օգտագործվող նախկին Սովետական Միության 1952 թվի և Միջազգային MSK-1964 սեյսմիկ սանդղակները: Նշվում է, որ գոյութիւն ունեցող սանդղակների նկարագրական մասում երկրաշարժի ինտենսիվությունը որոշվում է հակասեյսմիկ միջոցառումներ չունեցող շենքերի վնասվածքների հիման վրա:

Կատարված հետազոտություններում մշակված են առաջարկներ հակասեյսմիկ միջոցառումներ ունեցող շենքերի վնասվածքներով երկրաշարժերի ինտենսիվությունը որոշելու վերաբերյալ, որոնք առաջարկվում են սեյսմիկ սանդղակի նկարագրական մասը լրացնելու նպատակով: Առաջարկները ներկայացնում են որոշակի հետաքրքրություն, քանի որ սեյսմիկ շրջաններում արդեն վաղուց (ավելի քան կես դար) շենքերը կառուցվում են հակասեյսմիկ միջոցառումների կիրառմամբ և հետևաբար ուժեղ երկրաշարժի ուժը պետք է գնահատվի այդ շենքերում առաջացած վնասվածքների միջոցով:

Ներկայացված առաջարկները կարող են օգտագործվել արդեն այժմ ուժեղ երկրաշարժերի ինտենսիվությունը որոշելու նպատակով: Դրանք հետագայում ուժեղ երկրաշարժերի ուսումնասիրումներից նոր տվյալներ ստանալուց հետո պարբերաբար կարող են ենթարկվել ճշտման:

B. K. KARAPETIAN, K. B. KARAPETIAN

DETERMINATION OF STRONG EARTHQUAKES' INTENSITIES ACCORDING TO DAMAGES OF ANTISEISMIC DESIGN BUILDINGS

The proposals aimed to estimate a behaviour of the buildings where antiseismic measures are applied and to determine an earthquake magnitude, which are intended to be included into the Contemporary Seismic Intensity Scale, are developed. They are of a certain interest since buildings in seismically active areas are constructing using antiseismic measures for more than half a century, and therefore the intensity of a strong or disastrous earthquake should be estimated primarily on the basis of such buildings damages.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карапетян Б. К. Установление силы землетрясения по макросейсмическим обследованиям сейсмостойких зданий.— Бюлл. по инженерной сейсмологии. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1975, № 9, с. 15—18.
2. Карапетян Б. К. Повреждения зданий с антисейсмическими мероприятиями. Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975, с. 110.
3. Карапетян Б. К. Специфические особенности Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года — Тр. IX Европейской конференции по сейсмостойкому строительству. М.: Изд. ЦНИИСК, 1990, т. 9, с. 242—245.
4. Карапетян Б. К. Механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья (сейсмические условия). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 288 с.
5. Медведев С. В. Новая сейсмическая шкала. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, М., 1953, № 21.
6. Медведев С. В., Шпонхоер В., Карник В. Шкала сейсмической интенсивности. М К-64. М.: Изд. Наука, 1965, 11 с.
7. Назаров А. Г. Метод инженерного анализа сейсмических сил. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 286 с.
8. Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. М.: ИЛ, 1963.
9. Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975, 280 с.
10. Строительные нормы и правила (СНиП II-7—81). Строительство в сейсмических районах. М.: Стройиздат, 1982, 49 с.
11. Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент: Изд. Узбекистан, 1971.
12. Шкала для определения силы землетрясения в пределах от 6 до 9 баллов. ГОСТ 6249—52. Государственный общесоюзный стандарт. М.: Госстрой СССР, 1952, 2 с.

Р. А. МАНДАЛЯН, О. А. САРКИСЯН

ОБ ОДНОМ ТИПЕ КИСЛЫХ ГРАУВАКК ИЗ ДИЛИЖАНСКОЙ СЛАНЦЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ

Граувакки относятся к числу петрографических семейств песчаников, широко развитых в составе терригенных формаций. В последние десятилетия этим термином обозначают группу песчаников, главным составным компонентом которых являются обломки пород (Граувакки, 1972; Минеральные парагенезы граувакк, 1975). В складчатых областях они чаще формируют протяженные скопления при размыве внутренних поднятий. В связи с этим понятие «граувакка» дополнилось рядом прилагательных (диабаз-спилитовая, фельзит-порфировая, альбито-фировая), указывающих на конкретный источник сноса. Терригенные формации с преобладанием граувакк содержат специфические полезные ископаемые. Некоторые из них, образованные в условиях аридного климата, являются меденосными, а другая ветвь формаций, возникших в гумидных условиях, содержит угли и горючие сланцы. В этом смысле значительный интерес представляет малоизвестная в геологической литературе трахириодацитовая разновидность граувакк, развитая в составе Дилижанской сланценосной терригенной формации Севано-Ширакского синклинория (верхний олигоцен—нижний миоцен). Эта формация прослеживается в близширотном направлении в виде полосы с шириной выхода 2—2,5 км, развитой по обоим бортам и долине р. Агстев на расстоянии 10 км от окрестностей села Шамахян до урочища «Редькин лагерь» и подступах к оз. Парзлич. Она залегает ингрессивно, с грубообломочными накоплениями в основании на вулканитах верхнего эоцена (Саркисян, 1958). Мощность формации колеблется в пределах 550—600 м. Большое разнообразие состава, частые латеральные переходы и внутренняя гравитационная тектоника Дилижанской формации в значительной мере затрудняют ее стратиграфическое расчленение и корреляцию разрезов. Песчаникам здесь принадлежит ведущая роль. В основании и нижней части разреза формации (Брыкина балка) они чаще находятся в ритмичном чередовании с конгломератами, гравелитами, алевролитами, глинами, аргиллитами, глинистыми и горючими сланцами, тогда как в средне-верхней (от левобережья речки Штоганаджур до железнодорожной станции) имеют максимальное развитие и суммарную мощность порядка 120—200 м. В составе терригенного парагенеза кровли формации на этом же участке развиты маломощные слои углей и углистых аргиллитов. Породы Дилижанской формации интенсивно дислоцированы и собраны в синклинальную складку, осложненную мелкой гравитационной складчатостью. Они характеризуются значительными (30—55°), а в приразломных зонах крутыми (65—75°) падениями слоев. В правобережье р. Агстев эти величины снижаются до 25—45°.

В обнажении песчаники имеют светлоричную, серую или желтовато-серую окраску. Это горизонтально слоистые породы, местами содержащие гравийную примесь и рассеянную гальку. По гранулометрическому составу они разнообразны, однако в целом преобладают средне-крупнозернистые разности (0,3—1,25 мм) песчаников.

Минерально-петрографическая характеристика. По соотношению обломочных пороодообразующих компонентов, песчаники являются типичными граувакками. Они характеризуются обилием (до 85%) окатанных фрагментов эффузивных пород, при подчиненном значении зерен кварца и полевых шпатов (санидин и плагиоклазы ряда олигоклаз-андезин). В составе доминирующего литокластического компонента диагностируются следующие главные разновидности пород.

— Санидиновые трахириолиты с вкрапленниками высокотемпературного кварца, санидина, кислого плагиоклаза и биотита в микрофельзитовой или сферолитовой основной массе. Среди них развиты плосчатые (с флюидалностью) разновидности.

— Опацитизированные щелочные и субщелочные риодациты и дациты с вкрапленниками калишлата, кислого плагиоклаза и биотита в девитрифицированной связующей массе. Переходные к трахидацитам разновидности фиксируются по уменьшению вкрапленников кварца и изменению соотношения между щелочным полевым шпатом и плагиоклазами, а также присутствию редких зерен щелочного амфибола.

В подчиненном (до 10—12%) количестве в составе кислых граувакк развиты обломки трахиандезит-андезито-дацитового ряда, плагиоклазовых и пироксен-роговообманковых андезитов, а также песчинки терригенных образований, в сумме составляющие не более 3—5% от общего количества обломков.

Цементирующая масса песчанников представлена глинистым веществом в количестве 8—30%. Судя по данным рентгеноструктурного анализа каолинит является постоянным и отчетливо преобладающим компонентом глинистого цемента. Чаше развиты следующие типы цементации песчаных частиц: пленочный, контактовый, пористый. Содержание кальцита в цементе, как правило, весьма скудное—0—4%. Лишь в редких случаях, связанных с наличием в глинистом цементе скоплений цельных или распавшихся раковинок пеллеципод и гастропод, а также мергелевых конкреций, содержание его повышается до 10—12%. Примечательно развитие гидроокислов железа в виде пленок по контуру обломочных зерен и скоплений в глинистом цементе в форме полос и пятен.

Минеральному составу граувакк присуще заметное однообразие и бедность по набору породообразующих и аксессуарных минералов. По данным 30 проб они характеризуются магнетит-циркон-биотит-диопсидовой ассоциацией минералов тяжелой фракции. Циркон является постоянным компонентом (от единичных зерен и чаще в количестве 0,5—2,5%) при среднем значении около 1,3%. Это преимущественно тонкопризматические (с бипирамидальными ограничениями), а также толстопризматическими кристалликами с обломанными верхушками и с включениями рудного минерала, рутила, златита, а также цирконов другой генерации. Диопсид присутствует постоянно в количестве от единичных зерен и долей процента до 2—3%. Форма зерен удлиненная, реже желтовато-зеленая.

Биотит является преобладающим минералом тяжелой фракции. Его количество варьирует в пределах от 1,5—3% до 97% и составляет в среднем 41,1% при выходе тяжелой фракции в пределах 0,4—1,30%. Биотит присутствует в форме чешуек с интенсивной окраской: коричневой, темнобурой до почти черной. Примерно треть зерен содержит игольчатые включения рутила и рудные минералы. При количественной оценке необходимо учесть следующее:

— наличие этого минерала не только в форме вкрапленников, но и в основной массе риодацитов.

— быстрый перенос горными водотоками минералов пластинчатого габитуса каким является биотит.

Темноцветные минералы (авгит, титан-авгит, гиперстен) как правило имеют второстепенное развитие. Характерна обедненность граувакк такими аксессуориями как рутил, апатит, сфен. В легкой фракции развиты кварц, санидин, плагиоклазы, вулканическое стекло, обломки пород, а также выветрелые и оглиненные минералы.

Особенности химизма. Химические анализы (табл. 1, №№ 1—5) иллюстрируют ряд особенностей кислых граувакк, унаследованных от материнских пород. Это близкие к их составу (с учетом поправок на содержание летучих компонентов и наличие примесей, в том числе це-

мента) содержания SiO_2 , отчетливое преобладание окисного железа над закисным и что в особенности выразительно—повышенная сумма щелочей (6,86—8,05) при постоянном превышении калия над натрием. Соотношение их окислов неизменно >1 и в приведенных анализах колеблется в пределах 1,44—1,76.

Для сравнения в таблице (анализы №№ 8, 9) приведен состав кислых грауваккоподобных песчаников, широко развитых в отложениях бата-келловея и нижнего оксфорда Сомхето-Карабахской зоны (Шамшадинский антиклинорий, Иджеванский синклинорий) (4). Они являются продуктами размыва натровых риолитов (кварцевых порфиров) и риодацитов.

Таблица 1

Химический состав кислых граувакк

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	67,42	66,52	62,47	52,32	61,85	58,86	59,81	68,36	67,73
TiO_2	0,60	0,45	0,50	0,35	0,30	0,30	0,30	0,35	0,60
Al_2O_3	17,65	17,38	17,85	16,40	17,05	16,02	17,96	15,22	14,08
Fe_2O_3	2,92	3,67	3,72	3,03	3,75	5,18	4,95	3,50	3,05
FeO	0,40	0,39	0,50	0,84	1,10	1,12	0,56	1,52	1,40
CaO	1,75	1,75	2,38	3,84	2,17	3,95	1,75	2,95	3,68
MgO	0,74	0,74	0,72	1,64	1,46	1,31	2,01	1,48	1,92
MnO	0,03	0,01	0,01	сл	0,04	0,04	0,04	0,10	0,04
Na_2O	3,10	3,25	3,10	2,48	3,19	2,40	2,28	3,70	4,20
K_2O	4,80	4,80	5,00	4,38	4,59	2,90	3,29	0,85	0,65
P_2O_5	0,05	0,05	0,04	0,11	0,34	0,29	0,29	сл	н.о
S общ	сл	сл	сл	сл	0,10	сл	сл	сл	сл
H_2O	0,14	0,45	0,31	2,24	0,92	2,12	2,47	0,63	0,20
п.п.п.	0,40	0,54	3,30	2,17	3,14	3,24	4,19	1,34	2,34
CO_2	н.о	н.о	0,10	0,20	н.о	2,27	н.о	н.о	0,11

Примечание: анализы приведены к 100%.

По данным 40 спектральных анализов содержание ванадия в кислых граувакках Дилижанской формации колеблется в пределах 0,015—0,0013% и в среднем составляет 0,006%, что в переводе на V_2O_3 и V_2O_5 соответствует величинам 0,009 и 0,011%. Ниже приводим пределы колебаний и средние значения других микрокомпонентов.

Цирконий (0,032—0,0075); ср. 0,017%. Стронций (0,01—0,056), ср. 0,037%. Барий (0,013—0,075), ср. 0,045%. Показательно нижекларковое содержание меди, свинца и цинка и слегка завышенное — галлия.

Согласно 10 анализам содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в граувакках колеблется в пределах 0,04—0,15%, а их битуминозность (маслянистый смолистый битум «А») находится в пределах 0,001—0,0025% (хлороформная экстракция) и 0,01—0,005% (спирт-бензольная экстракция).

Наряду с кислыми (трахириодацитовыми) граувакками, развиты также их смешанные разновидности, содержащие около 20—30% песчинок иного состава. Это андезиты-дациты, трахиандезиты, андезиты-базальты, а также материал осадочных пород — песчаников и аргиллитов. Их присутствие сказывается на химическом составе (уменьшение SiO_2 и суммы щелочей в анализах (№№ 6, 7) и соотношении минеральных компонентов песчаников. Вместе с убыванием кварца, биотита, санидина, кислого плагиоклаза возрастает содержание средних плагиоклазов, а также темноцветных минералов, в частности пироксенов (авгит, титаноавгит, гиперстен) и в меньшей мере роговых обманок. Формирование второй разновидности смешанных накоплений связано с разбавлением терригенного материала осадков свежей пирокластикой. В ее составе преобладают буро-красноватые фрагменты кислого стекла, включая типичные фьямме, а также тефрондный материал андезитового и андезиты-дацитового состава. По мере увеличения этого компонента имеет место переход от граувакк к терригенно-

пирокластическим туффитам. Их количество возрастает к верхней части разреза и наиболее отчетливо фиксируется на северо-восточной окраине г. Дилижана, где среди терригенных накоплений и туффитов развиты собственно туфы.

Условия формирования. Песчаники и в особенности перемежающиеся с ними аргиллиты в изобилии содержат частично обугленные обрывки растений и хорошо сохранный листовую флору. Ее ботанико-географический анализ, осуществленный М. Е. Арутюнян [1], отчетливо указывает на доминирование влажно-субтропических вечнозеленых видов (кастанопсисы и лавровые), произраставших на высотах порядка 800—1000 м. Определяется также значительное участие болотных таксоидных и глубостробиловых лесов в период накопления нижней части терригенной серии. Вместе с палеонтологическими данными (наличие скелетов пресноводных рыб, раковин пресноводных гастропод и остракод при отсутствии криноидей, кораллов, морских ежей) и комплексом литологических признаков это свидетельствует о континентально-озерных условиях накопления Дилижанской формации, по меньшей мере, на основных этапах ее образования. Указанный ингрессивный пресноводный бассейн был расположен вдоль центральной части Севано-Ширакского синклинория, где в позднем олигоцене и раннем миоцене на фоне общего воздымания Малокавказского антиклинория имело место относительное погружение и формирование продольной наложенной впадины. Заложенности депрессии с продолжительным пресноводным режимом предшествовала интенсивная вулканическая деятельность, преимущественно наземная. Формирование в ней терригенных накоплений было связано с привносом горными реками больших масс аллювия и размывом скалистого озерного побережья. Это имело место на фоне активных тектонических подвижек как в области терригенной седиментации, так и ее обрамления.

Длительное проявление этого фактора нашло отражение в самом накоплении значительных мощностей терригенных образований и развитии синхронного вулканизма, как и в последующих интенсивных дислокациях и внедрении субвулканических тел. Формирование терригенных накоплений, близких к ним по составу и палеогеографической обстановке, можно ожидать в северной части Севано-Ширакского синклинория — бассейнах верхнего течения р. Чичкан и среднего — р. Ахурян. Не исключено также наличие погребенных толщ аналогичного характера и в обрамлении озера Севан.

Институт геологических наук
НАН РА, ЕГУ

Поступила 15. II 1994.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арутюнян М. Е. Олигоценовая флора Дилижана (Армянская ССР), ее стратиграфическое и палеогеографическое значение. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Ереван: ЕГУ, 1975, 25 с.
2. Граувакки — Тр. ГИН АН СССР, вып. 238. М.: Наука, 1972, 345 с.
3. Джрбашян Р. Т. Палеогеновый вулканизм Севано-Ширакского синклинория. В кн.: Геология Армянской ССР, т. IV, Петрография. Вулканические породы. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1970, с. 225—266.
4. Мандалян Р. А. Верхнеюрский-нескомский седименто- и литогенез Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1990, 172 с.
5. Саркисян О. А. О литостратиграфическом расчленении угленосных отложений Дилижанского района Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР, серия геол. и географ. наук, 1958, том. XI, № 2, с. 17—32.
6. Саркисян О. А., Арутюнян М. Е. К вопросу о стратиграфическом расчленении дилижанской свиты. — Уч. зап. Ереванского ун-та, естественные науки, № 3, 1970, с. 122—130.

М. П. АСЛАНЯН

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ В РЕЗУЛЬТАТЕ РАЗВЕДКИ И ЭКСПЛУАТАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАПАН И ШАУМЯН

С экологических позиций рудные месторождения являются источниками техногенного загрязнения окружающей среды.

Проведенные исследования позволили оценить характер и степень загрязнения почв, растений, донных отложений рек и вод химическими элементами, в основном тяжелыми металлами, в результате более полувековой интенсивной разведки и эксплуатации Капанского медного и Шаумянского золото-полиметаллического месторождений. За годы разработки месторождений здесь накоплены огромные объемы отвалов и отбросов.

Основные минералы месторождений — это сульфиды: пирит, халькопирит, галенит, сфалерит.

На поверхности месторождений в коренных породах установлены аномалии Cu, Zn, Pb, Ag, As, Cd, Mo и др. элементов, где содержания Cu—50—200 мг/кг, Zn—50—200 мг/кг, Pb—1—50 мг/кг, Ag—0,01—2 мг/кг, As—5—50 мг/кг, Cd—1—30 мг/кг, Mo—0,8—40 мг/кг. Указанные аномалии (первичные ореолы месторождений) во много раз превосходят размеры рудных тел и, наряду с ними, являются источниками тяжелых металлов.

Площадь месторождения Капан и накопленные здесь отвалы промываются водами р. Каварт и ее притоками, а рудные участки месторождения Шаумян промываются водами бассейна р. Халадж. Исследования проводились по ущельям этих рек, а также на участках наибольшего скопления отвалов.

Методика исследований заключалась в опробовании и анализе коренных пород, речных вод, донных отложений рек, почв и растительного покрова [1]. Расстояние между точками отбора проб составляет примерно 100 м. Все пробы подверглись количественному спектральному анализу на широкий круг элементов в спектральной лаборатории, а пробы вод исследовались колориметрическим методом на Cu, Pb, Zn, As, Mo, SO_4^{2-} , HCO_3^- в гидрохимической лаборатории ИГН НАН Армении.

В таблице 1 приведены данные о содержаниях химических элементов в различных природных образованиях на участках развития естественных геохимических аномалий (а) и на участках, находящихся в непосредственной близости от отвалов и под воздействием рудничных вод (б).

Приведенные данные показывают, что содержания химических элементов на участках, прилегающих к отвалам, в десятки и сотни раз превышают их содержания на участках развития естественных геохимических аномалий. Содержания Cu, Pb, Zn, As в почвах, растениях и донных отложениях загрязненных участков близки, а иногда и выше (по As и Zn) их содержаний в рудах отмеченных месторождений.

Наибольшее загрязнение имеет место для вод р. Каварт, где содержания элементов в тысячи раз превышают таковые за пределами участков месторождений: Cu—75,8 мг/л (за пределами участков месторождений—0,005 мг/л), Zn—42,7 мг/л (0,003 мг/л), As—0,06 мг/л (0,002 мг/л), pH—2,8—4,0 (7,3—7,4), здесь же содержания сульфат-иона достигают 4529,4 мг/л.

Подсчитанные запасы металлов в отвалах, накопленных вокруг месторождений, по Cu и Zn оцениваются в несколько тысяч тонн, по Pb— в несколько сот тонн, по Ag, As, Cd— в десятки тонн.

Содержание химических элементов в различных природных образованиях на участках развития естественных геохимических аномалий (а) и на участках, прилегающих к отвалам (б).

	Почва (мг/кг)		Растения (мг/кг)		Деревянные отложения (мг/кг)		Речные воды (мг/кг)	
	а	б	а	б	а	б	а	б
Cu	10—200	200—1100	5—50	100—200	10—300	200—1000	0,002— —0,02	5—75
Pb	0,5—5	5—50	не обн. —1	1—100	0,5—2	3—20	—	—
Zn	3—50	50—300	1—30	50—150	3—80	100—500	0,005— —0,01	20—500
Ag	0,002— —0,04	0,02— —0,07	0,0005— —0,004	0,001— —0,0075	0,001— —0,0075	0,009— —0,04	—	—
As	не обн. —1	10—100	не обн.	не обн.	не обн.	5—50	не обн.	не обн. —0,06
Cd	не обн. —0,1	0,1— —0,5	не обн. —0,1	0,5—2	не обн. —0,1	1—3	—	—
Mo	0,2— 7,5	7,5— —20	0,1— —3,5	2—20	0,1—2	2—8	0,001— —0,005	0,01— —0,05
SO ₄ ²⁻	—	—	—	—	—	—	10—25	50—4500
pH	—	—	—	—	—	—	50—300	<50
HCO ₃ ⁻	—	—	—	—	—	—	6,5—7,4	2,8—5,3

Максимальные концентрации химических элементов во всех исследованных природных образованиях прослеживаются на расстояние до 500 м от источников загрязнения (отвалов и др.).

Общая площадь участков с максимальным загрязнением в исследованном районе оценивается примерно в 10 км².

Институт геологических наук

Поступила 31. III. 1994

НАН Армении

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорян С. В., Сагс А. А. Методические рекомендации по оценке окружающей среды районов горнорудной промышленности. М.: ИМГРЭ, 1982.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1994, XLVII, № 3, 62—65

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Ю. Р. КАГРАМАНОВ

О ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ЭОЦЕНА ОКТЕМБЕРЯНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Отложения верхнего эоцена Октемберянской депрессии представляют собой грубообломочную шлировую (красноцветную) субформацию нижней молассовой формации (верхний эоцен-олигоцен). Сложены они в основном песчаниками, глинами и конгломератами, среди которых встречаются прослойки туфопесчаников и туфоалевролитов [1]. В пределах Октемберянской депрессии эти образования вскрыты рядом скважин (рис. 1) и их мощность, по данным бурения, достигает 900 м и более. С севера и северо-запада на юг и юго-восток депрессии наблюдается постепенное увеличение песчаности разреза отложений верхнего эоцена.

В процессе бурения скважин как в верхнем эоцене, так и в пере-

Содержание химических элементов в различных природных образованиях на участках развития естественных геохимических аномалий (а) и на участках, прилегающих к отвалам (б).

	Почва (мг/кг)		Растения (мг/кг)		Дынные отложения (мг/кг)		Речные воды (мг/кг)	
	а	б	а	б	а	б	а	б
Cu	10—200	200—1100	5—50	100—200	10—300	200—1000	0,002— —0,02	5—75
Pb	0,5—5	5—50	не обн. —1	1—100	0,5—2	3—20	—	—
Zn	3—50	50—300	1—30	50—150	3—80	100—500	0,005— —0,01	20—500
Ag	0,002— —0,04	0,02— —0,07	0,0005— —0,004	0,001— —0,0075	0,001— —0,0075	0,009— —0,04	—	—
As	не обн. —1	10—100	не обн.	не обн. —2	не обн. —1	5—50	не обн.	не обн. —0,06
Cd	не обн. —0,1	0,1— —0,5	не обн. —0,1	0,5—2	не обн. —0,1	1—3	—	—
Mo	0,2— 7,5	7,5— —20	0,1— —3,5	2—20	0,1—2	2—8	0,001— —0,005	0,01— —0,05
SO ₄ ²⁻	—	—	—	—	—	—	10—25	50—4500
pH	—	—	—	—	—	—	50—300	<50
HCO ₃ ⁻	—	—	—	—	—	—	6,5—7,4	2,8—5,3

Максимальные концентрации химических элементов во всех исследованных природных образованиях прослеживаются на расстояние до 500 м от источников загрязнения (отвалов и др.).

Общая площадь участков с максимальным загрязнением в исследованном районе оценивается примерно в 10 км².

Институт геологических наук

Поступила 31. III. 1994

НАН Армении

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорян С. В., Сагс А. А. Методические рекомендации по оценке окружающей среды районов горнорудной промышленности. М.: ИМГРЭ, 1982.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1994, XLVII, № 3, 62—65

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Ю. Р. КАГРАМАНОВ

О ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ЭОЦЕНА ОКТЕМБЕРЯНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Отложения верхнего эоцена Октемберянской депрессии представляют собой грубообломочную шлировую (красноцветную) субформацию нижней молассовой формации (верхний эоцен-олигоцен). Сложены они в основном песчаниками, глинами и конгломератами, среди которых встречаются прослойки туфопесчаников и туфоалевролитов [1]. В пределах Октемберянской депрессии эти образования вскрыты рядом скважин (рис. 1) и их мощность, по данным бурения, достигает 900 м и более. С севера и северо-запада на юг и юго-восток депрессии наблюдается постепенное увеличение песчаности разреза отложений верхнего эоцена.

В процессе бурения скважин как в верхнем эоцене, так и в пере-

Центральная - Октябрьская антиклиналь

Северная антиклиналь

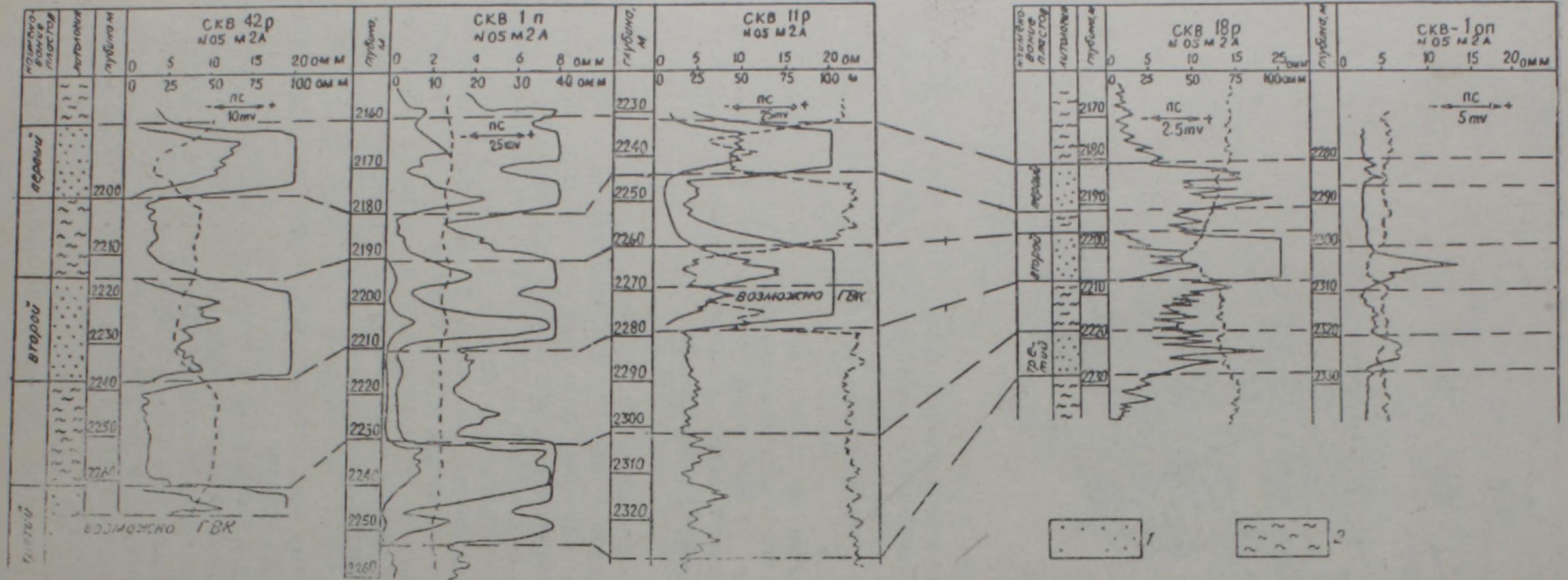


Рис. 2. Корреляция песчаного, возможно газоносного горизонта в разрезе верхнего эоцена. Составил Ю. Р. Каграманов, 1—песчаники; 2—глины.

по газовому каротажу. К сожалению, техническое состояние скв. 11-р не позволило осуществить опробование этого объекта.

С целью выяснения газоносности данного горизонта была пробурена скв. 42-р. В процессе бурения при забое 2200 м началось интенсивное газопроявление (уд. вес раствора снизился с 1,22 до 1,14 г/см³), которое было приостановлено при утяжелении глинистого раствора до 1,40—1,42 г/см³. Опробование проводилось в обсаженной колонне поинтервально: снизу вверх 2269—2262 м (верхняя часть третьего пласта); 2240—2220 м и 2198—2182 м. Освоение третьего песчаного пласта (2269—2262 м), после перфорации колонны осуществлялось сменой раствора на воду. Скважина перешла на самонзлив и фонтанировала водой с первоначальным дебитом 172,8 м³/сут. Фонтанирование сопровождалось бурным выделением газа (СН₄). В последующем, в течение 4-х суток дебит скважины снизился и стабилизировался до 86,4 м³/сут. Температура на устье скважины составляла 42°С, в фильтровой части 80°С, пластовое давление 26,4 МПа. Вода относится к гидрокарбонатно-натриевому типу с общей минерализацией 4 г/л.

После установки цементного моста второй пласт (2240—2220 м) был освоен так же, как и предыдущий. Скважина в начале фонтанировала пластовой водой с суточным дебитом 130 м³/сут, который в дальнейшем стабилизировался до 86,4 м³/сут. Фонтанирование сопровождалось интенсивным выделением газа. Пласт в кровле горизонта (2198—2182 м) при освоении проявил себя так же, как и предыдущие.

Последующим обследованием было установлено отсутствие за колонной цементного кольца. Этим можно объяснить одинаковый дебит (86,4 м³/сут) и тип пластовой воды, полученной при освоении трех пластов. Видимо, при испытании третьего пласта в результате резкого снижения противодавления на забой скважины подошвенная вода образовала водяной конус, который оттеснил газ от забоя... В скв. П-р, расположенной гипсометрически ниже скв. 42-р, третий пласт (2303—2328 м) полностью обводнен (рис. 2), на что указывает низкое сопротивление пласта (около 5 Ом. м).

Можно предположить, что в пределах Центрально-Октемберянской структуры газовой контакт (ГВК) в третьем пласте, по материалам 42-р, находится на глубине 1210 м. Данные промыслово-геофизических исследований скв. 11-р позволяют ГВК во втором пласте проследить на отметке 1233 м. Видимо, площадь газонасыщения в первом песчаном пласте будет наибольшей в исследуемом горизонте.

Результаты исследования двух упомянутых структур указывают на перспективы нефтегазоносности верхнего эоцена в пределах Октемберянской депрессии, особенно в структурах, кулисообразно расположенных вдоль р. Аракс (рис. 1). Это — Беркашатская, Геташенская, Центрально-Октемберянская, Кармирская и Шаварутская структуры, которые можно рассматривать, прежде всего, как газопонсковые объекты в отложениях верхнего эоцена.

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 26 IV 1994.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология Армянской ССР, том V, Литология. 1974, с. 361—372.
2. Каграманов Ю. Р., Арутюнян Р. А. О перспективах газопонсковых работ в пределах Октемберянской депрессии.—Нефтегазовая геология, геофизика и бурение, вып. 12, 1985, с. 6—9.
3. Каграманов Ю. Р., Осипова И. Б., Арменакян К. Х. О перспективах нефтегазоносности Севабердской антиклинали. Нефтяная промышленность, сер. «Нефтегазовая геология и геофизика», вып. 1, 1983, с. 6—7.

А. К. КАРАХАНЯН, ДЖ. О. МИНАСЯН, А. А. ВАРДАНЯН

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ФЕРРОМАГНИТНОГО СОСТАВА ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД АРМЕНИИ

Известно, что использование методов магнетизма горных пород (МГП) перспективно почти во всех областях геологических исследований (стратиграфия, геохронология, палеотектоника, поиск, разведка и изучение условий формирования месторождений полезных ископаемых), где необходима информация о составе, структуре, концентрации магнитных минералов и испытанных ими внешних воздействиях [6].

В настоящее время, наряду с диагностическими методами МГП (определение состава, концентрации, структуры, текстуры горных пород) можно выделить ряд методов изучения магнитного состояния, в специфике которого сохраняется «память» о внешних воздействиях: магнитного поля, механических воздействиях, температуры и времени.

По значению запоминания магнитной предыстории главной из характеристик магнитного состояния является вектор первичной намагниченности, который является отпечатком направления геомагнитного поля эпохи образования горных пород.

Определение главного вида и стабильности к различным внешним воздействиям первичной намагниченности — это ферромагнитный состав породы (вид и концентрация ферромагнитных минералов), т. е. по магнитным характеристикам возможно судить о температуре давлений и окислительных условиях кристаллизации магнитных минералов.

В статье авторы старались по возможности выяснить характер изменения магнитных свойств и состава ферромагнитных минералов в зависимости от возраста вулканогенных пород. Установление такой связи важно для палеомагнитных, магнитостратиграфических исследований, а также для геологической интерпретации аномального магнитного поля.

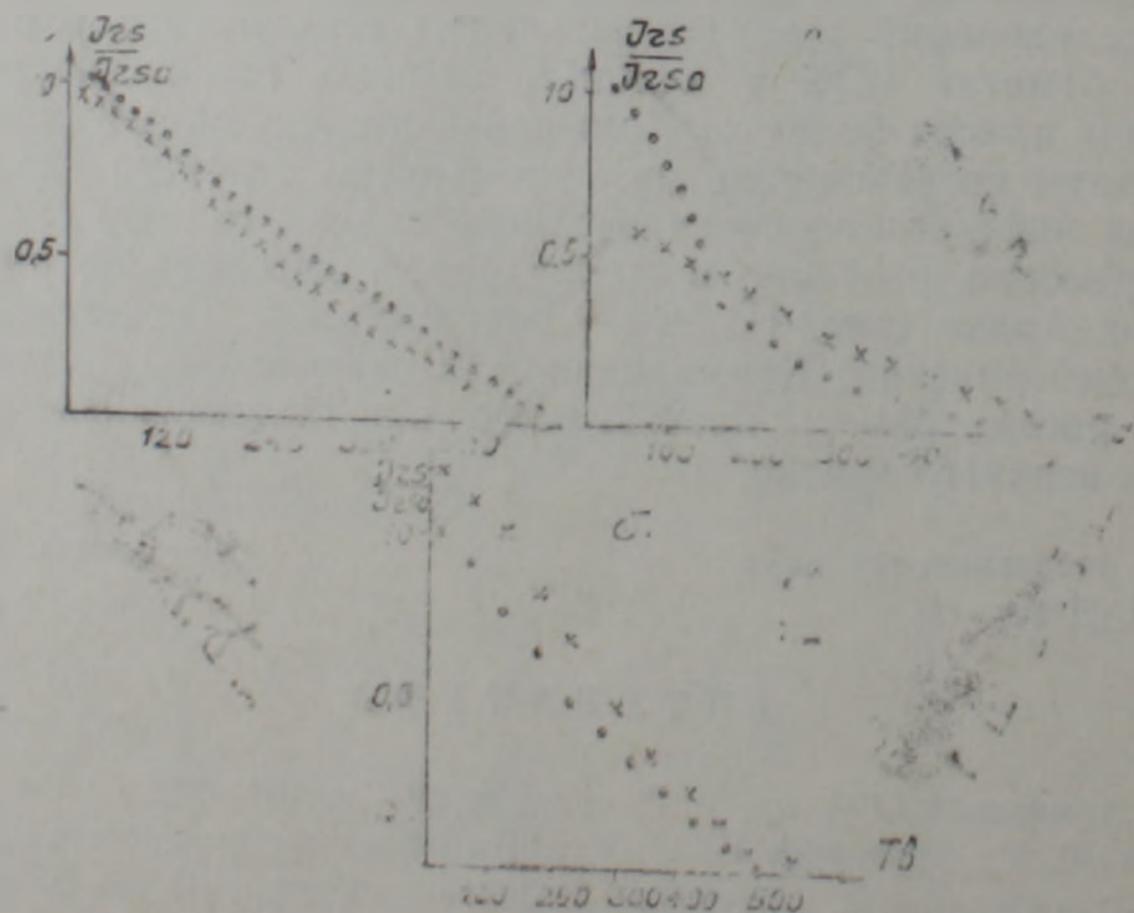


Рис. 1. Характерные кривые термомагнитного анализа образцов горных пород; а—плиоцен-четвертичного; б—палеогенового; в—юрского-мелового возрастов. 1—первичный нагрев; 2—вторичный нагрев.

В работе [5, 8] вулканогенные породы мезокайнозоя Армении по составу ферромагнитной фракции подразделены на три группы: 1) магнетит—титаномагнетитовая, 2) магнетит — титаномаггемитовая, 3) маггемит — магнетитовая.

В статье использованы результаты терромагнитных исследований разновозрастных вулканогенных пород Армении. Рассмотрены кривые терромагнитного анализа вулканогенных пород (около 100 кривых) различных возрастных подразделений (мезокайнозой-протерозой-кембрий).

В таблице 1 приведены значения точек Кюри для эффузивных пород. Возраст пород дан по [2, 4, 7].

Таблица 1

Возраст пород	Название пород	Кол-во определений	Средняя точка Кюри T_{0k}
Аален-байос	порфирит	5	580
Кимеридж	—»—	7	570
Валанжан	—»—	4	570
Апт	туфобрекчия	4	560
Нижний эоцен	порфирит	7	560
Средний эоцен	—»—	6	550
Верхний эоцен	андезит	18	550
Олигоцен	—»—	5	550
Плиоцен-четвертичный	андезито-базальт	9	540
Нижнечетвертичный	андезито-дацит	5	540

Кривые $I_{rs}(t)$ на рис. 1 указывают на титаномагнетит-магнетитовый состав ферромагнитной фракции пород изученных возрастных подразделений, средние точки Кюри которых приведены в табл. 1.

Из табл. 1 вытекает, что в одном возрастном подразделении величины T_k почти одинаковы, что говорит об одинаковой ферромагнитной фракции различных пород. Наблюдается также некоторая тенденция роста точек Кюри с удревнением титаномагнетит-магнетитсодержащих пород.

Такая закономерность установлена также в работе [1, 6].

Особый интерес для палеомагнетизма (особенно для палеотектоники) представляет изучение ферромагнитной фракции пород протерозой-кембрийского возраста. Эти исследования не лишены трудностей, что связано со спецификой пород этого возраста. Их сильная измененность, рассланцованность оставляют мало надежд на получение достоверных данных. Докембрийские породы, которые пережили несколько циклов метаморфизма, характеризуются сложной естественной остаточной намагниченностью (I_n) [4,9]. I_n этих пород — в основном сумма нескольких компонент с различной степенью стабильности. Необходимо отметить, что отдельные компоненты I_n могут быть «отпечатком» разных этапов метаморфизма, вследствие чего возможны частичные разрушения первичных ферромагнитных минералов и возникновение новых—сингенетических этапов метаморфизма.

В статье сделана попытка провести терромагнитные исследования образцов из Арзаканского метаморфического комплекса.

Возраст этого комплекса по [2, 3, 4] оценивается как верхний протерозой-кембрий.

Коллекция из Арзаканского массива представлена в основном сланцами, амфиболитами, гранито-гнейсами и филлитами (около 300 обр.). Подавляющая часть образцов оказалась слабомагнитной, что затруднило применение обычного терромагнитного анализа для определения ферромагнитных минералов и их точек Кюри.

Для определения магнитных минералов был применен метод «намагничивания». Образцы намагничивались в постоянном магнитном

поле до 7 кэ, затем проводилось их терморазмагничивание с шагом 100°C. Некоторые из полученных результатов приведены в табл. 2.

Таблица 2

Названия пород	I_n перед намагнич.	I_n после намагнич.	$I_{rs}(t)$				
			200°	300°	400°	500°	600°
(К-2) гранит	1	176	66	40	26	13	3
(К-5) плагиогранит	3	1136	204	19	12	7	1
(К-13) амфиболит	1	40	21	10	3	2	14
(К-16) сланец	0	31	23	14	3	2	12
(К-24) гранитогнейс	1	103	86	78	72	54	51
(К-43) гранит	1	184	58	43	21	12	4
(К-21) сланец	0	29	21	16	4	2	12
(К-31) амфиболит	1	43	25	16	5	3	11
К(-39) плагиогранит	4	1150	210	24	16	8	2

Величины намагниченности даны в условных единицах.

Из таблицы видно, что уже при нагреве образцов до 200–400°C происходит значительный спад намагниченности. Это, по всей вероятности, связано с разрушением намагниченности, носителем которой является маггемит.

Выборочно для нескольких образцов был проведен термомагнитный анализ, характерные кривые которых представлены на рис. 2. Кривые $I_{rs}(t)$ в основном подтверждают результаты табл. 2, т. е. маггемит-

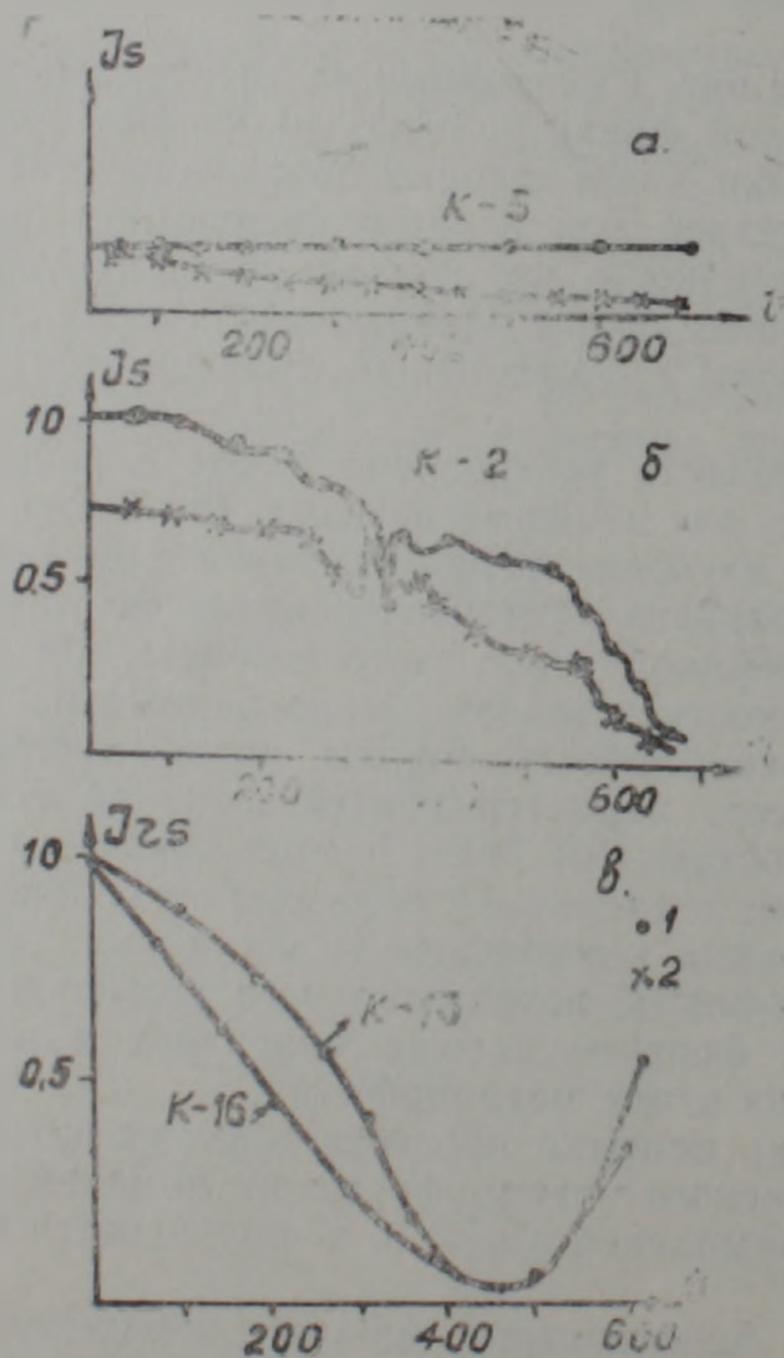


Рис. 2 Кривые термомагнитного анализа образцов метаморфических пород; а—плагиогранит; б—гранит; в—амфиболит (К-13); сланец (К-16). 1—первичный нагрев; 2—вторичный нагрев.

товый состав ферромагнитной фракции изученных пород. На кривых отбиваются также другие ферромагнетики. Так, на рис. 2а отбивается точка Кюри гематита (675°C), который может быть продуктом низкотемпературного окисления маггемита; на рис. 2б по кривым первого и второго нагрева четко отбиваются две магнитные фазы—маггемит с точкой Кюри $\sim 350^{\circ}\text{C}$ и гематит с точкой Кюри $\sim 700^{\circ}\text{C}$; кривые на рис. 2в говорят в основном о маггемитовом составе этих пород. Почти на всех кривых видны признаки нестабильности пород к нагревам.

Таким образом, породы метаморфического комплекса в основной своей массе слабомагнитны или же немагнитны. Они не стабильны к нагревам, ферромагнитная фракция содержит маггемит и гематит.

На данном этапе исследований результаты термомагнитного анализа исключают возможность считать эти минералы первичными—синхронными времени образования этих пород.

ИГИС НАН Армении

Поступила 30. VII. 1993.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асанидзе Б. З. О закономерностях изменения магнитных свойств коренных пород Кавказа. Тез. докл. III Всес. съезда по геомагнетизму. Киев: 1986, с. 242.
2. Асланян А. Т. Геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1985.
3. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. О возрасте палеозойских интрузий Армении. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIX, № 4, 1961.
4. Геология СССР. Том XLIII, М.: Недра, 1970, 460 с.
5. Минасян Дж. О., Караханян А. К. Геомагнитное поле в Армении в кайнозое. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 168 с.
6. Печерский Д. М., Шолпо Я. Е. Магнетизм горных пород и решение геологических задач.— В кн.: Современное состояние исследований в области геомагнетизма. М.: Наука, 1983, с. 192.
7. Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Ереван: Изд. Митк, 1966.
8. Сирунян Т. А. Палеомагнетизм мезозоя Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 155 с.
9. Храмов А. И. Палеомагнетизм палеозоя. Л.: Недра, 1974.