

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



Журнал основан в 1943 г., выходит 6 раз в год
на русском и армянском языках

ԽՄՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԳՐՈՒ

ՀՍՍՀ ԳԱ ԲՊԹ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան, տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բա-
ղայան, ՀՍՍՀ ԳԱ ԲՊԹ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Հ.
Դարբինյան (պատասխանատու խմբագիր), երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Ա. Ի.
Կարապետյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Ղուկյան, երկրա-հանք. գիտ.
թեկն. Բ. Մ. Մելիքսեբյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, երկրա-
հանք. գիտ. թեկն. Խ. Տ. Միրիջանյան, Է. Ա. Ռոստոմովա (պատասխանատու
բարտուղար), ՀՍՍՀ ԳԱ ԲՊԹ.-անդամ Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկրա-հանք.
գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆարամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Член-корр. АрмССР А. Т. Асланян, член-корр. АН АрмССР А. Б.
Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, академик АН АрмССР А. А.
Габриелян (ответственный редактор), канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян,
доктор геол.-мин. наук А. И. Карапетян, канд. геол.-мин. наук Б. М.
Меликсетян, канд. геол.-мин. наук Р. Т. Мириджанян, Э. С. Ростомова
(ответственный секретарь), член-корр. АН АрмССР Г. И. Тер-Степанян,
канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (зам. ответственного редактора),
канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

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

Адрес редакции: 375019, Ереван, 19, пр. Маршала Баграмяна, 24а

© Издательство АН Арм. ССР
Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1985

ԱՊԵ 409

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ս. Կ. Աբգումանյան. Արաքսի ճկվածքի և հարակից շրջանների խզումնային խախտումները և նրանց դասակարգումը 3

Գ. Պ. Բաղդասարյան, Բ. Մ. Մեկիսեբյան, Խ. Խ. Ղուկասյան. Մինչալպյան հիմքի Զանգեզուրի էլուտի ալպիական զննյա-գրանիտային համալիրը 9

Ս. Բ. Աբովյան, Ն. Ս. Կորչագինա. Հայկական ՍՍՀ Սևան-Ամասիայի և Վեդու օֆիոլիտային զոտիների ուլտրամաֆիտային ապարների ֆորմացիոն պատկանելության մասին 20

Յու. Գ. Ղուկասյան. Արագածի հրաբխային զանգվածի վերին պլիոցեն-չորրորդականի հրաբխային առաջացումների պետրոքիմիան 28

Ա. Ի. Կաբալյետյան, Հ. Պ. Կույումջյան, Է. Մ. Նալբանդյան. Սիլիկահողի նոր տեսակի բարձր տեխնոլոգիական միներալային հումքի՝ օպալիտների հանքավայրի հայտնաբերման մասին 36

Ջ. Վ. Մխիթարյան, Ա. Կ. Բալսանին. Երակային հանքայնացման տեղայնացման գեոդինամիկ պայմանները Փոքր Կովկասի հանքավայրերից մեկի սեպանման բեկորում 41

Կ. Ս. Վառդանյան, Ն. Մ. Յակոբի. Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի անոմալ ջերմային հոսքի աղբյուրները 48

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Ա. Վ. Վառդանյան, Հ. Խ. Մկրտչյան. Դիլիջանի սինկլինալի խզումնային տեկտոնիկական և ապարների ճեղքավորվածությունը 53

Վ. Մ. Կուրդյան, Լ. Գ. Սելեզնյով. Պիեզոէլեկտրական մեթոդի հնարավորությունները երակային տիպի բվարց-բազմամետաղային հանքավայրերի հետախուզման ընթացքում 59

Գ. Շ. Շահինյան. Ճնշման և ջերմաստիճանի ազդեցությունը երկայնակի ալիքների արագության վրա որոշ ապար կազմող միներալներում 65

Վ. Բ. Գամոյան. Թափառող հոսանքների ճյուղավորված աղբյուրի դաշտը ապարների կոնտակտի առկայության դեպքում 70

Ս. Ս. Սիմոնյան. Սեյսմաէլեկտրական էֆեկտի բնույթի հետազոտումը՝ կախված ջրահալեցած ապարի լարված վիճակից 75

ԳԻՏԱԿԱՆ ՔՐՈՆԻԿԱ

Ա. Բ. Բաղդասարյան. Փարիզում օգոստոսի 27—31-ը կայացած Միջազգային XXV աշխարհագրական կոնգրեսի մասին 78



СОДЕРЖАНИЕ

<i>С. К. Арзуманян.</i> Разрывные нарушения Араксинской впадины и сопредельных районов и их классификация	3
<i>Г. П. Багдасарян, Б. М. Меликсетян, Р. Х. Гукасян.</i> Альпийский гнейсо-гранитный комплекс Зангезурского выступа доальпийского фундамента	9
<i>С. Б. Абовян, Н. С. Корчагина.</i> О формационной принадлежности ультрамафитовых пород Севано-Амасийского и Вединского офиолитовых поясов Армянской ССР.	20
<i>Ю. Г. Гукасян.</i> Петрохимия верхнеплиоцен-четвертичных вулканических образований Арагацкого вулканического массива	28
<i>А. Н. Карапетян, О. П. Гуюмджян, Э. М. Налбандян.</i> Об обнаружении месторождения опалитов—нового вида высокотехнологичного минерального сырья кремнезема	36
<i>Дж. В. Мхитарян, А. К. Басанин.</i> Геодинамические условия локализации жильного оруденения в клиновидном блоке одного из месторождений Малого Кавказа	41
<i>К. С. Вартамян, Н. М. Якоби.</i> Источники аномального теплового потока на территории Армянской ССР	48

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

<i>А. В. Варданян, Г. Р. Мкртчян.</i> О трещиноватости горных пород Дилижанской синклинали	53
<i>В. М. Геворкян, Л. Д. Селезнев.</i> Возможности пьезоэлектрического метода при разведке кварц-полиметаллических месторождений жильного типа	59
<i>Г. Ш. Шагинян.</i> Влияние давления и температуры на скорости продольных волн в некоторых породообразующих минералах	65
<i>В. Б. Гамоян.</i> Поле разветвленного источника блуждающих токов при наличии контакта пород	70
<i>С. С. Симонян.</i> Исследование характера сейсмоэлектрического эффекта в зависимости от напряженного состояния водонасыщенной породы	75

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

<i>А. Б. Багдасарян.</i> О XXV Международном географическом конгрессе, проходившем 27—31 августа в Париже	78
---	----

УДК : 551.243(479.25)

С. К. АРЗУМАНЯН

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ АРАКСИНСКОЙ ВПАДИНЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

На основании анализа геолого-геофизического материала автор в рассматриваемой области выделяет разрывные нарушения кавказского, антикавказского и субмеридионального простираний, которые образовались в разные тектонические эпохи. Часть этих разломов затухает в базальтовом слое или у поверхности М., другая—в метаморфических породах, а третья—в осадочном чехле. Разломы первого уровня являются глубинными, второго—коровыми, а третьего—покровными.

Разрывные нарушения имеют обширное распространение в пределах Араксинской орогенной впадины и сопредельных с ней районов. Сведения об этих разрывных нарушениях имеются в работах Ф. Освальда [11], К. Н. Паффенгольца [12], А. А. Габриеляна [6], А. Т. Асланяна [4, 5], Ш. А. Азизбекова [1], С. Н. Назаретяна [9], О. А. Саркисяна [13], Г. П. Симоняна [14], автора [2, 3] и многих других. Однако, в этих работах недостаточно выяснены время заложения, глубина проникновения, размеры и морфологические особенности этих нарушений. Полученные нами фактические геологические и геофизические данные позволяют восполнить этот пробел и наметить классификацию разрывных нарушений рассматриваемой области (см. рис. 1).

Разрывные нарушения в этой области прослеживаются в самых различных направлениях, вследствие чего строение ее приобретает глыбовый характер. Они делятся на разломы: а) кавказского, б) субмеридионального и в) антикавказского простираний.

а) Разрывные нарушения кавказского простирания. Приереванский разлом впервые выделен А. Т. Асланяном [4]. Согласно данным бурения, глубинных профилей станции «Земля», ГСЗ и гравиразведки этот разлом проходит вдоль северо-восточного борта Ахавнатун-Енгиджинского поднятия и прослеживается в пределах Карсского плато. В юго-восточном направлении протягивается он по северо-восточному крылу Урц-Айоцзорского антиклинория и прослеживается до гор Джульфы. В пределах Араксинской орогенной впадины падение плоскости разлома относительно пологое, и она осложнена продольными и поперечными поднятиями.

В юго-восточном направлении наклон плоскости разлома увеличивается, и на территории, расположенной между селениями Двин и Веди, он достигает $75-80^\circ$. На северо-восточных склонах Урц-Айоцзорского антиклинория наклон плоскости разлома вновь уменьшается. Протяженность разлома в рассматриваемой области достигает 270 км. Разлом этот, по данным станции «Земля» [8], подсечен Маркара-Пойлинским и Октемберян-Ленинаканским глубинными профилями, а по данным ГСЗ [7]—Нахичевань-Астраханским профилем.

На Маркара-Пойлинском разрезе этот разлом выделяется как по поверхности фундамента, так и по кровле «базальтового» слоя. Затухает он во «внутрибазальтовом» слое, который расположен на глубине 26 км.

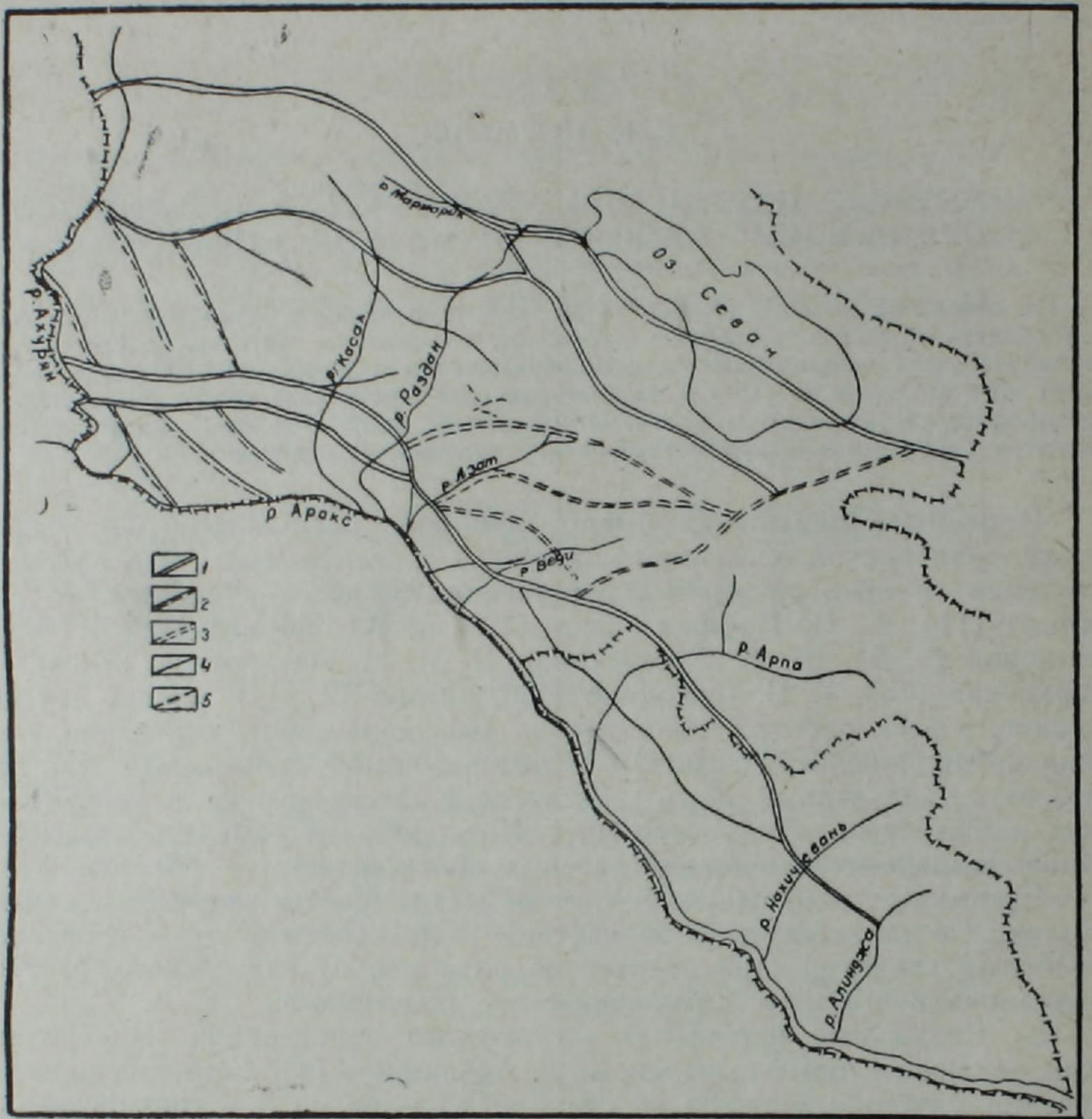


Рис. 1. Карта классификации разрывных нарушений Араксинской орогенной впадины и сопредельных районов (сост. С. К. Арзуманян, 1982). 1—глубинные разломы кавказского простирания; 2—нарушения субмеридионального простирания, отражающие ареал Транскавказского глубинного разлома; 3—нарушения антикавказского простирания, отражающие ареал Варденис-Араратского глубинного разлома; 4—разрывные нарушения, затухающие в дрезних метаморфических породах; 5—разрывные нарушения, затухающие в осадочном чехле.

На другом профиле этот разлом достигает поверхности Мохоровичича, расположенной на глубине 42—43 км, и четко фиксируется по кровле фундамента, «гранитного» и «базальтового» слоев. На профиле ГСЗ Нахичевань-Астрахань [7], в полосе описываемого разлома, между селами Саласуз и Шурут, имеются дайки андезитодацитового, дацитового состава. К этому разлому приурочены Вединская, Араратская, Бадамлинская группы минеральных вод.

Приереванский разлом, по имеющимся данным, заложен в на-

чале верхнего мела или в конце нижнего мела, т. е. в момент формирования Ереванского, Вайоцзор-Ордубадского синклиналиев.

Эчмиадзинский разлом выделен впервые нами в 1962 г. [2]. На северо-западе он оконтуривает юго-западный борт Ахавнатун-Енгиджинского погребенного горстового поднятия и прослеживается в пределы Карсского плато. На юго-востоке, в районе села Мармарашен, рассматриваемый разлом соединяется с Приереванским. Длина в исследуемой области превышает 75 км. Разлом подсечен Маркара-Пойлинским и Октемберян-Ленинаканским профилями станции «Земля». На первом профиле этот разлом затухает на глубине 30 км, у границы внутри «базальтового» слоя и четко фиксируется по поверхности кристаллического основания, «гранитного» и «базальтового» слоев. На втором профиле он затухает у поверхности Мохоровичича.

Южноцахкуняцко-Гегамский разлом протягивается вдоль юго-западного борта Цахкуняцкого антиклинория, а затем прослеживается в западном направлении до с. Агин и переходит в пределы Карсского плато. В юго-восточном направлении он протягивается через вулканические конусы Гегамского хребта и дальше в этом направлении прослеживается до вулкана Мец-Ишханасар.

Рассматриваемый разлом в районе гор. Раздан и с. Агин подсечен профилями станции «Земля». В районе гор. Раздан амплитуда вертикального смещения разлома по кровле фундамента достигает 4000 м, и он затухает у поверхности М. на глубине 42 км, а в районе с. Агин—у поверхности «базальтового» слоя, на глубине 18—19 км и четко отбивается по поверхности древних метаморфических пород. К этому разлому приурочены Бжнийский, Арзаканский и Туджурский минеральные источники.

Разлом этот, вероятно, возник в начале мела и интенсивно развивался в верхнемеловое, палеогеновое и неоген-четвертичное время.

С Цахкуняцко-Гегамским разломом соединяются Аранлерское и Арагацкое нарушения (рис. 1), которые прослеживаются также в кавказском направлении.

Мармарикский разлом отделяет Цахкуняцкий антиклинорий от Севано-Ширакского синклиналиев и прослеживается в северо-западном направлении. Этот разлом подсечен глубинными профилями станции «Земля»—Октемберян-Ленинакан и Маркара-Пойлы. На обоих профилях разлом затухает в «базальтовом» слое на глубине 30—32 км и четко фиксируется по кровле «гранитного» и «базальтового» слоев.

Описываемый разлом, по данным Карчахбюрской и Варденисской скважин и профиля станции «Черепак», четко фиксируется в районе с. Карчахбюр, расположенного на юго-восточном берегу оз. Севан. К этому разлому приурочены Анкаванская, Баязетская и Личкская группы минеральных вод, а также большое количество интрузивных тел. Разлом заложен в верхнемеловое время, т. е. в начале возникновения Севано-Ширакского синклиналиев и служил его юго-западным ограничением.

Норашенский разлом расположен между Урц-Айоцзорским антиклинорием и Нахичеванским прогибом. Протягивается он по контакту миоценовых и палеозойских отложений и имеет кавказское простирание. Заложен он в верхнем олигоцене и развивается до наших дней. На северо-западе, в районе гор. Арарат, он соединяется с Приереванским глубинным разломом. Разлом этот выделяется как по данным буровых, так и гравиразведочных работ и затухает в древних метаморфических породах.

Анализируя изложенный геолого-геофизический материал, можно

отметить, что разломы кавказского простирания, за исключением Арагацкого, Аранлерского, Норашенского, по глубине проникновения, протяженности и магматизму являются глубинными, и заложение их, по видимому, имело место в меловое время. Кроме этих разломов существуют и более молодые нарушения, которые осложняют соляные и покровные антиклинали.

б) Разломы антикавказского простирания в основном развиты в восточной части рассматриваемой области. Варденис-Гндасарский разлом расположен между одноименными горными вершинами и прослеживается в северо-восточном направлении. Фиксируется он как на древней поверхности, так и в стволе Арпа-Севанского тоннеля. По данным станции «Земля», в районе г. Варденис он затухает в нижней части «базальтового» слоя.

Азатский разлом ограничивает западный борт Еранос-Аргичинского антиклинория и прослеживается с юго-запада на северо-восток. Внешним проявлением этого разлома является соприкосновение эоценовых образований со средне-верхнепалеозойскими отложениями. Контакт этих отложений тектонический, о чем свидетельствуют данные гравиразведки.

По данным В. А. Степаняна [15], к полосе этого разлома приурочены очаги землетрясений, в результате которых был разрушен Гарнийский дохристианский храм.

Двин-Карабахлярский разлом расположен в районе одноименных сел и дугообразно прослеживается в северо-восточном направлении. Выделяется по данным бурения, профиля станции «Земля» и гравиразведки.

На глубинном профиле станции «Земля» этот разлом затухает на глубине 49—50 км, у верхней части мантии. Все эти разломы северо-восточного простирания, по имеющимся данным, заложены в начале верхнего мела.

Джрвеж-Саранистский разлом впервые выделен А. Т. Асламяном в 1949 г. под названием Джрвеж-Мангюзский. Позднее, буровыми и гравиразведочными данными установлено, что он прослеживается на северо-восток и соединяется с Варденис-Гндасарским крупным разломом. Он был заложен в верхнем олигоцене, т. е. в эпоху возникновения Приереванского соленосного бассейна и служил его восточным, юго-восточным ограничением.

Арташатский разлом ограничивает юго-восточный борт, а Мхчянский—западный борт Арташатского прогиба. Амплитуда смещения этих разломов достигает 2000 м и заложены они в верхнемиоценовое время.

Анализируя изложенный фактический материал по разломам, прослеживающимся в антикавказском направлении, можно отметить, что время заложения этих нарушений варьирует в широких пределах (верхний мел-миоцен). Однако палеотектонический анализ существующего материала позволяет отметить, что в Варденис-Арагатской зоне разрывных нарушений еще в палеозойское время существовал крупный глубинный разлом, который разъединял краевую, раздробленную часть платформы от геосинклинальной зоны. По данным станции «Земля», этот разлом пересекает поверхность Мохоровичича и затухает на глубине 60 км. Характеризуемые нарушения являются результатом дифференцированных движений, происходящих в меловое, палеогеновое и миоценовое время в полосе этого древнего глубинного разлома.

в) Разрывные нарушения субмеридионального простирания распространены в западной части рассматриваемой области.

Артенийский разлом расположен между селениями Арег и Агни и

прослеживается в субмеридиональном направлении. По данным глубинного профиля станции «Земля» (Октемберян-Ленинакан) и анализа материалов гравиразведки [10], восточнее, северо-восточнее этого разлома древние метаморфические породы расположены на отметке 500 м, а западнее него они находятся на гипсометрической отметке минус 3000 м. Сравнение гипсометрических положений этих пород позволяет отметить, что между этими блоками проходит разрывное нарушение и оно, по-видимому, заложилось в начале верхнего мела.

Анийский разлом прослеживается также в субмеридиональном направлении и ограничивает одноименное поднятие от Артенйского прогиба. Западнее этого разлома, по данным Анийской параметрической скважины, древние метаморфические породы расположены на отметке 600 м, а восточнее него они, по данным гравиразведки, расположены на отметке минус 1400 м. Исходя из плотностных характеристик пород, можно отметить, что здесь миоценовые отложения залегают на древних метаморфических породах. Приведенные данные позволяют считать, что этот разлом заложился в конце олигоцена-начале миоцена.

Базмабердский разлом расположен северо-восточнее Мастаринского поднятия и прослеживается в субмеридиональном направлении. Выделяется он лишь на основании материалов гравиразведки. Кроме того, на этом разломе расположены конусы молодых вулканов.

Армавирский и Беркашатский разломы ограничивают Бамбакашат-Кармрашенское поднятие с северо-востока и юго-запада и прослеживаются в север—северо-западном направлении. Амплитуда смещения Армавирского разлома (по данным бурения) по кровле офиолитовых пород достигает 1200 м, а Беркашатского—превышает 2500 м, кроме того, на их разломах расположены Армавирский, Амасийский и более мелкие плиоцен-постплиоценовые лавовые конусы.

Изложенный фактический материал позволяет считать, что рассматриваемые субмеридиональные разломы формировались в разное время: Артенйский и Базмабердский были заложены в начале верхнего мела; Беркашатский и Армавирский—в начале нижнего мела, а Анийский—в верхнем олигоцене. Однако направление простирания разрывных нарушений, пликтивных структур и мощности слагающих их пород позволяют отметить, что до мелового времени, скорее всего в рифее в этой части исследуемой области протягивался глубинный разлом субмеридионального направления, соответствующий Транскавказскому.

Охарактеризованные выше субмеридиональные разрывные нарушения являются следствием дифференцированных движений, происшедших в меловое, палеогеновое и неоген-антропогеновое время в ареале Транскавказского субмеридионального глубинного разлома. По данным станции «Земля», этот разлом затухает ниже поверхности Мохоровичича, на глубине более 50 км.

Обобщая изложенный фактический материал, можно отметить, что разрывными нарушениями кавказского, антикавказского и субмеридионального простираний обусловлено геологическое строение крупных структурных элементов, которые придают рассматриваемой области продольную и поперечную зональность. Эти разломы образовались в разных геологических эпохах и они затухают на различных глубинах. Часть этих разломов затухает в базальтовом слое и у поверхности М, другая—в метаморфическом чехле, а третья—в осадочном чехле.

Разломы первого уровня являются глубинными, второго—коровыми, а третьего—покровными.

К разломам первого порядка относятся разрывные нарушения.

расположенные в ареалах Транскавказского и Варденис-Араратского разломов, а также Приереванский, Эчмиадзинский, Южноцахкуняцко-Гегамский и Мармарикский разломы.

К разрывным нарушениям, затухающим в земной коре, относятся Джрвеж-Саранистское, Арташатское, Мхчянское, Норашенское и другие, а к нарушениям, затухающим в осадочном чехле, отнесены разломы, осложняющие соляные, покровные и другие пликативные структуры

Ереванский государственный
университет

Поступила 31. 01. 1983.

Ս. Կ. ԱՐԶՈՒՄԱՆՅԱՆ

ԱՐԱՔՍԻ ՃԿՎԱԾՔԻ ԵՎ ՀԱՐԱԿԻՑ ՇՐՋԱՆՆԵՐԻ ԽՉՈՒՄՆԱՅԻՆ ԽԱԽՏՈՒՄՆԵՐԸ
ԵՎ ՆՐԱՆՑ ԴԱՍԱԿԱՐԳՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Երկրաբանական և երկրաֆիզիկական հետազոտությունների տվյալների ընդհանրացման հիման վրա ուսումնասիրվող մարզում առանձնացվում են խորքային խախտումներ, որոնք ունեն կովկասյան, հակակովկասյան և մերձմիջօրեական տարածում: Դրանց հետ մեկտեղ առանձնացվում են նաև խախտումներ, որոնք մարզում են կամ մետաֆորմային, կամ էլ նստվածքային ծածկոցի կոմպլեքսներում:

S. K. ARZUMANIAN

THE ARAX TROUGH AND ADJACENT REGIONS DISJUNCTIVE
DISLOCATIONS AND THEIR CLASSIFICATION

A b s t r a c t

On the basis of geological and geophysical data analysis the abyssal tructures of caucasian, anticaucasian and submeridional directions are marked out in the investigated region. Besides that dislocations are marked out which fade out in the metamorphic complex or in the sedimentary cover.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, М., 1961.
2. Арзуманян С. К. Новые данные о тектонике Ереванского соленосного бассейна. Известия АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. V, № 2, 1962.
3. Арзуманян С. К. К вопросу структурной зочальности Араксинской межгорной впадины. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1981.
4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
5. Асланян А. Т. Основные черты геологического строения и тектонического развития Тавро-Кавказского орогена. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXXVI, № 3, 1983.
6. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмоструктоника Армянской ССР, Изд. Ер. ГУ, Ереван, 1981.

7. Краснопецева Г. В., Матушкин Б. А., Попов Е. А. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград-Нахичевань. Известия АН СССР, сер. геол., № 12, 1967.
8. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. Советская геология, № 6, 1973.
9. Назаретян С. Н. Геофизическая характеристика антикавказских глубинных разломов на территории Армянской ССР, Известия АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXXIII, № 4, 1980.
10. Оганесян Ш. С. О природе региональных аномалий силы тяжести Араратской котловины. Известия АН АрмССР, сер. геол.-геогр. наук, № 1, 1958.
11. Освальд Ф. История тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ. кн. ХХIX, вып. 2, 1916.
12. Паффенгольц К. Н. Геология Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1948.
13. Саркисян О. А. Геологическое строение и история тектонического развития Севано-Ширакского синклиория. Автореферат докторской диссертации. Ереван, 1973.
14. Симонян Г. П. Новейшие геологические структуры и сейсмическое районирование Центральной, Юго-Западной Армении. В кн.: Сейсмоструктурная южных районов СССР, Наука, М., 1978.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 9—20, 1985.

УДК : 552.42.08 : 550.93

Г. П. БАГДАСАРЯН, Б. М. МЕЛИКСЕТАН, Р. Х. ГУКАСЯН

АЛЬПИЙСКИЙ ГНЕЙСО-ГРАНИТНЫЙ КОМПЛЕКС ЗАНГЕЗУРСКОГО ВЫСТУПА ДОАЛЬПИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

Проведенные петролого-геохимические и рубидий-стронциевые радиогеохронологические исследования «древних гранито-гнейсовых» куполов Зангезур-Карадагского выступа доальпийского фундамента позволили надежно датировать малевские гранито-гнейсы как молодые альпийские—эоценовые с изохронным $Rb-Sr$ возрастом $40 \pm 2,2$ млн. лет. Это подтверждают многочисленные кали-аргоновые определения по валовой пробе, калишпату и биотиту.

Малевские гранито-гнейсы в пределах Зангезур-Карадагского выступа доальпийского фундамента обнажаются в южной экзо-эндоконтактовой зоне сложного полиформационного Мегри-Ордубадского plutона, в нижнем течении р. Малев, среди метаморфической толщи, сложенной рассланцованными диабазовыми метавулканитами, габбро-амфиболитами, зелеными сланцами, филлитами, кварцитами и др., часто несущими следы ороговикования и скарнирования.

Вопрос возраста как малевских гранито-гнейсов, так и вмещающей зеленосланцевой метаморфической толщи является дискуссионным [2, 3, 15]. Рассматриваемый гранитно-метаморфический комплекс южной Армении по левобережью р. Аракс и вдоль Гиратахского разлома, впервые установленный С. С. Мкртчяном [19], по возрасту был определен как докембрий-нижний палеозой, в том числе и гранито-гнейсы. Позднее А. И. Адамян [3], петрографически детально изучивший малевские граниты, на основании находок галек гранитондов и кварца в подстилающих отложениях палеозоя и верхнего девона базальных конгломератах относит их к среднему палеозою.

Позже Р. А. Аракелян [5] и А. Е. Назарян [23], детально изучившие разрез метаморфической толщи, также придерживаясь докембрийско-нижнепалеозойского возраста, коррелировали ее с другими выступами докембрийского фундамента Малого Кавказа и Ирана.

Новые выходы (Пазмаринский—0,8—1 кв. км) древнего—докембрийского фундамента были установлены М. И. Рустамовым [4] в северо-западной части Зангезура, причем набор пород, установленных также в ксенолитах гранитондных интрузий (амфиболиты, ортогнейсы, metabазиты и др.), близок к разрезу района с. с. Ньюади-Швани-

7. Краснопецева Г. В., Матушкин Б. А., Попов Е. А. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград-Нахичевань. Известия АН СССР, сер. геол., № 12, 1967.
8. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. Советская геология, № 6, 1973.
9. Назаретян С. Н. Геофизическая характеристика антикавказских глубинных разломов на территории Армянской ССР, Известия АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXXIII, № 4, 1980.
10. Оганесян Ш. С. О природе региональных аномалий силы тяжести Араратской котловины. Известия АН АрмССР, сер. геол.-геогр. наук, № 1, 1958.
11. Освальд Ф. История тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ. кн. XXIX, вып. 2, 1916.
12. Паффенгольц К. Н. Геология Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1948.
13. Саркисян О. А. Геологическое строение и история тектонического развития Севано-Ширакского синклиория. Автореферат докторской диссертации. Ереван, 1973.
14. Симомян Г. П. Новейшие геологические структуры и сейсмическое районирование Центральной, Юго-Западной Армении. В кн.: Сейсмоструктурная южных районов СССР, Наука, М., 1978.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 9—20, 1985.

УДК : 552.42.08 : 550.93

Г. П. БАГДАСАРЯН, Б. М. МЕЛИКСЕТАН, Р. Х. ГУКАСЯН

АЛЬПИЙСКИЙ ГНЕЙСО-ГРАНИТНЫЙ КОМПЛЕКС ЗАНГЕЗУРСКОГО ВЫСТУПА ДОАЛЬПИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

Проведенные петролого-геохимические и рубидий-стронциевые радиогеохронологические исследования «древних гранито-гнейсовых» куполов Зангезур-Карадагского выступа доальпийского фундамента позволили надежно датировать малевские гранито-гнейсы как молодые альпийские—эоценовые с изохронным $Rb-Sr$ возрастом $40 \pm 2,2$ млн. лет. Это подтверждают многочисленные кали-аргоновые определения по валовой пробе, калишпату и биотиту.

Малевские гранито-гнейсы в пределах Зангезур-Карадагского выступа доальпийского фундамента обнажаются в южной экзо-эндоконтактовой зоне сложного полиформационного Мегри-Ордубадского plutона, в нижнем течении р. Малев, среди метаморфической толщи, сложенной рассланцованными диабазовыми метавулканитами, габбро-амфиболитами, зелеными сланцами, филлитами, кварцитами и др., часто несущими следы ороговикования и скарнирования.

Вопрос возраста как малевских гранито-гнейсов, так и вмещающей зеленосланцевой метаморфической толщи является дискуссионным [2, 3, 15]. Рассматриваемый гранито-метаморфический комплекс южной Армении по левобережью р. Аракс и вдоль Гиратахского разлома, впервые установленный С. С. Мкртчяном [19], по возрасту был определен как докембрий-нижний палеозой, в том числе и гранито-гнейсы. Позднее А. И. Адамян [3], петрографически детально изучивший малевские граниты, на основании находок галек гранитондов и кварца в подстилающих отложениях палеозоя и верхнего девона базальных конгломератах относит их к среднему палеозою.

Позже Р. А. Аракелян [5] и А. Е. Назарян [23], детально изучившие разрез метаморфической толщи, также придерживаясь докембрийско-нижнепалеозойского возраста, коррелировали ее с другими выступами докембрийского фундамента Малого Кавказа и Ирана.

Новые выходы (Пазмаринский—0,8—1 кв. км) древнего—докембрийского фундамента были установлены М. И. Рустамовым [4] в северо-западной части Зангезура, причем набор пород, установленных также в ксенолитах гранитоидных интрузий (амфиболиты, ортогнейсы, metabазиты и др.), близок к разрезу района с. с. Ньюади-Швани-

дзор. Аналогичные блоки метаморфизованных пород, агматитов были установлены в бассейне р. р. Бугакар, Вагравар в центральной части плутона.

По данным А. Т. Асланяна [6], возраст вулканогенно-осадочной толщи и малевских гранито-гнейсов определялся как средне-верхне-палеозойский. Позднее были высказаны представления об их молодом, альпийском возрасте. В частности, Б. М. Меликсетян [16] относил гранито-гнейсы к нижнемеловому возрасту, а позднее Р. Х. Гукасян [15] на основании $K-Ar$ (37—38 млн. лет) и $Rb-Sr$ (по биотиту 36—38 млн. лет) определений, а также учитывая возраст последнего метаморфизма вмещающих метаморфических сланцев (Шишкерт-Нювади-Шванидзор),—к палеогеновому (55—34 млн. лет).

В. А. Агамалян [2], специально-изучивший метаморфические породы Южного Загезура (с. Нювади—коч. Эрнадзор), отмечает «последовательные переходы в неметаморфизованные алевролиты и аргиллиты палеозоя (?)», а усиление степени метаморфизма с приближением к Мегри-Ордубадскому плутону позволяет ему сделать вывод о контактово-метаморфической природе «метаморфической толщи» и склониться к ниже-среднеюрскому возрасту. Наибольший интерес представляют данные, полученные О. П. Гуюмджяном (1965), А. А. Беловым [7, 8], А. А. Габриеляном и др. [10] по анализу состава и фауны конгломератов в основании верхнемеловых карбонатных толщ и структурной позиции метаморфизованных вулканитов Южного Загезура, позволившие отнести их к послебарремскому возрасту.

Исследования, проведенные Б. М. Меликсетяном [23], а также Г. Б. Ходжабагяном и Р. А. Арутюняном на основании крупномасштабных геолого-съёмочных и поисковых работ в юго-восточной части Мегринского плутона, позволили установить полный разрез метаморфического комплекса и проявленного в его пределах габброидного, гранитоидного магматизма в интрузивной, эффузивной и субвулканической фациях [23]. Было показано, что рассматриваемая толща представляет собой очень сложное гетерогенное образование, в основании которого обособляется вулканогенно-осадочная свита, общей мощностью 1200—2000 м, прорванная интрузиями ультрамафитового, мафитового состава, а также дайками диабазов и лампрофиров. К верхней свите относятся кварц-слюдяные, хлорит-мусковитовые, графитизированные сланцы, кварциты, доломиты, общей мощностью 350—500 м. На основании совокупности геолого-структурных, петролого-геохимических данных и перекрывания отложениями перми (р. Вохчи), верхнего, возможно и среднего девона (с. Шишкерт) метаморфическая толща относится к доверхнедевонскому возрасту (венд-нижний палеозой). К выводу о верхнедевонском-кембрийском возрасте метаморфической серии Загезура, представленной филлитами, хлоритовыми сланцами, кварцитами, доломитами, метавулканитами (р-н с. Шишкерт), по факту перекрывания отложениями среднего девона и корреляции с аналогичными образованиями Северного Ирана приходит и А. А. Белов (1981), хотя зеленокаменные рассланцованные вулканогенно-осадочные комплексы района сс. Нювади-Алдара вместе с малевскими гранито-гнейсами он (Белов А. А., 1968, 1969) относит, как и А. А. Габриелян и др. (1972), к мезозою. Следует отметить, что еще ранее В. Г. Грушевой (1941) метаморфизованную толщу отчетливо рассланцованных пород и «диоритовых гнейсов» относил к контактово-метаморфическим образованиям, а возраст датировал верхним мелом. По данным исследователей Ирана, в частности Карадагского блока [18, 20, 24, 25, 26], метаморфические породы, в том числе и гранито-гнейсовые купола малевского типа развиты на значительной площади

(более 1000 кв. км), причем большинство исследователей относит их к древним докембрийским образованиям, а более определенно по корреляции с сериями «зеленых сланцев» и «серией Кохар» с гранитами типа Доран [12, 20], перекрытыми вендскими отложениями,—к верхнему протерозою. Однако целый ряд фактов, в частности эвгеосинклинально-океанический характер вулканогенно-сланцевой метаморфизованной толщи, перекрывание неметаморфизованными субплатформенными отложениями верхнего, среднего девона, а возможно силура-ордовика (по данным бурения—скв. Дагна на глубине 3500 м вскрыла габбро-амфиболиты), позволил [12, 20] высказать мнение, что к северу от зоны многоэосинклинальных отложений венда-нижнего палеозоя от Малого Кавказа, Северного Ирана (г. Хой—Решт—Торган) и Афганистана (г. Герат-Кабул) до западных отрогов Гиндукуша прослеживается бассейн океанического типа. Проведенные в последние годы Ю. С. Перфильевым, Е. Ф. Романько и М. Л. Чальяном [20] исследования метаморфических комплексов Ирана показали, что следующий за гренвилем (1—1,2 млрд. лет) и байкальским (650—680 млн. лет) этап метаморфизма приходится на средний палеозой (300—390 млн. лет) и проявляется он в рифтогенного типа структурах с метаморфизованными в фации зеленых сланцев базальтоидами. В недавней статье авторов на основании $K-Ar$ и $Rb-Sr$ датировок обосновывался вывод о среднепалеозойском возрасте (327 ± 10 млн. лет) метаморфизма в пределах Зангезурского выступа фундамента, что достаточно хорошо согласуется с обзором этапов метаморфизма Ирана, проведенным [20]. Однако, судя по $K-Ar$ омоложенности метаморфической толщи района Ньюади-Алдара (54—52 млн. лет), даек диабазов и лампрофиров (64—69 млн. лет) и тел габбро-амфиболитов (94,5 млн. лет), наиболее поздний этап метаморфизма проявился в альпийское время в связи с внедрением в метаморфизованную толщу крупнейшего сложного Мегри-Ордубадского батолита верхнеэоцено-олигоценного возраста. Следует подчеркнуть, что если калиаргоновые определения метаморфитов варьируют в пределах 20—30 млн. лет (от 37 до 64 млн. лет), то возрастные границы малевских гранито-гнейсов и связанных с ними аллохтонных гранитов, аплитов, пегматитов весьма стабильны, как по валовым пробам всех разновидностей пород: Р. Х. Гукасян [15]—37,5 млн. лет (среднее из 10); Г. С. Ходжабагян [23]—40,5 млн. лет (среднее из 5), так и по биотиту—37,8 млн. лет [15] и калишпату—32,4 млн. лет [15]. Таким образом, имеющиеся $K-Ar$ и $Rb-Sr$ датировки малевских гранито-гнейсов как-будто однозначно определяют время его внедрения как верхнеэоценовое, однако приуроченность к слабометаморфизованной, но более древней по возрасту толще, отчетливая разгнейсованность, приуроченность к экзоконтактной зоне крупного Мегринского плутона, отчетливые петрогеохимические различия выдвигают целый ряд новых вопросов о месте и значении «ультраметаморфогенного» гранитообразования альпийского тектоно-магматического этапа развития региона. С этой целью было предпринято детальное изучение Малевского гранито-гнейсового комплекса.

Малевский гранито-гнейсовый комплекс (6,7 кв. км) в косо-субширотном направлении вытянут на 4,5 км при средней ширине 1,6 км и приурочен к блоку, ограниченному продольными СЗ и поперечными СВ разрывами. Гнейсовидность гранитов ориентирована СВ—70° под углом 65—75°, что совпадает с рассланцованностью вмещающей метаморфической толщи (аз. пад. 50—70°, \angle 60—70°). В эндоконтактной зоне (на дороге с. Алдара) развита довольно широкая (5—10 м) зона инъекционной мигматизации, расширяющаяся с глубиной и по составу

сходная с диоритовыми гнейсами. Характерно наличие в эддоконтактовой зоне ксенолитов амфиболитовых сланцев и рассланцованных метавулканитов без значительных явлений гранитизации. Наблюдения, проведенные в более глубоких горизонтах малевских гранито-гнейсов, вскрытых штольней и скважиной (до глубины 70—100 м), выявили целые пласты и блоки метаморфизованных зеленосланцевых вулканитов (размеры по простиранию до 20—30 м, при мощности 2—3 м), напоминающие базитовые дайки, хотя во всех случаях они были ориентированы согласно с гнейсовидностью гранитов. Анализ элементов первичной гнейсовидности Малевского массива указывает на асимметричную гнейсовокупольную анхнавтохтонную структуру массива, особенно заметную в восточной и ЮВ частях массива, где соотношения с вмещающей рамой резко дискордантные.

В центральной части массива обнажаются небольшие тела равномерно-зернистых аллохтонных анатектических гранитов, обнаруженных также в районе с. Ньювади. В них встречаются ксенолиты вмещающих метавулканитов, с характерным парагенезисом—травяно-зеленой роговой обманкой, плагиоклазом ($N_2 = 32—55$), титаномагнетитом, эпидотом, хлоритом, пренитом. Среди ксенолитов в розовых аляскитовых гранитах содержатся обломки тонкогнейсовидных гранитов с Ро-Би парагенезисом. Характерны отчетливо выраженная катакластическая структура типа гранобластовой, полигенетичность полевых шпатов, зазубренность очертаний минеральных индивидов, деформационные явления (изогнутость биотита, блочность кварца, сдвиги двойниковых полос плагиоклаза и др.). Весьма характерно наличие ксеноморфных блоков мирмекитов и субграфических Кв-Кпш срастаний в гранобластовой матрице и в биотите. На наиболее устойчивый парагенезис малевских гранито-гнейсов— $Kв_{30-27} + Пл_{30-55}^{23-24} + Ми_{8-12}^{46} + Би_{6-8}^{50} + Ро_{3-5}^{60} + Мт_{0.3}$ ¹⁾ накладывается более поздний парагенезис, характерный для поздних аллохтонных гранитов: $Kв_{38} + Ор_{29}^{11} + Пл_{33}^{8-10}$, проявляющийся также в аплитах и пегматитах. Характерно наличие пегматоидных кварц-полевошпатовых метасоматических жил с порфиробластами альбита и со слабой сульфидной минерализацией. Все эти данные, в том числе наличие решетчатого микроклина и низкого ортоклаза, наряду с расчетными термодинамическими параметрами гранитообразования ($P_л = 3—5,5$ кбар, $T^{\circ} = 750—850^{\circ}$, $P_{H_2O} = 0,5$ кбар; розовые аляскитовые граниты— $T^{\circ} = 700^{\circ}$; $P_л = 2—3$ кбар, $P_{H_2O} = 0,5—1$ кбар) указывают на диапироидное неравномерное выжимание гранито-гнейсов в условиях сильного тангенциального сжатия. Наличие резких интрузивных контактов, процессы инъекционной мигматизации и замещения, наличие поздних гранитов свидетельствуют о реоморфическо-интрузивном характере Малевского гранито-гнейсового комплекса, исходным субстратом которого могли явиться древние гранито-гнейсовые купола, либо эффузивы кислого состава. Причем процессы глубинного гранитообразования сопровождались воздыманием гранитизированных блоков и выжиманием флюидизированной мобильной, более низкотемпературной фазы, и могли происходить позже окончательного формирования структуры купола.

Об этом же свидетельствуют исследования контактовой зоны между малевским гранито-гнейсовым телом и рвущими монцодиоритами и монцонитами Мегринского плутона, указывающие на отсутствие каких-либо признаков К-метасоматоза. Наоборот, и по наблюдениям

¹⁾ Вверху индекса минералов даны: № плагиоклаза—Пл; содержание альбитового компонента в Мик (%) и общая железистость (% мол) в Би, Ро; внизу—содержание в %.

А. И. Адамяна [3], монцитониды в зоне контакта приобретают более меланократовый облик, хотя в них возрастает содержание кварца. По химизму гранито-гнейсы малевского типа отличаются довольно низкой известковистостью и щелочностью, высокой железистостью, хотя суммарное содержание железа и незначительная роль магнетита при SiO_2 , равном 71—74%, приближает их к глубинным плутоническим гранитам по диаграмме Д. С. Штейнберга (1968). Вариации содержания щелочей, особенно калия, характерны для реоморфических гранитов, а переходы от натриевых к поздним калиевым гранитам являются характерными как для древних, так и для альпийских гранито-гнейсовых структур. Важно отметить, что при усилении инъекционной мигматизации возрастает роль MgO , CaO и Al_2O_3 с переходом к кварц-диоритовым плагиогранитным гнейсам.

Проведенные геохимические исследования преследовали две цели: во-первых, выяснение вопросов альпийского гранитообразования на фронте подъема глубинных магм, формирующих непрерывные габбро-гранитные серии, во-вторых, окончательное решение вопроса возраста этих гранито-гнейсов, которые традиционно относятся к древним образованиям, как и вмещающие слабометаморфизованные толщи.

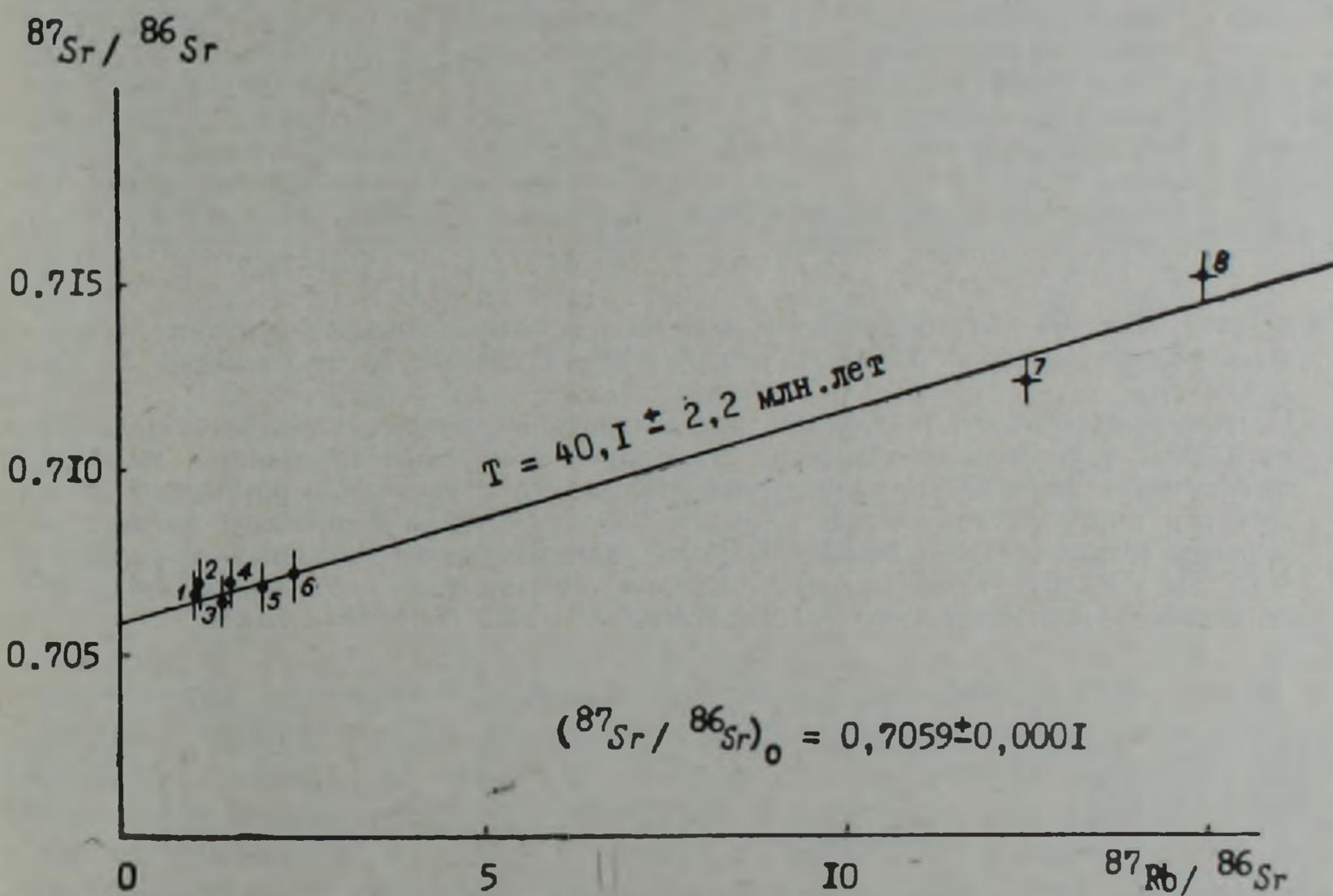


Рис. 1. Rb-Sr изохронная диаграмма валовых проб гранито-гнейсов и жильных пород Малевского комплекса. Номера на диаграмме соответствуют номерам образцов, приведенных в табл. 1.

Изотопно-геохимические исследования проводились Rb—Sr изохронным методом; результаты их приведены в табл. 1 и представлены на диаграмме (рис. 1) в изохронных координатах. Уравнение регрессии установлено простым методом наименьших квадратов. Найденная прямолинейная зависимость соответствует изохронной модели. Вычисленный возраст¹⁾ равен $40,1 \pm 2,2 \text{ млн. лет}$ при первичном отношении $(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}) = 0,7059 \pm 0,0001$. Достоверность полученной изохронной зависимости не вызывает сомнения, так как Rb—Sr изохронный возраст валовых проб, включающих все разновидности гранито-гнейсового

¹⁾ При вычислении возраста использовалась константа распада Rb^{87} , равная $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$

комплекса совпадает с $K-Ar$ возрастом по биотиту (табл. 1, № 138 соответствует возрасту $42,1 \pm 1$ млн. лет) и с возрастом, установленным многочисленными определениями (16 опред.) $K-Ar$ методом (37,5—40,5 млн. лет, среднее 39 ± 1). Надежность радиогеохронологических исследований возраста Малевского гранито-гнейсового комплекса прямыми геологическими фактами не доказывается, хотя в базальных конгломератах, подстилающих нижне- и верхнемеловые отложения (с. Шишкерт), встречены обломки тоналитового и плагногранитного состава [10], имеющие большее сходство с юрско-неокомскими интрузивами Кафанского антиклинория.

Таблица 1

Рубидий-стронциевые изотопно-аналитические данные для Малевского гранито-гнейсового комплекса

№ образца	Название	Rb мкг/г	Sr мкг/г	$^{87}Rb/^{86}Sr$ атомные отношение	$^{87}Sr/^{86}Sr$ атомные отношение	% K	K/Rb	Rb/Sr
БМ—5375	Гранито-гнейс	73,17	201,51	1,050	0,7067	2,20	300	0,363
РГ—138	Гранит гнейсовидный	73,20	193,73	1,093	0,7069	2,25	307	0,379
РГ—75	Гранит из внутренних зон	94,52	196,94	1,388	0,7064	3,19	337	0,480
БМ—5619	Гранит гнейсовидный	74,62	141,66	1,524	0,7070	2,74	368	0,527
БМ—2 ^a	Гранит лейкократовый	94,90	142,50	1,926	0,7069	3,15	332	0,666
РГ—140	Розовый аплитовидный гранит	209,60	254,78	2,380	0,7072	6,65	317	0,823
РГ—139	Пегматит-аплит	250,77	58,05	12,496	0,7123	7,09	283	4,320
РГ—137	Пегматит кварц-полевошпатовый	275,13	53,31	14,930	0,7155	8,42	306	5,161
РГ—138	Биотит из гранито-гнейсов	620,0	25,0	71,9	0,749	7,03	113	24,8

Примечание. Для $Rb-Sr$ изохронного датирования использовались крупные образцы пород весом около 0,5 кг, за исключением проб № 2а, вес которой составлял 10 кг.

Содержания стронция и рубидия определялись из разных навесок стандартной методикой изотопного разбавления. Изотопные измерения проводились на масс-спектрометре МИ-1309 в однолучевом режиме со ступенчатой разверткой масс-спектров по магнитному полю. Для всех образцов были выполнены прямые измерения изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, которые нормализовались к величине $^{86}Sr/^{88}Sr = 0,1194$. Коэффициенты вариации определения отдельных геохронометрических параметров составляют: $^{87}Rb/^{86}Sr$ —2%, $^{87}Sr/^{86}Sr$ —0,1%.

В случае магматической природы малевских гранитов полученный возраст может интерпретироваться как время их внедрения. Однако, более высокое первичное отношение стронция в данных гранитах ($0,7059 \pm 0,0001$) по сравнению с гранитоидами Мегринского плутона и мантийным уровнем ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7040—0,7045$) не исключает их образования за счет иных петрогенетических процессов и отличного исходного субстрата. Такими процессами могли быть наложенный на древние гранито-гнейсы характер К-метасоматоза или процессы ремобилизации последних. В последнем случае, как показывают расчеты, возраст гранито-гнейсов будет также альпийским, во всяком случае не древнее 100 млн. лет, т. е. верхнего мела, при условии замкнутости геохимической системы в региональном плане при процессах повторного плавления.

Следует также отметить, что любые попытки грубой оценки максимального возраста исходных гранито-гнейсов при допущении наложенного щелочного метасоматоза обречены на провал.

Петрогенетическое обсуждение. Как указывалось, Малевский гнейсо-гранитный комплекс, сложенный низкокалиевыми гранитами, аплитовидными розовыми гранитами, образует несколько небольших тел в районе с. Алдара и Ньюади (до 2,2 км) в экзоконтакте Мегри-Орду-

бадского полиформационного батолитового плутона. Наиболее правдоподобным явилось бы объяснение их петрогенезиса процессами активизации древнего фундамента с появлением в экзоконтактовом ореоле инъекционных мигматитов, часто образующих небольшие массивы гнейсовидных гранитов, тем более, что такие явления описаны для экзоконтакта как верхнеэоценового Мегри-Ордубадского плутона, так и других регионов [20]. Однако наличие гранито-гнейсов Малевского комплекса в слабометаморфизованной вулканогенно-осадочной толще доальпийского возраста выдвигает альтернативные модели—происхождение за счет субстрата древних гранито-гнейсовых куполов в высокометаморфизованных толщах, либо за счет палингенеза осадочных и кислых вулканических отложений. Специальное рассмотрение петрогеохимических особенностей Малевского гнейсо-гранитного комплекса было проведено с целью получения однозначного ответа. Выполненные химические анализы состава всех разновидностей пород, включая распределение редких элементов, приведены в табл. 2 и 3.

Таблица 2

Средние химические составы и содержание редких элементов (g/t) Малевского гранито-гнейсового комплекса

Окислы в %	Гранито- гнейс (n=6)		Анатектиче- ский гранит (n=5)		Гранит-ап- лит (n=1)	Элементы	Гранито- гнейс (n=3)	Анатектич. гранит (n=2)	Средний состав (n=5)
	\bar{X}	S	\bar{X}	S					
SiO ₂	71,85	1,5	74,52	1,7	76,0	K %	2,25	3,75	3,0
TiO ₂	0,22	0,11	0,14	0,09	0,12	Li	7,4	16,0	16,0
Al ₂ O ₃	12,78	1,3	13,08	1,4	12,10	Rb	70	130	100
Fe ₂ O ₃	2,16	0,75	1,09	0,4	0,80	Cs	5,0	10	7,5
FeO	1,80	0,56	0,70	0,32	0,47	Sr	200	260	240
MnO	0,13	0,03	0,04	0,02	0,02	Ba	450	400	420
MgO	1,54	2,42	0,57	0,31	0,40	Sn	3,0	3,5	3,2
CaO	3,19	1,14	1,48	0,52	1,36	Mo	3,0	3,4	3,2
Na ₂ O	3,20	1,1	3,47	1,2	3,53	Y	20	30	25
K ₂ O	2,46	0,74	4,37	0,8	4,60	Be	2,0	3,0	2,4
P ₂ O ₅	0,08	0,01	0,09	0,02	0,09	Nb	4,0	5,0	4,5
H ₂ O-	0,12	—	0,08	—	0,12	B	12	8	10
п. п. п.	0,44	—	0,27	—	0,43	U	1,4	4,5	1,8
Сумма	99,96	—	100,0	—	100,05	Th	5,6	26,4	8,0
f	0,73		0,76		0,76	K/Rb	321	288	300
Na+K/Al	0,45		0,60		0,67	Rb/Sr	0,35	0,50	0,42
Na+K/Si	0,08		0,10		0,11	Ba/Rb	6,4	3,5	4,2
Na/K	1,3		0,80		0,77	Th/U	4,0	5,8	4,5

* Химические анализы (12 ан.) выполнены в химической лаборатории ИГи АН АрмССР и УГ АрмССР. Определение редких элементов, количественно-спектральные (ИМГРЭ), пламенно-фотометрические (ИМГРЭ) и радиометрические (ИГЕМ) анализы выполнены по материалам Б. М. Меликсетяна.

Характерны высокое содержание кремнекислоты, низкая известковистость, постоянно высокая железистость, возрастание параметра агапайности и $(Na+K)/Si$ и уменьшение Na/K в ряду гнейсо-гранит→анатектический гранит→гранит-аплит, что свойственно анатектическим гранитам. Об этом же свидетельствуют параметры $Al_2O_3 - (2CaO + Na_2O + K_2O) - f$ по [22] и $\sum Fe - SiO_2$ по [22]. Геохимические параметры, в частности очень высокое отношение Rb/Sr (0,35—0,50), K/Rb (288—321), а также относительные концентрации $Li-Rb$, $K-Rb$ и $K/Rb - Rb$ по соответствующим дискриминатным диаграммам

Соотношение коэффициентов парной корреляции в анхиавтохтонных и аллохтонных фазах Малевского гранито-гнейсового комплекса

Типы гранитов	Si-K	Si-Na	Si-Ca	Si-Mg	K-Na	K-Ca	K-Mg	Mg-Ca	Mg-Na	Mg-K	P-Ca	P-Na	P-K
	Ожидаемая последовательность изменений												
Граниты магматические [11]	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>
Граниты гнейсовидные	+29	-67	+35	-19	+69	-37	+21	+56	-15	+21	+62	+35	+60
Граниты анатектические	+47	+45	+31	-66	+82	+57	-67	+49	-63	-67	+63	-83	-47
Малевский гранито-гнейсовый массив	-8	-52	-50	-71	+71	-78	-36	+64	-32	-36	+52	+11	-35

* Значения коэффициентов парной корреляции умножены на 100.

О. Д. Ставрова [21] указывают на принадлежность к гранитам анатектического типа. Отличия от соответствующих по составу гранитов габбро-гранитоидных серий Мегринского плутона особенно разительны по низкому содержанию элементов группы железа ($Ti=8,6$; $Co=5,6$; $V=70$; $Cr=4,2$ г/т), радиоэлементов ($Th/U=4-5,8$) и повышенной роли литофильных элементов, что сближает их с первично ультраметаморфическими гранитами бжнийского типа, а в целом — с коровыми ультраметаморфогенными гранитами по Л. В. Таусону [22].

Статистический анализ и расчет парных коэффициентов корреляции (табл. 3), в отличие от установленной В. В. Груза и И. И. Абрамовичем [1] последовательности изменений г-коэффициентов парной корреляции для магматических гранитов, характеризуется нарушением связей Si с K , Na и K с Mg как в целом для комплекса, (особенно для гнейсовидных), так и в меньшей мере для анатектических гранитов, что связано с явлениями реоморфизма и частично расплавленным состоянием, причем состав легкоплавкого мобилизата близок к составу инъекционных мигматитов и поздних анатектических гранитов. Полигенетичность гранитов малевского типа подчеркивается и ослаблением корреляционных связей, характерных для гранитов магматического генезиса, что связано в первую очередь с неустойчивостью поведения калия, возрастающей в конце процесса реоморфизма, и с предшествующей, более высокой активностью натрия в начальные этапы гранитообразования.

С целью оценки термодинамических условий метаморфизма и гранитообразования в пределах Зангезурского выступа фундамента были выполнены термодинамические расчеты и рассмотрена гранитная диаграмма $Kv-Ab-Or-H_2O$ для третичного Малевского комплекса. Как показывают термодинамические расчеты, полученные по петрохимическим данным (11 анализов), глубина зарождения субстрата, подвергшегося плавлению, не превышала 10—15 км ($P_L=3-5,5$ кбар), а глубина раскристаллизации, подъема и внедрения анатектических гранитов — 3—4 км ($P_{H_2O}=0,6-1,5$ кбар при температуре в интервале $T_K=750$, $T_H=950^\circ C$). При этом, если геотермический градиент начала плавления составлял $34^\circ C/км$, то вследствие увеличения теплопотока он достигал $60^\circ/км$, что по [9, 17] превышает значения теплового потока и термального градиента регионального метаморфизма и приближается к значениям плутонометаморфизма и начальным значениям контактового метаморфизма.

Анализ малевских гнейсо-гранитов на тройной диаграмме Кв-Аб-Ор -Н₂О показывает величины P_{H_2O} , не превышающие 2 кбар и составляющие интервал 0,5—1,5 (по средним составам) как для плагио-гранитов (Аб/Ан=1,0), так и для гранито-гнейсов (Аб/Ан=1,2). Они заметно понижаются в аллохтонных фациях гранитов (Аб/Ан=3,5). Следует отметить совпадение термодинамических параметров, рассчитанных по методу породной геотермобарометрии, вытекающих из анализа гранитной системы для 2 кбар по данным [9]: температурный интервал начала и конца плавления составляет 750—900°C, со смещением котектических составов Кв=36; Аб=52; Ор=12 к эвтектическому расплаву с соотношением Кв:Ор:Аб=38:29:33. Важно подчеркнуть, что флюидный режим плавления по расчетным данным и по составу сосуществующего щелочного полевого шпата Ор₅₅ Аб₄₅ и плагиоклаза Пл₂₀₋₂₄, $T^\circ=720^\circ\text{C}$, а также биотита ($K_D^{Mg}=0,4$) и зеленой роговой обманки ($K_D^{Mg}=0,5$) ($T^\circ=670-700^\circ\text{C}$) составлял 0,6—0,1 P_Σ от общего давления, т. е. порядка 0,8—1,6 кбар. С этими маловодными условиями связано присутствие в составе акцессорной части гнейсов граната, клинопироксена и андалузита. Но условия эти определялись также высокой фугитивностью кислорода, что подтверждается наличием магнетита (0,2%), гематита (0,05%), высокой железистостью темноцветных ($f=50-60$ мол%) и высоким отношением $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})$, превышающим 1—2. Таким образом, образование очага плавления происходило на глубинах порядка 15 км, а диапирондный подъем частично раскристаллизованного гранито-гнейсового массива и кристаллизация мобильной анатектической фазы (15—18% от общей массы) происходили на глубинах 3—4 км, что близко к глубинам формирования габбро-монзонит-сиенитового раннего комплекса.

По существу гранитообразование вероятнее всего происходило за счет регенерации гранито-гнейсов более древнего фундамента на фронте повышенного теплопотока, связанного с подъемом глубинных очагов

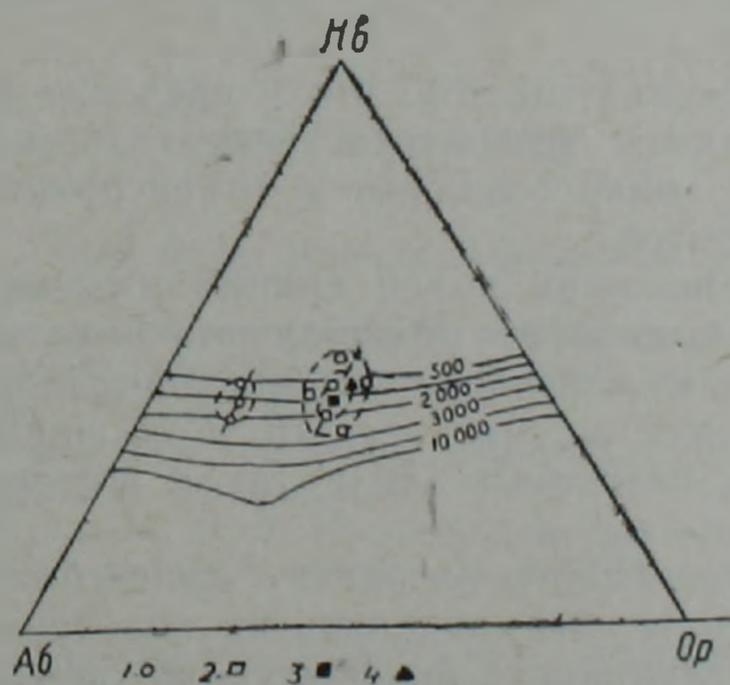
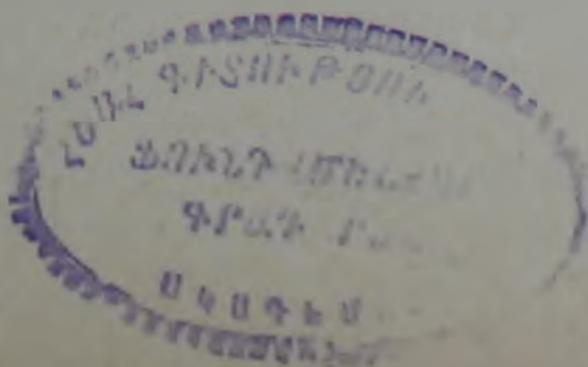


Рис. 2. Диаграмма Кв-Аб-Ор-Н₂О для различных давлений воды с ареалами распределения составов гранитов малевского типа. 1. Низкощелочной гранит. 2. Граниты. 3. Анатектические граниты. 4. Средний состав малевских гнейсо-гранитов.



габбро-монзонитовых комплексов плутона, отличающихся высокой температурой (1300—1150°C, по данным сосуществующих минералов и T° гомогенизации расплавных включений), умеренными глубинами (3—5 км) и длительностью кристаллизации порядка 3,5 млн. лет [16], в период мощного сжатия в предверхнеэоценовый этап складчатости [11].

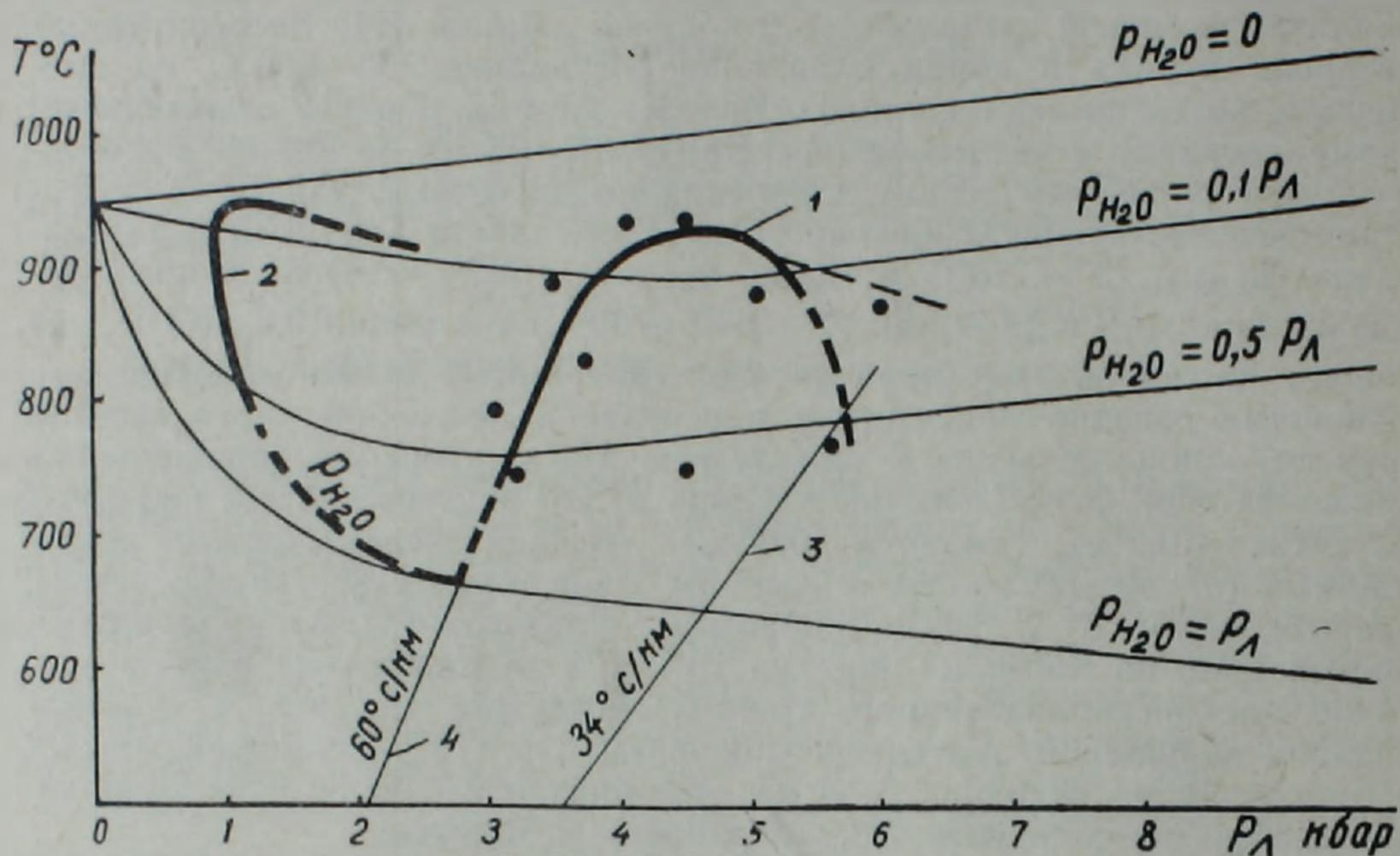


Рис. 3. Условия формирования интрузивно-реоморфических гранитов альпийского типа (Малевский комплекс). Кривая солидуса (1) в зависимости от P и $T^{\circ}\text{C}$; изменение $P_{\text{H}_2\text{O}}$ (2), а также величины геотермического градиента начала (3) и конца (4) процесса рассчитаны по методу породной геотермобарометрии

В заключение следует отметить, что в пределах сложного Мегринского плутона отмечаются фрагменты гранитизированного доальпийского фундамента [4], микроклиновые и огнейсованные разности лейкогранитов, граносенитов.

Безусловно, опережающая волна гранитообразования при формировании интрузивных комплексов Мегринского плутона играла важную роль при становлении многофазных габбро-гранодиорит-гранитных ассоциаций, как в аспекте магматического и флюидного взаимодействия очагов глубинных базитовых магм, так и коровых очагов гранитной магмы.

Установление альпийского возраста малевских гранито-гнейсов Зангезура позволило нам рассматривать их как термальные купола и зародыши раннего и глубинного фронта гранитообразования при процессах тектоно-магматической активизации жестких блоков древнего гранитно-метаморфического фундамента и подъеме глубинных очагов щелочноземельной магмы.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 4. 09. 1984.

ՄԻՆԶԱԼՊՅԱՆ ՀԻՄՔԻ ԶԱՆԳԵԶՈՒՐԻ ԵԼՈՒՍՏԻ ԱԼՊԻԱԿԱՆ
ԳՆԵՅՍԱ-ԳՐԱՆԻՏԱՅԻՆ ՀԱՄԱԼԻՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Մինչալպյան հիմքի Զանգեղուր-Կարադաղի ելքի «հնագույն գրանիտա-գնեյսային» գմբեթների պետրոգրաֆա-գեոքեմիական և ռուբիդիում-ստրոնցիումային երկրաժամանակագրական ուսումնասիրությունների շնորհիվ պարզվել է մալևյան գրանիտա-գնեյսների ալպիական՝ էոցենյան հասակը ($40 \pm 2,2$ մլն. տարի): Նույն հասակը հաստատվում է նաև բազմաթիվ կալիում-արգոնային որոշումներով՝ ըստ համախառն նմուշի, կալիումային շպատի և բիոտիտի տվյալների:

G. P. BAGHDASARIAN, B. M. MELIKSETIAN, R. KH. GHUKASIAN

THE ALPINE GNEISSIC-GRANITIC COMPLEX OF THE
ZANGUEZOR PROMINENCE PRE-ALPINE FOUNDATION

A b s t r a c t

The petrological-geochemical and Rb—Sr radiogeochronological investigations of the pre-Alpine foundation Zangueזור-Karadagh prominence „ancient granitic-gneissic“ domes allow to date the malev granite-gneisses as Alpine ones ($40 \pm 2,2$ mln. years). It is reaffirmed by K—Ar determinations on gross specimen, K-feldspar and biotite.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абрамович И. И., Груза В. В. Фацциально-формационный анализ магматических комплексов, Л., 1972.
2. Агамалян В. А. Древние метаморфические комплексы Армянской ССР и их тектоническое положение. Матер. докл. II регион. петрограф. совещ. по Крыму, Кавказу, Карпатам, Тбилиси, 1973.
3. Адамян А. И. Петрография щелочных пород Мегринского района Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1956.
4. Азизбеков Ш. А., Рустамов М. И. Новый выход древнего метаморфического комплекса на Малом Кавказе. Известия АН АзССР, серия наук о Земле, № 2, 1968.
5. Аракелян Р. А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Известия АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, № 5—6, 1957.
6. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
7. Белов А. А. Стратиграфия и структура метаморфизованных вулканогенных и осадочных комплексов зоны Анкавано-Зангезурского разлома в ЮВ Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 44, № 1, 1969.
8. Белов А. А. Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое. М., Наука, 1981.
9. Беляев Г. М., Рудник В. А. Формационно-генетические типы гранитоидов. М., Наука, 1978.
10. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. и др. Новые данные по геологии южного Зангезура. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1972.
11. Габриелян А. А. Сейсмоструктурная геология Армении. «Луйс», Ереван, 1981.
12. Геология и рудные месторождения среднего Востока, Под ред. М. В. Муратова, М., Недра, 1973.

13. Груза В. В. Геохимические критерии различия магматических пород и ортометасоматитов. Зап. ВМО, т. 99, № 2, 1970.
14. Грушевой В. Т. Интрузивные породы ЮВ части Армянской ССР и восточной части НахАССР. В сб.: Интрузивы Закавказья, Тбилиси, 1941.
15. Гукасян Р. Х. К вопросу о возрасте метаморфических сланцев и «древних гранитов» южной части Армянской ССР. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1966.
16. Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования Мегринского плутона. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 3—4, 1965.
17. Давиденко И. В. Использование петрохимии для восстановления условий магмообразования. В кн.: Вопросы петрохимии, Л., Наука, 1969.
18. Иванов Д. В. Геологический очерк Карадага. В сб.: Карадагские рудные месторождения, М., 1902.
19. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1958.
20. Перфильев Ю. С., Романько Е. Ф., Чальян М. А. Метаморфические комплексы в структуре Центрального Ирана. Геотектоника, № 6, 1983.
21. Ставров О. К. Геохимия лития, рубидия, цезия. Наука, 1976.
22. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. Наука, 1977.
23. Ходжабагян Г. С., Арутюнян Р. А., Меликсетян Б. М. Особенности геологического строения и магматизма ЮВ части Мегринского плутона. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1974.
24. Хумишанзаде А. Этапы докембрийского метаморфизма в Иране. В кн.: Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск, Наука, 1977.
25. Штеклин Дж. Древняя континентальная окраина в Иране. В кн.: Геология континентальных окраин, т. 3, Мир, 1979.
26. Штеклин Дж. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1966.
27. Штейнберг Д. С. Об особенностях химического состава вулканических и плутонических исследований, ДАН СССР, т. 182, № 4, 1968.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 20—28, 1985.

УДК : 552.321.6(479.25)

С. Б. АБОВЯН, Н. С. КОРЧАГИНА

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ПОРОД СЕВАНО-АМАСИЙСКОГО И ВЕДИНСКОГО ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ АРМЯНСКОЙ ССР

На основании изучения геологии комплекса пород, составляющих ультрамафитовые массивы, их вещественного состава и петрохимических параметров в Севано-Амасийском и Вединском офиолитовых поясах Армянской ССР установлено преимущественное развитие комплекса пород дунит-перидотитовой и резко подчиненное развитие пород дунит-пироксенитовой формации. Установление формационной принадлежности исследованных ультрамафитических массивов имеет первостепенное значение для выяснения их минерагенической специализации.

Ультрамафитовые и связанные с ними мафитовые интрузивные породы на территории Армянской ССР приурочены к двум узким дугообразным офиолитовым поясам СЗ простирания—Севано-Амасийскому и Вединскому¹). Севано-Амасийский офиолитовый пояс прослеживается вдоль Базумского, Ширакского и, главным образом, Севанского хребтов и характеризуется значительными размерами. Вединский пояс прослеживается в направлении сс. Арташат-Веди-Нахичевань, достигая значительного развития в бассейне р. Веди, и отличается относительно меньшими размерами. Эти парные пояса продолжают на СЗ в Турцию и на ЮВ—в Иран и являются составной частью офиолитов крупной Средиземноморской области, которая в пределах Турции, Кавказа и Ирана представлена Тавро-Кавказской геосинклиналью, расположенной между Русской и Аравийской платформами.

¹) А. Т. Асланяном и М. А. Сатизном [3] выделяется также третий офиолитовый пояс (Зангезурский). В настоящей статье данный пояс не рассматривается.

13. Груза В. В. Геохимические критерии различия магматических пород и ортометасоматитов. Зап. ВМО, т. 99, № 2, 1970.
14. Грушевой В. Т. Интрузивные породы ЮВ части Армянской ССР и восточной части НахАССР. В сб.: Интрузивы Закавказья, Тбилиси, 1941.
15. Гукасян Р. Х. К вопросу о возрасте метаморфических сланцев и «древних гранитов» южной части Армянской ССР. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1966.
16. Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования Мегринского плутона. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 3—4, 1965.
17. Давиденко И. В. Использование петрохимии для восстановления условий магмообразования. В кн.: Вопросы петрохимии, Л., Наука, 1969.
18. Иванов Д. В. Геологический очерк Карадага. В сб.: Карадагские рудные месторождения, М., 1902.
19. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1958.
20. Перфильев Ю. С., Романько Е. Ф., Чальян М. А. Метаморфические комплексы в структуре Центрального Ирана. Геотектоника, № 6, 1983.
21. Ставров О. К. Геохимия лития, рубидия, цезия. Наука, 1976.
22. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. Наука, 1977.
23. Ходжабагян Г. С., Арутюнян Р. А., Меликсетян Б. М. Особенности геологического строения и магматизма ЮВ части Мегринского плутона. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1974.
24. Хумишанзаде А. Этапы докембрийского метаморфизма в Иране. В кн.: Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск, Наука, 1977.
25. Штеклин Дж. Древняя континентальная окраина в Иране. В кн.: Геология континентальных окраин, т. 3, Мир, 1979.
26. Штеклин Дж. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1966.
27. Штейнберг Д. С. Об особенностях химического состава вулканических и плутонических исследований, ДАН СССР, т. 182, № 4, 1968.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 20—28, 1985.

УДК : 552.321.6(479.25)

С. Б. АБОВЯН, Н. С. КОРЧАГИНА

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ПОРОД СЕВАНО-АМАСИЙСКОГО И ВЕДИНСКОГО ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ АРМЯНСКОЙ ССР

На основании изучения геологии комплекса пород, составляющих ультрамафитовые массивы, их вещественного состава и петрохимических параметров в Севано-Амасийском и Вединском офиолитовых поясах Армянской ССР установлено преимущественное развитие комплекса пород дунит-перидотитовой и резко подчиненное развитие пород дунит-пироксенитовой формации. Установление формационной принадлежности исследованных ультрамафитических массивов имеет первостепенное значение для выяснения их минерагенической специализации.

Ультрамафитовые и связанные с ними мафитовые интрузивные породы на территории Армянской ССР приурочены к двум узким дугообразным офиолитовым поясам СЗ простирания—Севано-Амасийскому и Вединскому¹). Севано-Амасийский офиолитовый пояс прослеживается вдоль Базумского, Ширакского и, главным образом, Севанского хребтов и характеризуется значительными размерами. Вединский пояс прослеживается в направлении сс. Арташат-Веди-Нахичевань, достигая значительного развития в бассейне р. Веди, и отличается относительно меньшими размерами. Эти парные пояса продолжают на СЗ в Турцию и на ЮВ—в Иран и являются составной частью офиолитов крупной Средиземноморской области, которая в пределах Турции, Кавказа и Ирана представлена Тавро-Кавказской геосинклиналью, расположенной между Русской и Аравийской платформами.

¹) А. Т. Асланяном и М. А. Сатизном [3] выделяется также третий офиолитовый пояс (Зангезурский). В настоящей статье данный пояс не рассматривается.

Вопрос о формационной принадлежности ультрамафитовых пород офиолитовых поясов Армянской ССР связан с изучением их минерогенеза, в частности их асбестоносности—закономерностей пространственного размещения месторождений хризотил-асбеста на формационной основе, так как известно, что различные морфогенетические подтипы (баженковский, лабинский, карачаевский и др.) хризотил-асбеста апоперидотитового типа бывают приурочены к определенному типу ультрамафитов [4].

Среди последних в настоящее время большинством исследователей выделяются три главные альпийские формации: 1) дунит-перидотитовая (эвгеосинклинальная); 2) пироксенит-перидотитовая (миогеосинклинальная) и 3) дунит-клинопироксенитовая (эвгеосинклинальная).

В отношении асбестоносности баженковского подтипа, наиболее перспективными являются массивы ультрамафитов, принадлежащие к дунит-перидотитовой или дунит-гарцбургитовой формации. С пироксенит-перидотитовой формацией обычно связаны небольшие месторождения карачаевского подтипа. Наименее благоприятны для промышленного асбестообразования ультрамафиты дунит-клинопироксенитовой формации.

Вопросами формационной принадлежности ультрамафитовых пород Армянской ССР занимались в основном С. Б. Абовян [2], Т. Ш. Татевосян [10] и С. А. Паланджян [7].

Согласно С. Б. Абовяну ультрамафиты и мафиты офиолитовых поясов Армянской ССР слагают единую габбро-перидотитовую формацию. Первичным материалом, из которого образовались породы формации, вероятно, было вещество верхней мантии, приближающееся по составу к лерцолитам. По Т. Ш. Татевосяну, исходная магма ультрамафитов и мафитов имела ультрамафитовый состав. С. А. Паланджян считает, что интрузивные породы офиолитовой серии входят в состав двух самостоятельных комплексов—раннего ультрамафитового и позднего—мафитового, причем дифференциация мафитовой магмы привела, с одной стороны, к образованию более поздней серии пород ультрамафитового состава, а с другой—к образованию плагногранитов и кварцевых диоритов.

Формационный анализ, на котором базируются научные основы общего геологического прогнозирования, в особенности на этапах региональных обзорных исследований, заключается в типизации ультрамафитов с учетом структурно-геологических, тектоно-магматических, петрографических, петрохимических, минерогенетических и др. особенностей. Переходя к формационному анализу ультрамафитов Армянской ССР, отметим, что:

1. Тела ультрамафитовых пород Севано-Амасийского и Вединского офиолитовых поясов трассируют эвгеосинклинальные зоны, в пределах которых возможно нахождение дунит-гарцбургитовой (перидотитовой) и дунит-клинопироксенитовой формаций.

2. Ультрамафиты рассматриваемых поясов связаны с единым альпийским циклом тектоно-магматической эволюции.

3. По закономерной повторяемости типов магматических сообществ—основных вулканитов, ультрамафитов и мафитов, а также кремнистых пород, офиолитовые пояса Армянской ССР близки к офиолитовым поясам других регионов мира.

4. Петрографический состав ультрамафитовых пород офиолитовых поясов Армянской ССР также аналогичен составу обычных ультрамафитов дунит-гарцбургитовой (перидотитовой) формации офиолитовых поясов.

По С. Б. Абовяну [1], ультрамафитовые и мафитовые породы Севано-Амасийского и Вединского офиолитовых поясов образуют узкие линзо-, дайко-, штоко- и пластообразные тела, вытянутые согласно с простиранием вмещающих вулканогенно-осадочных толщ сенона. Размеры массивов в Севано-Амасийском поясе колеблются от нескольких сотен кв. м до 70 кв. км, причем преобладают массивы крупных размеров, в Вединском поясе—от нескольких десятков до тысяч кв. м, реже до 1 кв. км. Массивы отмеченных поясов многофазные и имеют сложный состав. В их строении в различных количественных взаимоотношениях участвуют ультрамафитовые и мафитовые породы, в формировании которых выделяются четыре фазы внедрения, причем каждая фаза сопровождается соответствующим жильным комплексом. В целом ультрамафитовые породы (70%) резко преобладают над мафитовыми (30%). Ниже приводится краткое описание интрузивных пород, входящих в состав офиолитовых поясов Армянской ССР.

Дунит-перидотитовая формация. Ультрамафитовые породы рассматриваемой формации представлены главным образом перидотитами (96%), реже дунитами (3%) и пироксенитами $\chi\eta\gamma\theta\kappa\eta\delta\epsilon\zeta$ η (1%) участках к мафитовым породам перидотиты сложены полевошпатовыми разновидностями. Среди перидотитов широко развиты гарцбургиты и лерцолиты, менее распространены верлиты. Количество пироксенов в перидотитах колеблется в пределах от 5 до 40%, наиболее часто встречаются содержания 20—25%.

Гарцбургиты слагают примерно 55% площади выхода перидотитов. Оливин форстеритового состава (Fa—8,4%), образует зерна размерами 1—3 мм. Пироксен представлен более крупными зернами (5—15 мм) энстатита, в которых иногда отмечаются мелкие пойкилитовые включения оливина.

Лерцолиты составляют примерно 40% площади выхода перидотитов. Оливин форстеритового (Fa—9,6%), реже хризолитового (Fa—11,0%) состава. Ромбические пироксены представлены энстатитом, реже бронзитом, моноклинные—диопсидом.

Верлиты слагают 5—10% площади выхода перидотитов. Оливин хризолитового (Fa—11,4%), реже форстеритового (Fa—9,0%) состава. Пироксен представлен диопсидом.

В полевошпатовых перидотитах количество плагиоклаза достигает 2—10% и обычно представлены обе разновидности пироксенов. Оливин имеет хризолитовый (Fa—17,4%), реже форстеритовый (Fa—9,8%) состав.

Дуниты образуют мелкие шпиро-, линзо- и жиллообразные тела в перидотитах. Это существенно оливиновые породы, в которых иногда в качестве незначительной примеси (до 5%) встречаются пироксены энстатитового, реже диопсидового состава. Оливин представлен исключительно форстеритом (Fa—7,1%).

Пироксениты слагают незначительные жиллообразные тела среди перидотитов, реже дунитов. Они имеют крупнозернистое сложение и относятся к пегматоидным образованиям ультрамафитовых пород. Встречаются также пироксенитовые тела средне- и мелкозернистого сложения неправильной формы, связанные с перидотитами постепенными переходами. Наибольшим развитием среди пироксенитов пользуются оливиновые разновидности (30—40% Ol). Состав оливинов определяется как хризолит (Fa—13,1%), реже форстерит (Fa—8,7%). Мономинеральные разновидности представлены энстатитами, диопсидитами и авгититами или диаллагитами.

Мафитовые породы представлены главным образом габбро (45%), затем роговообманковыми габбро (30—35%), габбро-норитами (5—

10%), троктолитами (5%) и оливиновыми габбро (5%). Последние две разновидности встречаются на тех же массивах, что и полевошпатовые перидотиты и слагают переходные участки от ультрамафитов к мафитам. Они представлены шпиро-, линзо- и жиллообразными телами с неровными и расплывчатыми границами. Наряду с габбро, связанными с ультрамафитовыми породами постепенными переходами, через указанные выше породы, существуют габбро, представляющие более позднюю фазу внедрения.

Ниже, в табл. 1, приводятся средние химические составы отдельных разновидностей ультрамафитовых пород [1, 2] из различных массивов Севано-Амасийского и Вединского офиолитовых поясов.

Рассчитанные на основании данных табл. 1 некоторые петрохимические параметры ультрамафитовых пород— $M/F=7,5$, $M/Si=1,2-1,8$ и $TiO_2=0,0n$ указывают на их принадлежность к дифференциатам перидотитовой магмы. При этом в главных типах пород—гарцбургитах, лерцолитах, верлитах и дунитах между содержаниями SiO_2 и MgO и FeO и MgO устанавливается обратная зависимость, указывающая на нормальное развитие процесса магматической дифференциации, в результате которой образовались породы формации [2].

Таким образом, по петрографическому составу, количественному распределению и химическим особенностям ультрамафитовые породы Севано-Амасийского и Вединского офиолитовых поясов относятся к дунит-перидотитовой (гарцбургитовой) формации.

Все известные к настоящему времени проявления хризотил-асбеста в Армянской ССР приурочены именно к рассматриваемой формации. К их числу относятся Джильское, Бабаджанское (Армутлинское), Даринское (Джил-Сатанахачский массив) и Джанахмедское (Караиман-Зодский массив).

На Джильском и Бабаджанском проявлениях хризотил-асбест приурочен к участкам сильно серпентинизированных и трещиноватых перидотитов (гарцбургитов) и слагает различно-ориентированные про-

Таблица 1

Окислы	1 (24)	2 (17)	3 (3)	4 (4)*	5 (4)	6 (3)	7 (3)
SiO_2	38.40	39.91	39.26	36.39	47.87	48.18	49.05
TiO_2	0.08	0.08	сл.	0.03	0.13	0.08	0.09
Al_2O_3	2.69	3.04	4.13	1.29	4.82	3.27	3.31
Fe_2O_3	5.65	4.65	5.65	5.31	2.74	2.94	2.82
FeO	2.50	4.54	4.02	4.02	3.57	5.03	3.44
MnO	0.12	0.12	0.07	0.04	0.19	0.07	0.02
MgO	37.06	33.92	29.80	40.79	20.65	18.25	31.22
CaO	0.78	4.22	7.85	0.42	15.97	18.38	3.21
Na_2O	0.09	0.10	0.09	0.23	0.18	0.45	0.24
K_2O	0.04	0.03	—	0.07	0.03	0.32	0.04
H_2O	1.97	1.92	0.33	0.39	0.36	0.14	0.62
П.п.п.	9.75	7.37	8.07	10.71	3.63	2.77	6.42
Сумма	99.13	99.90	99.27	99.69	100.14	99.89	100.48

1. Гарцбургиты серпентинизированные и апогарцбургитовые серпентиниты. 2. Лерцолиты серпентинизированные и аполерцолитовые серпентиниты. 3. Верлиты серпентинизированные и аповерлитовые серпентиниты. 4. Дуниты серпентинизированные и аподунитовые серпентиниты. 5. Вебстериты серпентинизированные. 6. Диаллагиты серпентинизированные. 7. Энстатититы серпентинизированные.

* В скобках показано количество химических анализов, по которым рассчитаны средние составы пород.

жилки с поперечно-волокнистым строением мощностью до 2 см. Площади асбестового оруденения достигают нескольких десятков кв. м. Характерно отметить, что на обоих участках серпентинизированные гарцбургиты прорваны вертикально падающими субширотными дайками диабазовых порфиритов мощностью до 4 м, длиной до 25 м.

На Даринском проявлении хризотил-асбест приурочен к участку серпентинизированных дунитов, которые местами сильно магнезитизированы и превращены в рыхлую магнезитовую массу серовато-белого цвета. Асбест образует небольшие скопления неправильной формы и прожилки мощностью до 1 см, длиной до 1 м. Прожилки имеют продольно-волокнистое, реже косо-волокнистое строение. Длина волокон—2—4 см. В разрыхленных участках волокна асбеста также разрушены, но на глубине 3—4 м прожилки асбеста ясно фиксируются в трещинах сравнительно плотных дунитов. Площадь асбестового оруденения достигает 400—500 кв. м.

Джанахмедское проявление приурочено к выходам сильно серпентинизированных гарцбургитов и представлено прожилками хризотил-асбеста поперечно-волокнистого строения мощностью от 2 до 7 мм. Обычно встречаются параллельные друг другу прожилки, иногда одна группа параллельных прожилков пересекается другой группой параллельных прожилков, ориентированных под прямым углом. Площадь оруденения составляет около 600 кв. м. Как и на Джильском и Бабаджанском проявлениях, здесь также асбестоносные гарцбургиты прорваны дайками мелкозернистого габбро, габбро-пегматитов и анортозитов.

Из вышесказанного ясно, что рассматриваемые проявления хризотил-асбеста относятся к баженевскому подтипу. Для выяснения масштабов проявлений необходимо поставить на них дальнейшие разведочные работы.

Для пород формации характерен также следующий комплекс полезных ископаемых—хромиты, платиноиды (осмистый придий), тальк, жадеидиты, нефриты, а в корках выветривания серпентинитов—аморфный магнезит и гидросиликаты никеля.

Дунит-клинопироксенитовая формация. Наряду с комплексом ультрамафитовых пород дунит-перидотитовой формации в рассматриваемом районе в ограниченном масштабе присутствует также комплекс пород дунит-клинопироксенитовой формации—дифференциатов габбровой магмы. К ним мы относим выходы ультрамафитовых пород Шишканского и Кясаманского массивов, где они слагают небольшие тела дайкообразной и неправильной форм (протяженностью до 500 м), вытянутые в СЗ направлении внутри габбро, которыми сложена подавляющая часть массивов. Это более поздние ультрамафитовые породы, прорывающие габбро, по своему составу представлены дунитами, верлитами, пироксенитами, их полевошпатовыми разновидностями и ассоциирующими с ними анортозитами.

По своему геологическому положению и петрографическому составу рассматриваемые ультрамафитовые породы отличаются от соответствующих пород дунит-перидотитовой формации. Как уже отмечалось выше, они слагают небольшие тела дайкообразной и неправильной форм, прорывающие габбро, и представляют собой следующую после габбро интрузивную фазу внедрения.

Гарцбургиты и лерцолиты здесь практически отсутствуют, перидотиты представлены только верлитами, которые, в отличие от верлитов дунит-перидотитовой формации, характеризуются беспорядочным расположением зерен моноклинного пироксена и постоянным присутствием червеобразных выделений гроссуляра позднемагматического

происхождения. Пироксениты, по сравнению с пироксенитами дунит-перидотитовой формации, обладают менее крупнозернистым сложением и темно-зеленым, почти черным цветом [7]. Они отличаются также и петрохимическими особенностями. Для пород ультрамафитовой ассоциации дунит-пироксенитовой формации величина $M/F = 7,5$, $M/Si = 0,52 - 1,1$ и $TiO_2 = 0$.п. Для пород мафитовой ассоциации характерны высокожелезистые оливин и клинопироксен. Общим для ультрамафитовых ассоциаций обеих формаций является их приуроченность к эвгеосинклинальной области, где они, совместно с вмещающими вулканогенно-осадочными образованиями, слагают офиолитовые пояса Армянской ССР.

С породами рассматриваемой формации связан комплекс полезных ископаемых, представленный титаномагнетитовыми, магнетитовыми и хромитовыми рудами, а также платиновая минерализация поликсенового типа в связи с хромитами в дунитах и оливиновых клинопироксенитах и иногда золото-палладиевая минерализация в габбро-норитах.

Пироксенит-перидотитовая формация. Присутствие пироксенит-перидотитовой формации в эвгеосинклинальной зоне исключается, так как, согласно В. Н. Москалевой, интрузивы этой формации внедряются по разломам в краевые части жесткой рамы за пределами эвгеосинклинального прогиба в многоэвгеосинклинальную область, либо отмечаются в срединных массивах. По времени проявления они близки к альпийской дунит-перидотитовой формации и представлены трещинными интрузивами или межформационными телами, размещенными в геоантиклинальных поднятиях пород фундамента. Они не обнаруживают четкой связи с одновозрастными эффузивами, но имеются указания на их пространственную связь с базальтовыми комплексами повышенной щелочности. Возраст вмещающих массивы пород, представляющих выступы основания, обычно значительно древнее, чем возраст ультрамафитовых пород (главный признак). Вмещающие породы регионально метаморфизованы и среди них преобладают первично-терригенные и карбонатно-терригенные отложения.

Для пород формации характерно пониженное содержание магния, повышенное содержание железа и кальция, а в ряде случаев и титана. Для них типично оруденение продольно-волокнистого хризотил-асбеста (карачаевский подтип), а также сульфидное медно-никелевое оруденение и оруденение огнеупорных хромитов.

В пределах срединных массивов Армянской ССР—Арзаканского и Ахумского кристаллических массивов, расположенных по обе стороны от Севано-Амасийского офиолитового пояса, известны выходы небольших тел сильно измененных (серпентинизированных, оталькованных и тремолитизированных) ультрамафитовых пород эопалеозойского возраста, которые, может быть, относятся к представителям перидотит-пироксенитовой формации. Для подтверждения этого мнения необходимо провести дополнительные исследования.

В табл. 2, на основании наших и литературных данных [4, 8, 9] приводятся характерные признаки каждой из рассмотренных выше формаций ультрамафитовых пород.

Из вышесказанного ясно, что для выяснения минерагенической специализации ультрамафитовых пород, в том числе и их асбестоносности, необходимо установление формационной принадлежности исследуемых массивов ультрамафитов на основании изучения геологии комплекса слагающих массивы пород, их состава и петрохимических особенностей. С этой точки зрения в офиолитовых поясах Армянской ССР преимущественное развитие имеет комплекс пород дунит-перидотитовой

Дунит-перидотитовая или дунит-гарцбургитовая формация	Дунит-пироксенитовая формация	Пироксенит-перидотитовая формация
<p>1. Породы формации преимущественно сложены различными серпентинизированными гарцбургитами и лерцолитами и ортопироксеновыми дунитами. Последние имеют резко подчиненное развитие и встречаются в виде отдельных небольших участков в гарцбургитах и лерцолитах. Верлиты редки и слагают периферии массивов. Пироксениты оливковые с энстатитом или энстатитовые и диаллаг-энстатитовые.</p>	<p>1. Преобладают клинопироксениты, дуниты слагают крупные самостоятельные массивы. Редкие зерна пироксена в дунитах представлены диоксидом; ортопироксен отсутствует. Гарцбургитов практически нет, перидотиты представлены только верлитами, встречающимися в контактовых зонах пироксенитов и дунитов. Массивы хорошо дифференцированные, обнаруживают линейную или концентрически-зональную псевдостратифицированность. Периферические части массивов сложены серией мафитовых пород—габбро, габбро-норитов, габбро-диоритов и др.</p>	<p>1. Преобладают пироксениты, перидотиты представлены гарцбургитами, реже лерцолитами; пироксениты—вебстеритами и гиперстенигами. Дуниты практически отсутствуют или распространены ограничено. Габброиды также развиты или относятся к образованиям других тектоно-магматических циклов.</p>
<p>2. Массивы расположены во внутренних эвгеосинклинальных областях складчатых сооружений.</p>	<p>2. Массивы, как и дунит-перидотитовые, расположены во внутренних эвгеосинклинальных областях складчатых сооружений.</p>	<p>2. Массивы расположены во внешних многоосинклинальных частях складчатых областей и в срединных массивах.</p>
<p>3. Вмещающими породами являются вулканогенно-осадочные породы офиолитовой ассоциации, возраст которых близок к возрасту ультрамафитовых пород. Метаморфизм зеленосланцевый или эпидот-амфиболовый.</p>	<p>3. Вмещающие породы аналогичны вмещающим породам дунит-перидотитовой формации.</p>	<p>3. Возраст вмещающих пород, представляющих выступы основания, обычно значительно древнее, чем возраст ультрамафитов (главный признак). Породы регионально метаморфизованы, преобладают первично-терригенные и карбонатно-терригенные отложения.</p>
<p>4. Для пород характерна высокая магнезиальность, основность и хромистость, пониженная железистость и титанистость (в пределах сотых долей %).</p>	<p>4. В слабо серпентинизированных дунитах железистость выше, чем в дунитах дунит-перидотитовой формации, но ниже, чем в пироксенит-перидотитовой. Соответственно ниже и отношение магния к железу (M/F). Содержание титана по сравнению с дунитами дунит-перидотитовой формации, выше на порядок (десятые доли %).</p>	<p>4. Для серпентинитов характерны пониженные, по сравнению с ультрамафитовыми породами других формационных типов, содержание окиси магния, повышенная железистость, кальциевость, глиноземистость и титанистость; для хромшпинелидов характерно высокое содержание железа и титана.</p>
<p>5. Ультрамафитовые массивы умеренно серпентинизированы—лизардитизированы, хризотиллизированы и локально (вдоль зон разломов) антигоритизированы. В асбестовых полях всех крупных месторождений отмечаются «ядра» относительно слабо серпентинизированных (в азотометаморфическую фазу) ультрамафитовых пород.</p>	<p>5. Серпентинизированные дуниты обычно сложены лизардитом и антигоритом преимущественно аутометаморфического происхождения.</p>	<p>5. Ультрамафиты интенсивно серпентинизированы (антигоритизированы) и амфиболитизированы, часто перекристаллизованы и дислоцированы.</p>
<p>6. Минерагеническая специализация—асбестбажензбского подтипа, тальк, жадециты, нефриты, хромит, платиноиды; в корах выветривания серпентинитов—аморфный магнезит, гидросиликаты никеля, гидроокислы кобальта и железа.</p>	<p>6. Минерагеническая специализация—титаномагнетит, магнетит, хромит, платиноиды, иногда золото-палладиевая минерализация.</p>	<p>6. Четкая минерагеническая специализация на продольноволокнистый хризотил-асбест (карачаевский подтип), иногда отмечается медно-никелевое оруденение и оруденение огнеупорных хромитов.</p>

дотитовой (гарцбургитовой) формации и резко подчиненное—комплекс пород дунит-пироксенитовой формации.

Преимущественное развитие комплекса пород дунит-перидотитовой формации, несомненно, является важнейшим отправным моментом для асбестообразования баженовского подтипа при условии наличия и других региональных и локальных факторов. Выявление последних является предметом дальнейших исследований.

Институт геологических наук
Управление геологии Армянской ССР

Поступила 24. 04. 1984.

Ս. Բ. ԱՐՈՎՅԱՆ, Ն. Ս. ԿՈՐՉԱԳԻՆԱ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՍԵՎԱՆ—ԱՄԱՍԻԱՅԻ ԵՎ ՎԵԴԻ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԳՈՏԻՆԵՐԻ ՈՒՋՐԱՄԱՖԻՏԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՖՈՐՄԱՑԻՈՆ ՊԱՏԿԱՆԵԼԻՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Ուլտրամաֆիտային զանգվածների կազմող ապարների կոմպլեքսի երկրաբանության, նրանց նյութական կազմի և պետրոքիմիական պարամետրերի ուսումնասիրության հիման վրա Սևան—Ամասիայի և Վեդու օֆիոլիտային զոտիներում հաստատված է դունիտ-պերիդոտիտային ֆորմացիայի ապարների կոմպլեքսի առավելագույն զարգացման և դունիտ-պիրոքսենիտային ֆորմացիայի ապարների կոմպլեքսի ստորադաս տարածման փաստը: Ուսումնասիրված ուլտրամաֆիտային զանգվածների ֆորմացիոն պատկանելիության որոշումն առաջնակարգ նշանակություն ունի նրանց միներալազոյացման մասնագիտացման պարզաբանման համար:

S. B. ABOVIAN, N. S. KORCHAGINA

ON THE ARMENIAN SSR SEVAN-AMASIA AND VEDI OPHIOLITIC BELTS ULTRAMAFIC ROCKS FORMATIONAL BELONGING

A b s t r a c t

On the basis of the Armenian SSR Sevan-Amasia and Vedi ophiolitic belts rock complexes geology, composition and petrochemical parameters investigation the dunite-peridotite rocks predominant development and dunite-pyroxenite rocks subordinate character are revealed. The ultramafic massifs formational belonging determination is of a paramount importance for their mineragenetic specialization ascertaining.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Изд. АН АрмССР, 1961.
2. Абовян С. Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1981.
3. Асланян А. Т., Сатиан М. А. Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа. Докл. АН АрмССР, т. LXV, № 4, 1977.
4. Золотов К. К. Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. Недра, 1975.
5. Михайлов Н. П., Инякин М. В., Ляпичев Г. Ф., Москалева В. Н., Орлова М. П., Семенов Ю. Л., Шарков Е. В. Петрография Центрального Казахстана. Интрузивные формации основных и ультраосновных пород. Недра, т. II, 1971.
6. Москалева В. Н. Карта распространения ультрамафических и мафических формаций на территории СССР. Масштаб 1:19000000. Объяснительная записка. Изд. ВСЕГЕИ, 1982.
7. Паланджян С. А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Изд. АН АрмССР, 1971.
8. Смолин П. П. Формационные типы гипербазитов и их минерогения. Докл. АН СССР, № 3, т. 155, 1964.
9. Пинус Г. В., Велицкий В. В. Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Геология и геофизика, № 10, 1970.
10. Татевосян Т. Ш. Петрография основных и ультраосновных пород Амасийского района Армянской ССР, Известия АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, т. X, № 2, 1959.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 28—36, 1985.

УДК : 552.313 : 551.781.79(479.25)

Ю. Г. ГУКАСЯН

ПЕТРОХИМИЯ ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ АРАГАЦКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА

Рассматриваются особенности химизма вулканитов, слагающих Арагацкий массив: выявляются четкие закономерности изменчивости петрогенных окислов в ходе эволюции вулканизма в целом и по отдельным его этапам. На основании детального анализа фактического материала делаются определенные петрологические выводы относительно генезиса известково-щелочной ассоциации вулканитов Арагацкого массива.

Для характеристики особенностей химизма вулканических образований Арагацкого массива использовано 165 полных силикатных анализов, из коих 120 авторские. Из этой совокупности анализов по петрографо-минералогическим и возрастно-вулканологическим признакам выделяются 11 групп пород, отражающих различные этапы вулканизма в геохронологической последовательности [2]. В таблице 1 приведены средние химические составы выделенных групп пород (единичные анализы незначительных порций кислых вулканитов первого этапа здесь не рассматриваются).

Анализы пересчитаны по методам А. Н. Заварицкого, Х. Куно, А. Ритмана и SIPW, из которых рассчитаны дополнительные петрохимические параметры σ , SI, DI (табл. 1).

Согласно классификации А. Н. Заварицкого [3, 4], изученные вулканические образования принадлежат к известково-щелочным ассоциациям тихоокеанского типа, характерным для орогенных областей.

Как видно из диаграммы А. Н. Заварицкого (рис. 1), фигуративные точки средних типов пород Арагацкого вулканического массива

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Изд. АН АрмССР, 1961.
2. Абовян С. Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1981.
3. Асланян А. Т., Сатиан М. А. Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа. Докл. АН АрмССР, т. LXV, № 4, 1977.
4. Золотов К. К. Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. Недра, 1975.
5. Михайлов Н. П., Инякин М. В., Ляпичев Г. Ф., Москалева В. Н., Орлова М. П., Семенов Ю. Л., Шарков Е. В. Петрография Центрального Казахстана. Интрузивные формации основных и ультраосновных пород. Недра, т. II, 1971.
6. Москалева В. Н. Карта распространения ультрамафических и мафических формаций на территории СССР. Масштаб 1:19000000. Объяснительная записка. Изд. ВСЕГЕИ, 1982.
7. Паланджян С. А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Изд. АН АрмССР, 1971.
8. Смолин П. П. Формационные типы гипербазитов и их минерогения. Докл. АН СССР, № 3, т. 155, 1964.
9. Пинус Г. В., Велицкий В. В. Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Геология и геофизика, № 10, 1970.
10. Татевосян Т. Ш. Петрография основных и ультраосновных пород Амасийского района Армянской ССР, Известия АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, т. X, № 2, 1959.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 28—36, 1985.

УДК : 552.313 : 551.781.79(479.25)

Ю. Г. ГУКАСЯН

ПЕТРОХИМИЯ ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ АРАГАЦКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА

Рассматриваются особенности химизма вулканитов, слагающих Арагацкий массив: выявляются четкие закономерности изменчивости петрогенных окислов в ходе эволюции вулканизма в целом и по отдельным его этапам. На основании детального анализа фактического материала делаются определенные петрологические выводы относительно генезиса известково-щелочной ассоциации вулканитов Арагацкого массива.

Для характеристики особенностей химизма вулканических образований Арагацкого массива использовано 165 полных силикатных анализов, из них 120 авторские. Из этой совокупности анализов по петрографо-минералогическим и возрастно-вулканологическим признакам выделяются 11 групп пород, отражающих различные этапы вулканизма в геохронологической последовательности [2]. В таблице 1 приведены средние химические составы выделенных групп пород (единичные анализы незначительных порций кислых вулканитов первого этапа здесь не рассматриваются).

Анализы пересчитаны по методам А. Н. Заварицкого, Х. Куно, А. Ритмана и SIPW, из которых рассчитаны дополнительные петрохимические параметры σ , SI, DI (табл. 1).

Согласно классификации А. Н. Заварицкого [3, 4], изученные вулканические образования принадлежат к известково-щелочным ассоциациям тихоокеанского типа, характерным для орогенных областей.

Как видно из диаграммы А. Н. Заварицкого (рис. 1), фигуративные точки средних типов пород Арагацкого вулканического массива

составляет ряд от андезитов-базальтов через андезиты до дацитов включительно. Фигуративные точки располагаются между вариационными линиями Лассен-Пик и Этны, однако, основная часть их локализована между кривыми Лассен-Пик и Йеллоустонского парка.

Векторы средних составов однотипных пород Арагацкого массива, принадлежащих к различным этапам вулканизма, на обеих проекциях диаграммы незначительно отклоняются друг от друга, имея в целом почти одинаковое направление. Отмеченные устойчивые особенности свидетельствуют о том, что эти разновозрастные серии пород представляют единый вулканический комплекс, с одним циклом вулканической активности.

Сравнительный анализ и поэтапное рассмотрение петрохимических особенностей средних составов различных пород массива г. Арагац на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 1) позволяют выявить следующие закономерности.

Базальты по сравнению с андезитов-базальтами занимают особое место, они намного ближе к меланократовым породам и относительно

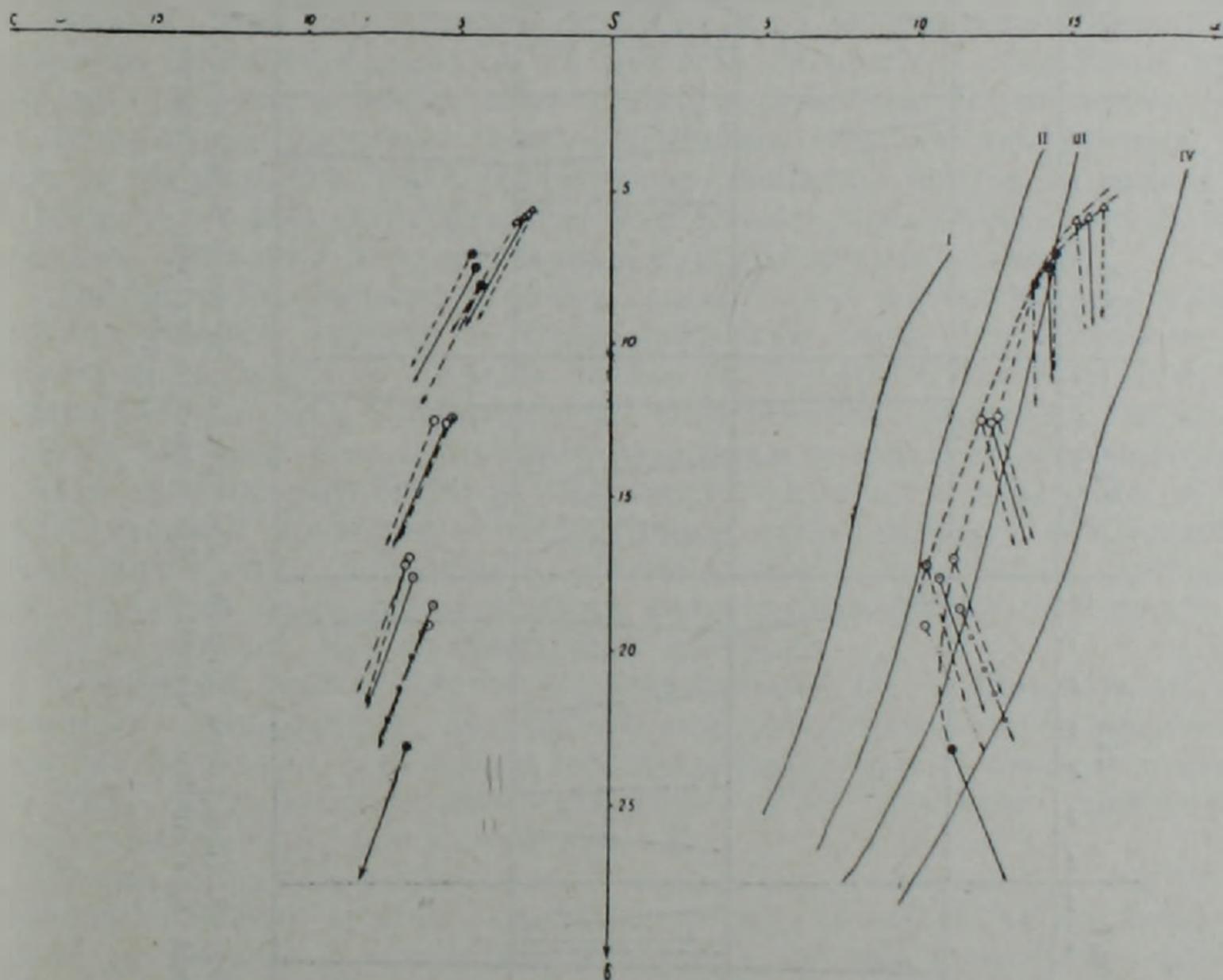


Рис. 1. Диаграмма А. Н. Заварицкого вулкаников Арагацкого массива—I-тип Пеле, II-тип Лассен-Пик, III-тип Йеллоустонский парк, IV-тип Этны.

Обозначение фигуративных точек: 1) Кружки—сплошные-средние составы базальтов, с точками—андезитов-базальтов, полые—андезитов, с крестиками—андезитов-дацитов. 2) Треугольники—средние составы дацитов. Характеристики средних составов вулкаников—стрелки; первого этапа—точки, второго этапа—пунктир, третьего этапа—штрих-пунктир, четвертого этапа—пунктир с кружочками, по различным этапам—сплошные линии.

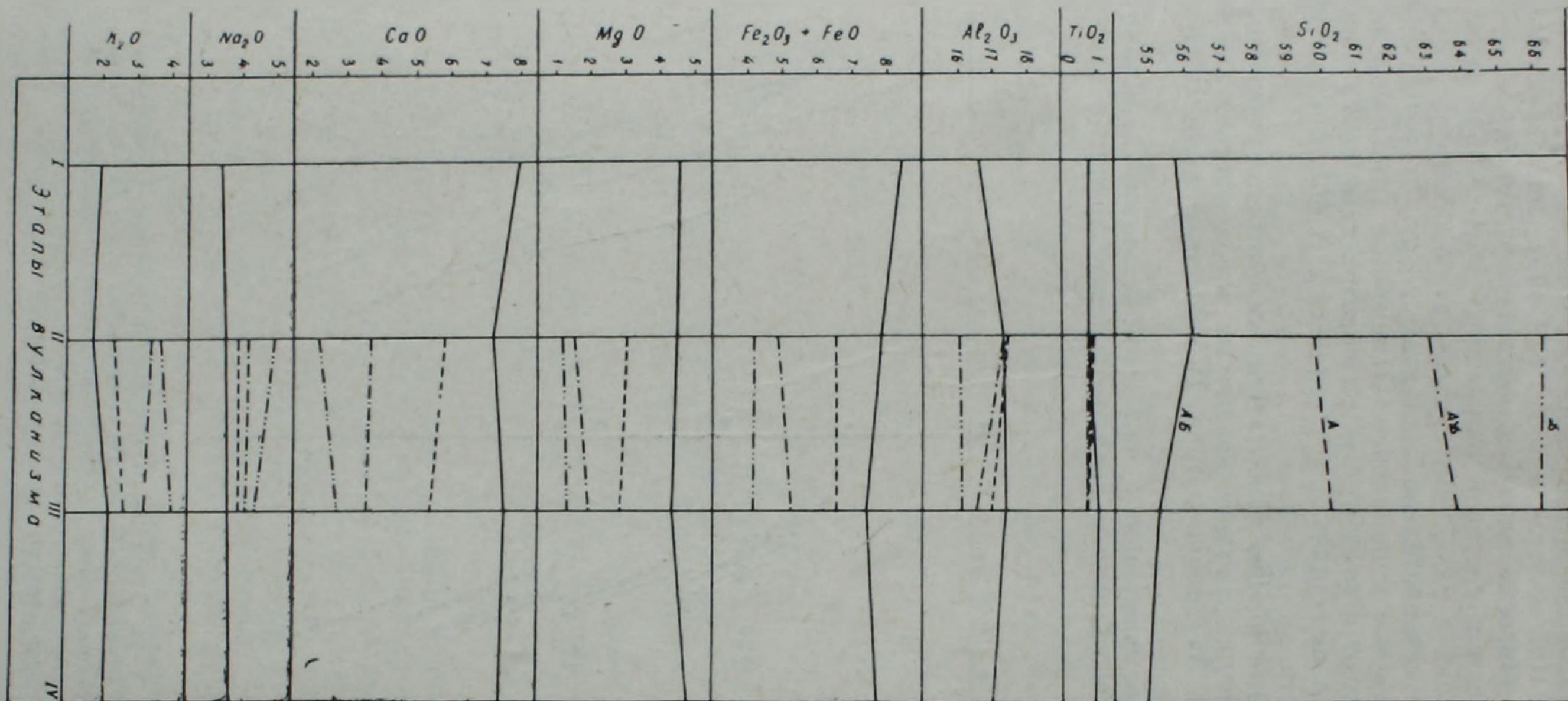


Рис. 2. Диаграмма Харкера для средних составов разнотипных и разновозрастных пород Арагацкого массива. АБ—андезито-базальт, А—андезит, АД—андезито-дацит, Д—дацит.

богаче щелочами. По своим петрохимическим особенностям они сходны с андезито-базальтами третьего этапа вулканизма.

Андезито-базальты начального и последнего этапов наиболее основные и относительно богаче феррическими составными частями, обнаруживая примерно одинаковую магнезиальность. Андезито-базальты промежуточных этапов более лейкократовые и обнаруживают одинаковую, а по сравнению с предыдущими, несколько меньшую магнезиальность.

Андезиты обоих (промежуточных) этапов вулканизма почти не отличаются по петрохимическим особенностям, если не считать незначительно повышенную щелочность пород третьего этапа.

Что касается кислых пород, то ясно видно, что андезито-дациты и дациты второго этапа имеют более кислый облик и относительно богаче щелочными алюмосиликатами по сравнению с таковыми третьего этапа вулканизма.

Анализируя особенности химизма разных серий вулканических образований в геохронологической последовательности, можно проследить следующий ход эволюции магмы разных этапов (рис. 1, 2).

Первый этап характеризуется излиянием однотипных андезито-базальтов, слагающих преобладающую часть продуктов данного этапа.

Второй этап представлен последовательно дифференцированной серией от андезито-базальтов до дацитов. Переход к андезитам происходит при резком возрастании кремнекислотности. Параллельно растет содержание щелочных алюмосиликатов, убывает анортитовая известь и сокращается MgO . Дальнейшая эволюция внутри данного этапа происходит при согласованном возрастании кремнекислотности, щелочности, убывания параметра «в» (андезито-дациты, дациты).

Третий этап, подобно второму, представлен последовательно дифференцированной серией, но более широкого диапазона составом—от базальтов до дацитов. Химизм базальтов характеризуется слабой недосыщенностью SiO_2 и повышенным содержанием щелочных алюмосиликатов. От базальтов к андезито-базальтам возрастает кремнекислотность и заметно уменьшается щелочность. Переход к андезитам и андезито-дацитам приводит к постепенному закономерному возрастанию кремнекислотности, щелочности, убыванию CaO , MgO , Al_2O_3 . Дальнейшая эволюция приводит к резкому возрастанию общей щелочности в основном за счет K_2O и появлению дацитов.

Четвертый этап является незавершенным (?) и представлен излияниями однообразных андезито-базальтов, которые по сравнению с теми же породами третьего этапа эволюционируют в сторону убывания SiO_2 , Al_2O_3 , возрастания MgO , $Fe_2O_3 + FeO$, при почти постоянной известковистости и щелочности (рис. 2).

Таким образом, рассмотрение особенностей химизма вулканитов Арагаца выявляет крайне сложную картину эволюции их составов. В целом, от первого к четвертому этапу эта эволюция носит антидромный характер, что выражается в заметном повышении основности и убывании кремнекислотности андезито-базальтов завершающего этапа, а также в появлении базальтов на третьем этапе. Вместе с тем, внутри каждого из этапов (кроме четвертого), происходит гомодромная смена вулканитов от андезито-базальтов (или базальтов) до андезито-дацитов, дацитов.

Общее поведение петрогенных окислов (тенденция повышения щелочности и понижения железа, магния, глиноземистости и известковистости по мере нарастания кремнекислотности пород в геохронологической последовательности) в ходе эволюции вулканизма в целом

Химический состав средних типов пород Арагацкого вулканического массива
и некоторые петрохимические параметры

Тип породы	Этап	Кол-во анализов	О к с л ы													Сумма	Б	SI	DI
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	H ₂ O	п.п.п.	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅				
Б	III	17	50,50	1,12	17,97	5,77	3,69	0,17	8,80	5,99	0,18	0,30	3,92	1,67	0,32	100,35	4,2	20,1	43,05
А-Б	I	5	55,73	0,76	16,56	3,70	4,71	0,06	7,97	4,55	0,20	0,23	3,38	1,95	0,11	99,91	2,2	17,3	46,34
	II	24	56,23	0,72	17,28	4,08	3,74	0,07	7,20	4,43	0,19	0,61	3,50	1,72	0,13	99,90	2,1	17,9	47,97
	III	12	55,30	1,06	17,86	4,27	3,12	0,12	7,52	4,32	0,42	0,48	3,54	2,24	0,10	100,35	2,7	17,3	49,26
	IV	8	54,96	0,91	17,00	4,85	2,84	0,13	7,46	4,74	0,17	0,77	3,69	2,15	0,21	99,89	2,9	18,4	49,11
А	II	22	59,75	0,89	17,47	3,14	3,37	0,08	5,77	3,02	0,22	0,16	3,88	2,38	0,13	100,26	2,3	14,0	58,19
	III	20	60,14	0,72	16,95	3,35	3,17	0,10	5,38	2,86	0,31	0,39	3,87	2,67	0,22	100,13	2,5	13,4	60,40
А-Д	II	18	63,01	0,83	17,33	3,08	1,76	0,10	3,69	1,52	0,12	0,87	4,18	3,44	0,13	100,06	2,9	8,6	71,36
	III	11	63,74	0,69	16,49	3,51	1,69	0,08	3,54	1,91	0,23	0,90	4,09	3,21	0,09	100,17	2,6	10,6	71,18
Д	II	11	66,21	0,71	16,04	2,85	1,29	0,05	2,15	1,21	0,35	0,85	4,92	3,64	0,09	100,36	3,2	7,5	80,63
	III	13	66,08	0,68	16,09	2,46	1,64	0,05	2,69	1,28	0,12	0,35	4,32	4,00	0,05	99,81	3,0	7,8	78,51
А-Б ср.			55,77	0,83	17,29	4,21	3,55	0,09	7,39	4,47	0,24	0,57	3,53	1,92	0,13	99,99	2,3	17,8	48,11
А ср.			59,93	0,80	17,22	3,24	3,28	0,09	5,58	2,95	0,26	0,27	3,87	2,52	0,17	100,18	2,4	13,8	59,37
А-Д ср.			63,29	0,42	17,01	3,24	1,73	0,09	3,63	1,67	0,16	0,88	4,14	3,35	0,11	99,73	2,8	9,4	71,25
Д ср.			66,14	0,70	16,07	2,64	1,48	0,05	2,44	1,25	0,23	0,58	4,60	3,84	0,07	100,09	3,1	7,7	79,32

Примечание: Б—базальт, А-Б—андезито-базальт, А-Д—андезито-дацит, Д—дацит. Анализы образцов, по которым выведены средние значения, выполнены в химической лаборатории ИГН АН АрмССР аналитиками Чаталян С. Г., Гаспарян З. Ш., Оганесян Л. А., Еганян Э. Г. Параметры: показатель родства σ по [7], индекс затвердевания SI по [6], индекс дифференциации DI по [8].

может указывать на глубинную кристаллизационную дифференциацию исходной магмы.

По классификации А. Ритмана [7] вулканические образования Арагацкого массива, за исключением базальтов, относятся к тихоокеанскому (известково-щелочному) ряду со средним и слабым характером родственных групп. Из таблицы 1 видно, что средние величины показателя родства (σ) закономерно возрастают от андезито-базальтов к дацитам, варьируя в пределах от 2,3 до 3,1. Причем, кислые вулканы слабее проявляют характер родственной группы в тихоокеанском ряду.

Базальты по среднему показателю родства ($\sigma_{\text{ср.}} = 4,2$) относятся уже к атлантическому ряду, обнаруживая при этом переходный характер родственной группы. В составе их появляется нормативный оливин, тогда как в андезито-базальтах (и более кислых породах) постоянно присутствует нормативный кварц. Особое положение базальтов в изученных сериях вулкаников подтверждается также расположением фигуративных точек из среднего состава на диаграмме оливин-диопсид-гиперстен-кварц в поле оливиновых толентов по Г. Йодеру и К. Тилли [5], в то время как андезито-базальты и андезиты располагаются в поле кварцевых толентов.

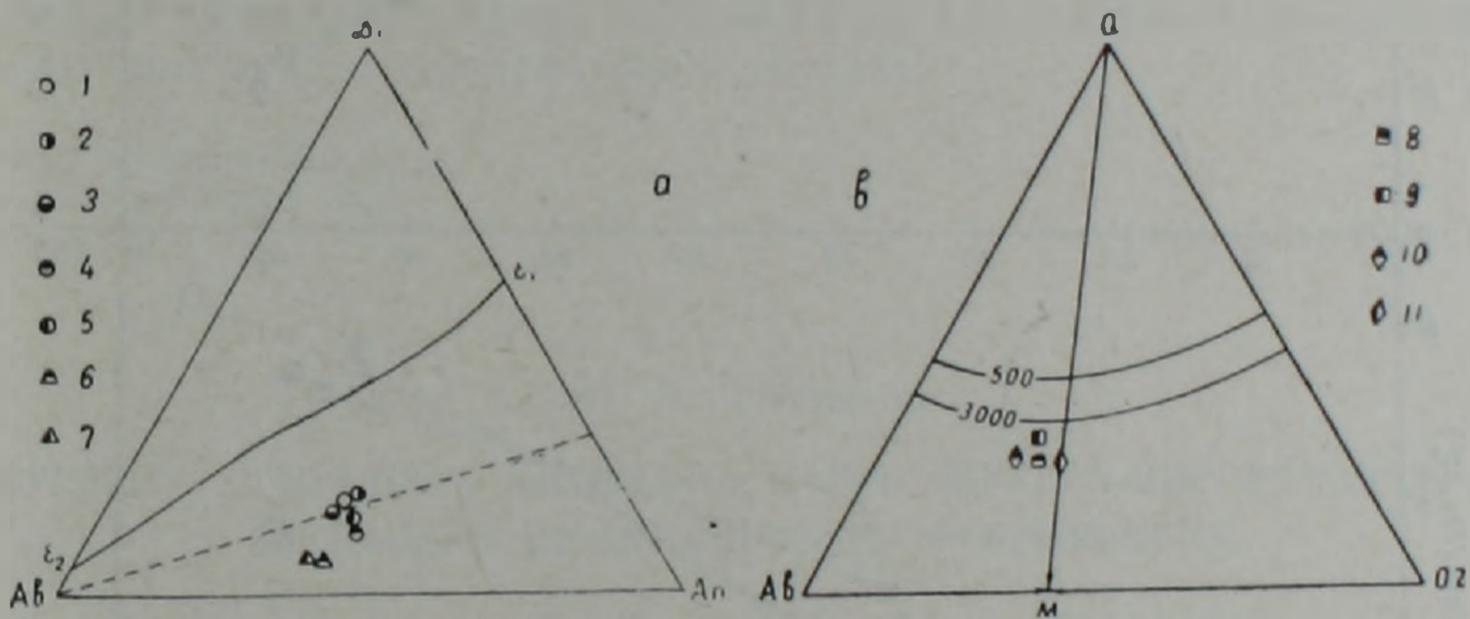


Рис. 3. Средние нормативные составы основных и средних пород Арагацкого массива на диаграмме альбит-анортит-диопсид (а), 1—базальтов; 2, 3, 4, 5—андезито-базальтов первого, второго, третьего и четвертого этапов вулканизма соответственно; 6, 7—андезитов второго и третьего этапов соответственно. Составы кислых пород на диаграмме альбит-ортоклаз-кварц (в); 8, 9—андезито-дацитов второго и третьего этапов соответственно; 10, 11—дацитов второго и третьего этапов соответственно.

Анализ особенностей кристаллизации расплавов различных составов и их сравнение с ходом кристаллизации в экспериментально изученных системах дают следующие результаты: на диаграмме альбит-анортит-диопсид (рис. 3а) фигуративные точки средних составов основных и среднекислых пород ложатся в плагиоклазовом поле и в общем локализируются вокруг изобары, соответствующей условиям кристаллизации при $P_{H_2O} = 5$ кбар. Отмечается также, что базальты и андезито-базальты раннего и завершающего этапов ложатся на ту же изобару и содержат больше диопсидового компонента, тогда как андезито-базальты промежуточных этапов несколько смещены, а андезиты значительно отклоняются от указанной изобары к линии альбит-анортитовой эвтектики, причем последние приближаются также к альбитовому углу диаграммы.

На диаграмме $Ab-Og-Q$ (рис. 3в) кислые вулканиты довольно четко локализируются в полевошпатовой части диаграммы, тяготея, однако, к альбитовому ее углу, располагаясь влево от линии QM , отражая существенно натриевый состав нормативных полевых шпатов.

По индексу лейкократовости [8] выделенные нами серии вулканитов довольно четко отличаются друг от друга (табл. 1). Значение DI закономерно и постепенно повышается в каждом этапе от основных пород к кислым дифференциатам, варьируя от 43 до 80,6. На диаграмме рис. 4а, отражающей зависимость между индексом дифференциации и нормативным анортитом в различных сериях пород, четко видна обратная пропорциональность между ними: по мере понижения нормативного анортита от основных к кислым фракционатам закономерно повышается сумма кали-натриевых полевых шпатов и кварца.

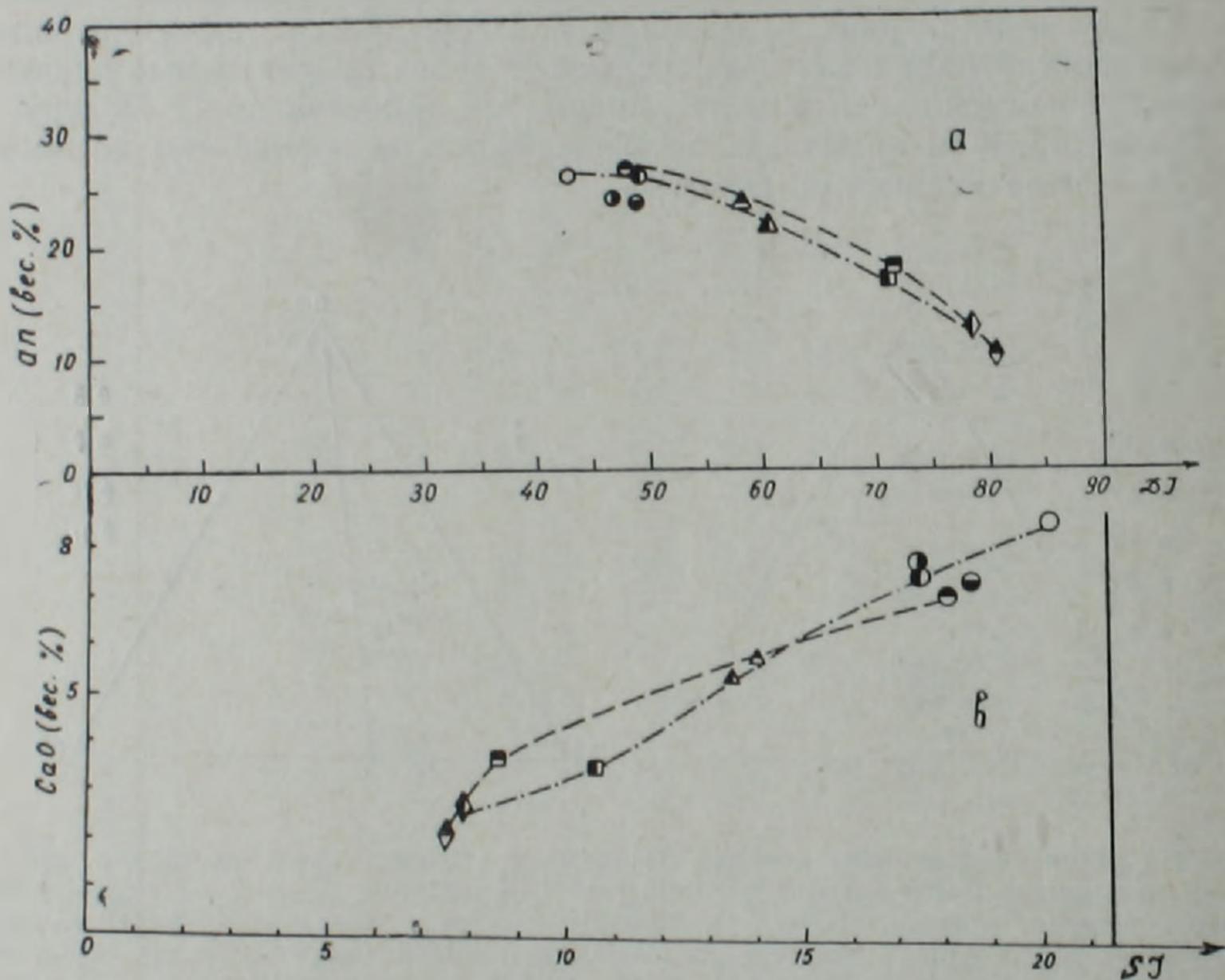


Рис. 4. Диаграммы зависимостей между индексом дифференциации и содержанием нормативного анортита (а) и между индексом затвердевания и CaO (в) вулканитов Арагацкого массива. Пунктир—кривые зависимости для II этапа, штрих-пунктир—для III этапа вулканизма. Остальные условные знаки те же, что и на рис. 3.

Прямолинейная закономерная зависимость наблюдается также между индексом затвердевания (SI) Х. Куно [6] и известковистостью различных типов пород комплекса, отраженной на диаграмме рис. 4в. Здесь четко видно закономерное и постепенное уменьшение значения SI от базальтов (20,1) к дацитам (7,5) при постепенном понижении CaO в породах в том же направлении. При этом, для второго этапа вулканизма CaO резко убывает на отрезке от андезито-дацитов до дацитов и для третьего этапа резкий изгиб наблюдается на отрезке от андезито-базальтов до андезито-дацитов.

Всесторонний анализ эволюции химизма вулканических образований Арагацкого массива позволяет сделать следующие выводы:

1. Разновозрастные серии пород Арагацкого вулканического массива представляют единый вулканический комплекс, связанный с одним циклом вулканической активности.

2. Изученные вулканические образования по классификации А. Н. Заварицкого принадлежат к характерным для орогенов известково-щелочным ассоциациям тихоокеанского типа.

3. Общее поведение петрогенных окислов в ходе эволюции вулканизма указывает на глубинную кристаллизационную дифференциацию исходной магмы, которая идет в известково-щелочном боуеновском тренде, свойственном орогенным формациям.

4. Эволюция состава вулканитов Арагацкого массива крайне сложная: в целом от первого к четвертому этапу, на котором проявляются более основные андезито-базальты, она носит антидромный характер, что связано скорее всего с возрастанием степени плавления исходного субстрата. Вместе с тем, внутри первых трех этапов создаются условия для последовательной дифференциации и гомодромной смены вулканитов от андезито-базальтов (или базальтов) до андезито-дацитов и дацитов.

5. Базальты по сравнению с андезито-базальтами занимают особое место и по своим петрохимическим параметрам стоят ближе к андезито-базальтам третьего этапа и, как ранее указывалось нами [1], могут быть рассмотрены как обогащенные кумулятивными фазами расплавы андезито-базальтового состава.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 24.10.1984.

ՅՈՒ. Գ. ՂՈՒԿԱՍՅԱՆ

ԱՐԱԳԱՏԻ ՀՐԱԲԵՒԱՅԻՆ ԶԱՆԳՎԱՏԻ ՎԵՐԻՆ ՊԼԻՈՑԵՆ-ՉՈՐՐՈՐԴԱԿԱՆԻ
ՀՐԱԲԵՒԱՅԻՆ ԱՌԱՋԱՑՈՒՄԵՆԵՐԻ ՊԵՏՐՈՔԵՄԻԱՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում բերված են Արագածի հրաբխային առաջացումների քիմիական կազմի առանձնահատկությունները, ինչպես նաև հրաբխականության զարգացման ընթացքում պետրոգեն տարրերի քանակական փոփոխությունների բնույթը տարրեր տիպի ապարներում: Հետազոտությունները ցույց են տվել, որ հրաբխային տարրեր էտապների պատկանող ապարների էվոլյուցիան կրում է անտիդրոմ բնույթ, մինչդեռ էտապների ներսում այն հոմոդրոմ է: Հրաբխային տարրեր կազմի ապարներն իրենց ծագմամբ կապված են անդեզիտառադալտային կազմի առաջնային հալոցքի հետ, իսկ ապարների բազմապատկան զլիտավոր պատճառը մագմատիկ դիֆերենցիացիան է:

YU. G. GHUKASIAN

THE PETROCHEMISTRY OF ARAGATZ VOLCANIC MASSIF UPPER
PLIOCENE—QUATERNARY VOLCANOGENOUS FORMATIONS

A b s t r a c t

The Aragatz volcanic formations chemical composition peculiarities as well as the petrogenetic elements quantitative variations character

during volcanism evolution are brought in this paper. The investigation has shown the different volcanic stages rocks chemical composition evolution to be of an antidrome character while within the limits of every stage it is of a homodrome one. Various volcanic rocks are connected with an andesite basaltic primary magma and the diversity of rocks is conditioned by the magmatic differentiation.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гукасян Ю. Г., Ширинян К. Г.* Базальтовый вулканизм северного склона массива г. Арагац. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 9, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1978.
2. *Гукасян Ю. Г.* Закономерности формирования и минералого-геохимические особенности новейших вулканических образований массива вулкана Арагац. В сб.: Мезозойский и кайнозойский вулканизм и связанные с ними полезные ископаемые (тезисы докладов на V Всесоюзном вулканологическом совещании). Изд. Мецниереба, Тбилиси, 1980.
3. *Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л., Изд. АН СССР, 1950.
4. *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М., Изд. АН СССР, 1961.
5. *Йодер Г. Тилли К. Э.* Происхождение базальтовых магм. М., Мир, 1965.
6. *Куно Х.* Серии изверженных пород. В кн.: Химия земной коры, т. 2, М., Наука, 1965.
7. *Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М., Мир, 1964.
8. *Thornton C. P., Tuttle O. F.* Chemistry of igneous rocks, I. Differentiation indexes Amer. Journ. of science, v. 258, № 9, 1960.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 36—41, 1985.

УДК:553.62(479.25)+666.122.2

А. И. КАРАПЕТЯН, О. П. ГЮМДЖЯН, Э. М. НАЛБАНДЯН

ОБ ОБНАРУЖЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОПАЛИТОВ—НОВОГО ВИДА ВЫСОКОТЕХНОЛОГИЧНОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ КРЕМНЕЗЕМА

Статья посвящена выявлению в пределах Сисианского райсна Армянской ССР месторождения высокотехнологичных кремнеземистых руд. Приводятся заключения о технологических испытаниях, проведенных в ИОИХ АН Армянской ССР, согласно которым выявленные руды могут быть использованы для получения различных гидросиликатов, искусственного волластонита, хрусталя, двуокиси кремния особой чистоты электровакуумного, сортового и тарного стекла, в производстве цемента и др. отраслях промышленности.

Изыскание высококачественного сырья кремнезема для производства различных гидросиликатов, искусственного волластонита, двуокиси кремния особой чистоты, электровакуумного, сортового и тарного стекла является важной проблемой, стоящей перед геологическими организациями республики. Она связана с возрастанием роли гидросиликатов различных металлов и волластонита во многих новейших отраслях промышленности. В связи с бурным ростом оптического и электронно-оптического приборостроения с каждым годом становится более актуальной проблема изыскания сырья для получения двуокиси кремния особой чистоты. В республике еще не получили удовлетворительного решения такие вопросы, как изыскание сырья для получения комплексной шихты для стекольной промышленности, активной

during volcanism evolution are brought in this paper. The investigation has shown the different volcanic stages rocks chemical composition evolution to be of an antidrome character while within the limits of every stage it is of a homodrome one. Various volcanic rocks are connected with an andesite basaltic primary magma and the diversity of rocks is conditioned by the magmatic differentiation.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гукасян Ю. Г., Ширинян К. Г.* Базальтовый вулканизм северного склона массива г. Арагац. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 9, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1978.
2. *Гукасян Ю. Г.* Закономерности формирования и минералого-геохимические особенности новейших вулканических образований массива вулкана Арагац. В сб.: Мезозойский и кайнозойский вулканизм и связанные с ними полезные ископаемые (тезисы докладов на V Всесоюзном вулканологическом совещании). Изд. Мецниереба, Тбилиси, 1980.
3. *Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л., Изд. АН СССР, 1950.
4. *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М., Изд. АН СССР, 1961.
5. *Йодер Г. Тилли К. Э.* Происхождение базальтовых магм. М., Мир, 1965.
6. *Куно Х.* Серии изверженных пород. В кн.: Химия земной коры, т. 2, М., Наука, 1965.
7. *Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М., Мир, 1964.
8. *Thornton C. P., Tuttle O. F.* Chemistry of igneous rocks, I. Differentiation indexes Amer. Journ. of science, v. 258, № 9, 1960.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 36—41, 1985.

УДК:553.62(479.25)+666.122.2

А. И. КАРАПЕТЯН, О. П. ГЮМДЖЯН, Э. М. НАЛБАНДЯН

ОБ ОБНАРУЖЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОПАЛИТОВ—НОВОГО ВИДА ВЫСОКОТЕХНОЛОГИЧНОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ КРЕМНЕЗЕМА

Статья посвящена выявлению в пределах Сисианского райсна Армянской ССР месторождения высокотехнологичных кремнеземистых руд. Приводятся заключения о технологических испытаниях, проведенных в ИОИХ АН Армянской ССР, согласно которым выявленные руды могут быть использованы для получения различных гидросиликатов, искусственного волластонита, хрусталя, двуокиси кремния особой чистоты электровакуумного, сортового и тарного стекла, в производстве цемента и др. отраслях промышленности.

Изыскание высококачественного сырья кремнезема для производства различных гидросиликатов, искусственного волластонита, двуокиси кремния особой чистоты, электровакуумного, сортового и тарного стекла является важной проблемой, стоящей перед геологическими организациями республики. Она связана с возрастанием роли гидросиликатов различных металлов и волластонита во многих новейших отраслях промышленности. В связи с бурным ростом оптического и электронно-оптического приборостроения с каждым годом становится более актуальной проблема изыскания сырья для получения двуокиси кремния особой чистоты. В республике еще не получили удовлетворительного решения такие вопросы, как изыскание сырья для получения комплексной шихты для стекольной промышленности, активной

гидравлической добавки при производстве цемента. Особую актуальность имеет выявление высокоактивного-высокотехнического сырья кремнезема для прямого получения синтетического волластонита.

Среди известных на территории Армянской ССР кремнеземсодержащих руд наиболее богаты кремнием кварциты, перлиты, диатомиты, которые, однако, из-за физико-механических и минералого-геохимических свойств или ограниченности запасов препятствуют созданию в республике рентабельного производства кремнеземистых материалов, поэтому планирующие научные и проектирующие организации проявляют большой интерес к выявлению новых высококачественных видов сырья кремнезема.

Таблица 1

Средние химические составы кварцитов, опалитов и аргиллизитов
Гомшатехского месторождения

№№ п/п и число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	P ₂ O ₅	Σ
1 (5)	96,97	0,70	1,13	0,24	0,06	0,29	0,41	0,04	0,31	0,01	0,45	—	100,61
2 (6)	91,21	0,92	3,52	0,13	0,05	0,50	0,39	0,09	0,53	0,40	2,70	0,02	100,46
3 (5)	69,62	0,50	16,96	0,69	0,06	0,74	0,91	1,90	2,96	0,82	4,95	0,02	100,13

Примечание: 1—монокварциты, 2—опалиты, 3—аргиллизиты.

Учитывая вышесказанное, авторы проводили целеустремленные исследования для выявления высококремнеземистых пород, характеризующихся сравнительно низкой плотностью и твердостью, низким содержанием элементов-примесей и красящих окислов (табл. 1). В результате обработки собранного фактического материала удалось установить, что среди известных на территории республики многочисленных проявлений богатых кремнеземом руд лишь немногие характеризуются отмеченными выше физико-механическими свойствами и совсем мало таких, которым присуща высокая активность в отношении химического взаимодействия с агентами, вводимыми при их переработке. Среди них особое место занимают вновь выявленные т. н. меловидные опалиты Гомшатехского массива, которые наряду с незначительным содержанием железа и элементов-примесей, очень низкой плотностью и микротвердостью, высокой эффективной пористостью, совершенно исключают необходимость проведения дополнительных работ по увеличению поверхности фазового контакта «химический реагент—твердое тело», характеризуются весьма высоким «возбужденным» состоянием, обуславливающим способность их легко вступать в реакцию с химическими реагентами. Это облегчает их технологическую переработку, обеспечивает рентабельную экономику. Все изложенное дало основание отмеченный массив опалитов-кварцитов рассматривать как объект высокотехнологичного минерального сырья и назвать его «Гомшатехским месторождением опалитов-кварцитов».

Краткая характеристика Гомшатехского месторождения

Месторождение находится в Сисианском районе Армянской ССР, в 7 км к северо-западу от села Аревис на высоте 2200—2700 м над уровнем моря. Опалиты вместе с монокварцитами, алунитовыми и каолинит-алунитовыми кварцитами занимают площадь 5—6 кв. км, охватывая весь конус одноименного палеовулкана.

Опалиты—макроскопически мелоподобные, молочно-белые, порошковатые, пористые породы. Другие разновидности—стекловатые, пепельно-серые с раковнистым изломом. Текстуры обоих типов реликтовые, литокластические, унаследованные от первичных пород—глыбово-агломератовых и псефито-псаммитовых туфов, массивных и флюидальных лав. Под микроскопом—стекловатые, аморфные или скрытокристаллические, переходящие в тонкокристаллические структуры. В минеральном составе, кроме опала (96—98%), участвуют кварц, халцедон, очень мало магнетита, рутила, каолинита, галлуазита, лимонита, ярозита, реальгара, аурипигмента. Порошковые рентгенограммы в опале показывают низкотемпературные кристобалит, тридимит, а также высокобарический стишовит.

Алунитовые опалиты сложены опалом (80—85%), тонкодисперсным алунитом, гидросерицитом (до 15%), монтмориллонитом, галлуазитом, реликтовым магнетитом, рутилом, новообразованиями пирита, халькопирита, сфалерита (сумма всех сульфидов менее 0,1%). Образуют постепенные переходы к моноопалитам.

Алунитовые и каолинит-алунитовые кварциты—массивные или брекчиевидные, белые, светло-розовые, серые с фиолетовым оттенком, желтоватые, охристо-желтоватые, часто пористые, легкие, нередко мелоподобные. Минеральный состав алунитовых кварцитов: кварц (60—90%), алунит (до 30%), каолинит (до 20%), гидрослюда (до 15%), лимонит, ярозит, рутил. Структура микрогранобластовая, гетерогранобластовая, лепидогранобластовая, гломеробластовая. Структура основной массы криптомикроструктурная. В целом они свидетельствуют об образовании их из пирокластических пород различных агломерато-глыбовых и псефито-лапиллиевых туфов и лав преимущественно андезитового состава.

Монокварциты представлены белыми, кремово-белыми, светло-серыми и светло-розовыми породами, сложенными кварцем (с подчиненной ролью халцедона, вместе до 90—98%). В незначительном количестве присутствуют также магнетит, рутил, гетит, лимонит, гематит, пирит, халькопирит, реальгар, аурипигмент, мусковит, селадонит, кальцит. Текстура реликтовая, литокластическая с микроструктурами исходных агломератовых и глыбовых туфов, лавобрекчий и лав. По размеру подразделяются на криптокристаллические (менее 0,01 мм), микрокристаллические (0,01—0,1 мм), среднекристаллические (0,1—1,0 мм). Местами прослеживаются переходы от опалитов к монокварцитам.

Аргиллизиты или аргиллизированные андезиты и андезитодациты представлены белыми и пепельно-серыми породами. Развита на юго-западном и южном склонах г. Гомшатех. Минеральный состав аргиллизитов—каолинит, кварц, гидрослюда, серицит, пелитово-глинистое вещество и реликты полевых шпатов. Присутствуют также мелкие зерна магнетита и рутила. Структура полифировая, основная масса микролитовая, микрозернистая. Порфиновые вкрапления представлены реликтами каолинизированного и серицитизированного плагиоклаза. Эти породы по минеральному и химическому составу сходны с некоторыми известными типами керамических или фарфоровых камней [1].

Глубина распространения опалитов до 200 м, кварцитов—до 400 м. Они являются результатом фумарольных и сольфатарных процессов вблизи вулканических аппаратов, действовавших в среднем, возможно, верхнем миоцене. Процессы выщелачивания и окремнения миоценовых вулканических пород связаны с орогенным миоценовым или миоплиоценовым вулканическим циклом и были сложными, многоак-

ными, связанными с многократными повторениями фумарольных и сольфатарных процессов, нередко протекавших при высоких температурах. Таким образом, будучи продуктами эродированных вулканических аппаратов, опалиты и ассоциирующиеся с ними породы вторичных кварцитов проявляют зональное (вертикальное и латеральное) распределение. Моноопаловая, монокварцевая, алунитовая и каолининовая минеральные фации вторичных кварцитов, а также пропилиты слагают различные фации глубинности—поверхностную вулканическую (опалиты), приповерхностную вулканическую (монокварциты, алунитовые и каолининовые кварциты) и субвулканическую (пропилиты).

При кислотном выщелачивании привнос двуокиси кремния и воды сопровождается интенсивным выносом почти всех петрогенных элементов. При этом из щелочных металлов натрия выщелачивается почти полностью, тогда как калий вместе с алюминием частично фиксируется в алуните и гидрослюдах. В аргиллизированных породах содержание петрогенных элементов и элементов-примесей на 1—2 порядка выше, чем в моноопалитовой и монокварцевой фации.

Происхождение кварцитов-опалитов Гомшатехского массива интерпретируется нами согласно фумарольно-сольфатарной гипотезе Н. И. Наковника [2]. Эти высококремнеземистые породы формируются в постэруптивную стадию под действием фумарол и сольфатар, когда выделяется огромное количество высокотемпературных эманаций.

О результатах технологических испытаний руд Гомшатехского месторождения

С целью оценки Гомшатехского месторождения для нужд народного хозяйства в лабораториях ИОНХ АН АрмССР было проведено изучение технологических параметров переработки различных типов руд. Установлено, что в силу низких показателей и микротвердости опалитов загрязнение их аппаратным железом при дроблении и тонком помоле незначительно. Шихта, составленная на основе опалитов, при варке оконного стекла дала положительные результаты. Имеются все основания для получения материала, пригодного для варки сортового, электровакуумного, технического стекла и хрусталя.

Высокая активность и чистота опалитов позволили произвести синтез волластонита по «короткой» схеме с хорошими технико-экономическими показателями.

Плотные «загрязненные», сравнительно трудноперерабатываемые разновидности кварцитов показали удовлетворительные результаты для использования в качестве гидравлической добавки при помоле клинкера в производстве цемента. Потребность в нем в республике составляет несколько сот тысяч тонн в год.

Установлено, что опалиты-монокварциты являются превосходным сырьем для получения щелочно-кремнеземистых растворов путем переработки в щелочно-гидротермальных условиях.

Хотя технологические исследования еще не завершены, тем не менее согласно заключению ИОНХ АН Армянской ССР, руды Гомшатехского месторождения по своему составу и свойствам могут быть использованы в следующих направлениях: 1) для получения щелочно-кремнеземистых растворов путем гидрохимической переработки и на базе ряда растворимых и нерастворимых силикатов натрия, калия, кальция, цинка, меди, алюмосиликатов, цеолитов и др; 2) прямой варки тарного стекла, а после определенного обогащения и сортового стекла; 3) получения комплексных силикатных шихт для варки стекол специального назначения; 4) для прямого получения искусствен-

ного волластонита; 5) для прямого использования в качестве активной гидравлической добавки при производстве цемента; 6) для получения особо чистых кремнеземистых материалов, пригодных для варки кварца и оптического стекла, 7) получения силикатных материалов специального назначения—адсорбентов, носителей для хроматографии и катализа, наполнителей для бумажной, резино-технической и полимерной промышленности.

В заключение отметим, что по минеральным фациям, приуроченности к вулканическим образованиям и качественно-количественному минеральному составу опалиты-кварциты Гомшатехского месторождения сходны с современными и молодыми кварцитами-опалитами Камчатско-Курильской вулканической дуги [2], поэтому есть основание считать, что перспективы выявления новых месторождений высокотехнологического сырья кремнезема не ограничиваются территорией Армянской ССР, охватывая области с интенсивно проявленным молодым (миоплиоценовым и четвертичным) вулканизмом.

Практическое освоение опалитов-кварцитов вновь выявленного месторождения для Армянской ССР, по-существу, означает использовать новый тип минерального сырья для создания новых (не только для республики) отраслей промышленности. Учитывая актуальность проблемы развития промышленности в горных районах республики и создания новых производств для решения вопроса занятости трудоспособного населения, целесообразно обработку руд Гомшатехского месторождения производить на месте—в Сисианском районе, что одновременно обеспечит более высокую рентабельность производства. До окончательного решения этого вопроса необходимо произвести подсчет запасов руд и определить рентабельность эксплуатации месторождения.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 27. 12. 1981.

Ա. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Հ. Պ. ԳՈՒՅՈՒՄՉՅԱՆ, Է. Մ. ՆԱԼԲԱՆԴՅԱՆ

ՍԻԼԻԿԱՆՈՂԻ ՆՈՐ ՏԵՍԱԿԻ ԲԱՐՁՐ ՏԵԽՆՈԼՈԳԻԱԿԱՆ ՄԻՆԵՐԱԿԱՅԻՆ ՀՈՒՄՔԻ ՕՊԱԼԻՏՆԵՐԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԱՅՏՆԱԲԵՐՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հանրապետության բնատարածքի սիլիկահողով հարուստ ապարներից միայն քչերն են բնորոշվում փոքր խտությամբ և ամբողջամբ, խառնուրդատարրերի և ներկող օքսիդների ցածր պարունակությամբ, իսկ սրանց մեջ հազվագյուտ տեսակներն են, որ բարձր ակտիվություն ունեն քիմիական փոխազդեցությունների ընթացքում: Այս տեսակետից առանձնահատուկ են Սիսիանի շրջանում նոր հայտնաբերված Գոմշատեղի քվարցիտ-օպալիտների զանգվածի կավճանման օպալիտները, որոնք ենթարկվում են շատ դյուրին տեխնոլոգիական վերամշակման՝ արժեքավոր սիլիկատային նյութեր ստանալիս (վոլաստոնիտ, գերմաքուր սիլիցիումի երկօքսիդ և այլն): Քվարցիտ-օպալիտների ծագումն արդյունք է միոցենյան նույնանուն հրաբխի ֆումարոլային-սուլֆատարային գործունեության:

Քվարցիտ-օպալիտների յուրացումը կիսթանի արդյունաբերական ստացման նոր ճյուղերի ստեղծումը մեր հանրապետությունում:

ON THE NEW HIGH TECHNOLOGICAL SILICA RAW MATERIAL
OPALITES ORE DEPOSIT DISCOVERY

A b s t r a c t

On the Armenian SSR territory not many rich in silica rocks have low density and solidity as well as have low contents of trace elements and dye-oxides, and among those there are very rare ones with a high activity during chemical interactions. From this point of view the chalk-like quartzite-opalites of the new discovered Gomshategh ore deposit (Sislan region) are unique. These rocks easily undergo the technological processing. Quartzite-opalites formation is connected with fumarole-solfataric activities of the Gomshategh Miocene volcano.

The exploiting of quartzite-opalites is able to stimulate new industrial fields development in our republic.

ЛИТЕРАТУРА

1. Магидович В. И., Финько В. И. Фарфоровые камни. В сб.: Новые виды неметаллических полезных ископаемых, Наука, 1975.
2. Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР. Недра, М., 1964.
3. Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. Тр. лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 41—48, 1985.

УДК:553.26(479.25)

ДЖ. В. МХИТАРЯН, А. К. БАСАНИН

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЖИЛЬНОГО
ОРУДЕНЕНИЯ В КЛИНОВИДНОМ БЛОКЕ ОДНОГО ИЗ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА

Методом качественного моделирования установлены геодинамические условия формирования рудных жил в клиновидном блоке, соответствующие дорудному, предрудному и внутрирудному этапам. Полученная информация о напряженном состоянии геологической среды на разных стадиях формирования месторождения способствует выяснению физической сущности структурного контроля и разработке критериев на поиски скрытого оруденения.

Месторождение приурочено к стыку двух крупных тектонических блоков Малого Кавказа (рис. 1): Памбакского—с севера и Цахкуняцкого—с юга. В целом оно расположено в пределах клиновидного тектонического блока, ограниченного крупными дорудными разрывными нарушениями. В строении блока участвуют среднеэоценовые вулканогенно-осадочные образования, пронизанные верхнеэоцен-нижнеолигоценными субвулканическими и интрузивными телами, а также жильными дериватами последних, образующими дайковый пояс близширотного простирания. Эти образования, общей мощностью 2000 м, характеризуются пестрым составом. В них выделяются перемежающиеся пласты андезитов, дацитов и их пирокластических разностей.

ON THE NEW HIGH TECHNOLOGICAL SILICA RAW MATERIAL
OPALITES ORE DEPOSIT DISCOVERY

A b s t r a c t

On the Armenian SSR territory not many rich in silica rocks have low density and solidity as well as have low contents of trace elements and dye-oxides, and among those there are very rare ones with a high activity during chemical interactions. From this point of view the chalk-like quartzite-opalites of the new discovered Gomshategh ore deposit (Sislan region) are unique. These rocks easily undergo the technological processing. Quartzite-opalites formation is connected with fumarole-solfataric activities of the Gomshategh Miocene volcano.

The exploiting of quartzite-opalites is able to stimulate new industrial fields development in our republic.

ЛИТЕРАТУРА

1. Магидович В. И., Финько В. И. Фарфоровые камни. В сб.: Новые виды неметаллических полезных ископаемых, Наука, 1975.
2. Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР. Недр, М., 1964.
3. Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. Тр. лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 41—48, 1985.

УДК:553.26(479.25)

ДЖ. В. МХИТАРЯН, А. К. БАСАНИН

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЖИЛЬНОГО
ОРУДЕНЕНИЯ В КЛИНОВИДНОМ БЛОКЕ ОДНОГО ИЗ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА

Методом качественного моделирования установлены геодинамические условия формирования рудных жил в клиновидном блоке, соответствующие дорудному, предрудному и внутрирудному этапам. Полученная информация о напряженном состоянии геологической среды на разных стадиях формирования месторождения способствует выяснению физической сущности структурного контроля и разработке критериев на поиски скрытого оруденения.

Месторождение приурочено к стыку двух крупных тектонических блоков Малого Кавказа (рис. 1): Памбакского—с севера и Цахкуняцкого—с юга. В целом оно расположено в пределах клиновидного тектонического блока, ограниченного крупными дорудными разрывными нарушениями. В строении блока участвуют среднеэоценовые вулканогенно-осадочные образования, пронизанные верхнеэоцен-нижнеолигоценными субвулканическими и интрузивными телами, а также жильными дериватами последних, образующими дайковый пояс близширотного простирания. Эти образования, общей мощностью 2000 м, характеризуются пестрым составом. В них выделяются перемежающиеся пласты андезитов, дацитов и их пирокластических разностей.

Наиболее широко развиты пачки слоистых туфов, характеризующиеся непостоянной мощностью (150—250 м). Местами наблюдается чередование тонких и грубых слоев, что свидетельствует о некомпетентности пласта к пластичным деформациям, вследствие чего образуются разрывные нарушения, согласные со слоистостью. Несмотря на широкое развитие слоистых пород, мелкие складки волочения в них встречаются очень редко. Обычно вулканиты смяты в крупные линейные складки близширотного, северо-западного простираний.

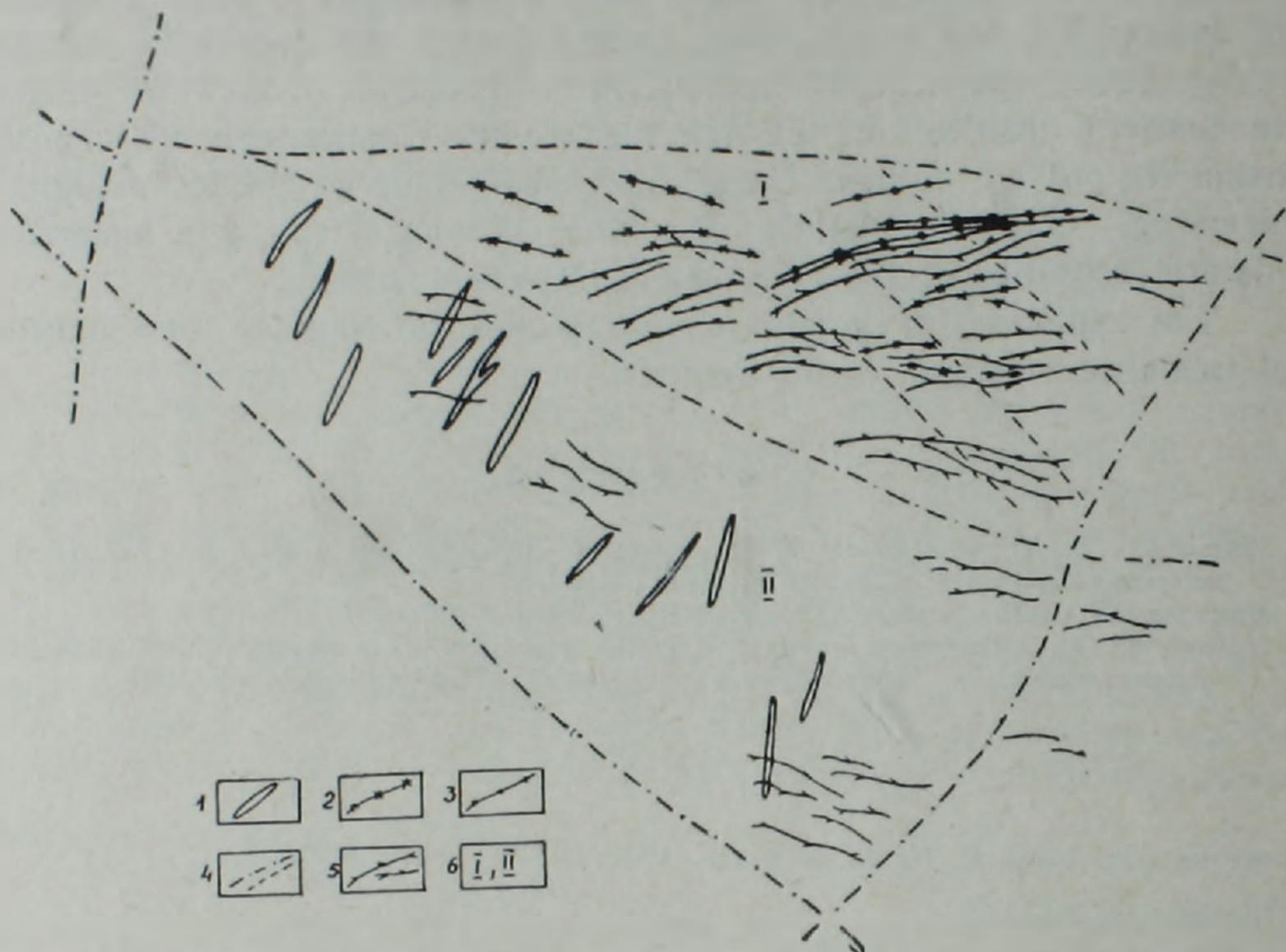


Рис. 1. Схематический план размещения рудных жил и даек на месторождении. 1. Дайки диоритовых порфиров. 2. Дайки сиенит-порфиров, 3. Минетты. 4. Разрывные нарушения. 5. Рудные жилы. 6. Блоки: I—Памбакский, II—Цакуняцкий.

Жилы месторождения контролируются сколовыми разрывами высоких порядков, которые закономерно наследуют направления слоистости туффитов, межпластовые контакты пород и зальбанды крутопадающих даек. Эти нарушения близширотного простирания отмечаются по всей площади блока, но рудовмещающими они являются, главным образом, в контактах даек. По структурно-морфологическим особенностям жилы подразделяются на: 1) простые (в интрузивных породах); 2) сложные (в апикальных частях интрузива, реже в самом интрузиве), сопровождаемые мелкими отходящими жилами и 3) крутопадающие жильные зоны (в вулканитах) сложного зонального строения. Наиболее характерными из них являются жилы третьей группы, приуроченные к сложным тектоническим разрывам. Промышленные руды здесь образовались гидротермально-метасоматическим путем после формирования гранитоидов.

Для изучения геодинамических условий формирования приоткрытых благоприятных рудовмещающих разрывов в клиновидном блоке был использован метод моделирования. Моделирование—это совокупность экспериментальных работ по составлению или изготовлению моделей с расчетом физико-механических параметров и различных исследований на них. Сравнение модели и объекта осуществлялось на основе теоретических разработок М. В. Гзовского [1], В. А. Короле-

ва, Ш. Д. Фахтуллаева [2] и других с обязательным соблюдением критериев, содержащих условия подобия, представляющих собой отношения параметров модели (размер, время, напряжение, упругость и др.) к аналогичным параметрам, характеризующим моделируемый объект. Проведенные нами тектонофизические исследования на примере одного из жильных месторождений Малого Кавказа позволили воссоздать картину напряженного состояния геологической среды на разных стадиях его формирования.

Влияние геодинамических условий формирования месторождения на структурную позицию разрывных нарушений и связанных с ними рудных тел нами изучалось методом моделирования на фотоупругих материалах (глицерин-желатиновый студень).

Здесь следует оговориться, что в связи с отсутствием достоверных способов определения величин палеотектонических напряжений на геологических объектах и невозможности реконструкции значений упругих и прочностных параметров горных пород в каждой точке исследуемой среды полное соблюдение условий подобия при тектонофизическом моделировании в принципе невозможно. При четко установленных границах аналогии применение метода фотоупругости для решения качественных тектонофизических задач вполне допустимо и оправдано.

Основные разрывные нарушения, ограничивающие клиновидный блок, задавались сплошными прорезями в модели. Теоретически напряженное состояние многосвязной области, то есть области, имеющей нарушения сплошности, зависит главным образом от коэффициента Пуассона (μ — упругие свойства). Условия подобия в данном случае соблюдаются при равенстве коэффициентов Пуассона модели и природного прототипа. При качественном моделировании строгое соблюдение указанного условия не обязательно, поскольку связанная с этим погрешность обычно не превышает 10% [2].

Таблица 1

Физико-механические свойства рудовмещающих пород*

Порода	Кол-во проб	$\rho, \text{г/см}^3$	$P_{\text{эфф}}, \%$	Скорость прохождения упругих волн, м/сек		Параметры упругих свойств		
				V_p	V_s	$E, \text{кг/см}^2$	$G, \text{кг/см}^2$	μ
Лавобрекчии андезитов, измененные	4	2,60	3,58	4500	2655	4,46	1,82	0,24
Андезитовые порфириды, свежие (субвулканичес.)	5	2,64	0,70	5100	2930	5,58	1,49	0,26
Андезиты, слабоизмененные	4	2,72	2,49	5500	2895	6,08	2,28	0,30
Андезито-дациты, слабоизмененные	5	2,62	3,60	5200	2990	6,08	2,46	0,26
Дациты, слабоизмененные	7	2,66	2,98	4400	2460	4,12	1,61	0,27
Монцониты	6	2,72	1,25	5700	3272	7,24	2,91	0,26
Граносиениты	5	2,71	1,34	5200	3068	6,17	2,55	0,24

* Анализы выполнены в ИГН АН АрмССР и Армнипроцветмет.

Исследуемый объект рассматривался нами как однородное многосвязанное тело, находящееся в условиях плоской деформации. Основанием для таких представлений служили данные по физико-механическим свойствам вмещающих пород (табл. 1). Результаты полевых наблюдений ориентировки складчатости, сланцеватости и основных разрывных нарушений также дают основание предполагать, что линейные складчатые структуры месторождения и осложняющие их северо-

западные разрывные нарушения формировались в условиях близгоризонтального сжатия в северо-восточном направлении. Ориентировка даек и рудных жил, выполняющих восток-северо-восточные, близширотные сколовые нарушения, может свидетельствовать о смене плана деформаций с близмеридионального на близширотный в прерудной и внутрирудной стадиях формирования месторождения.

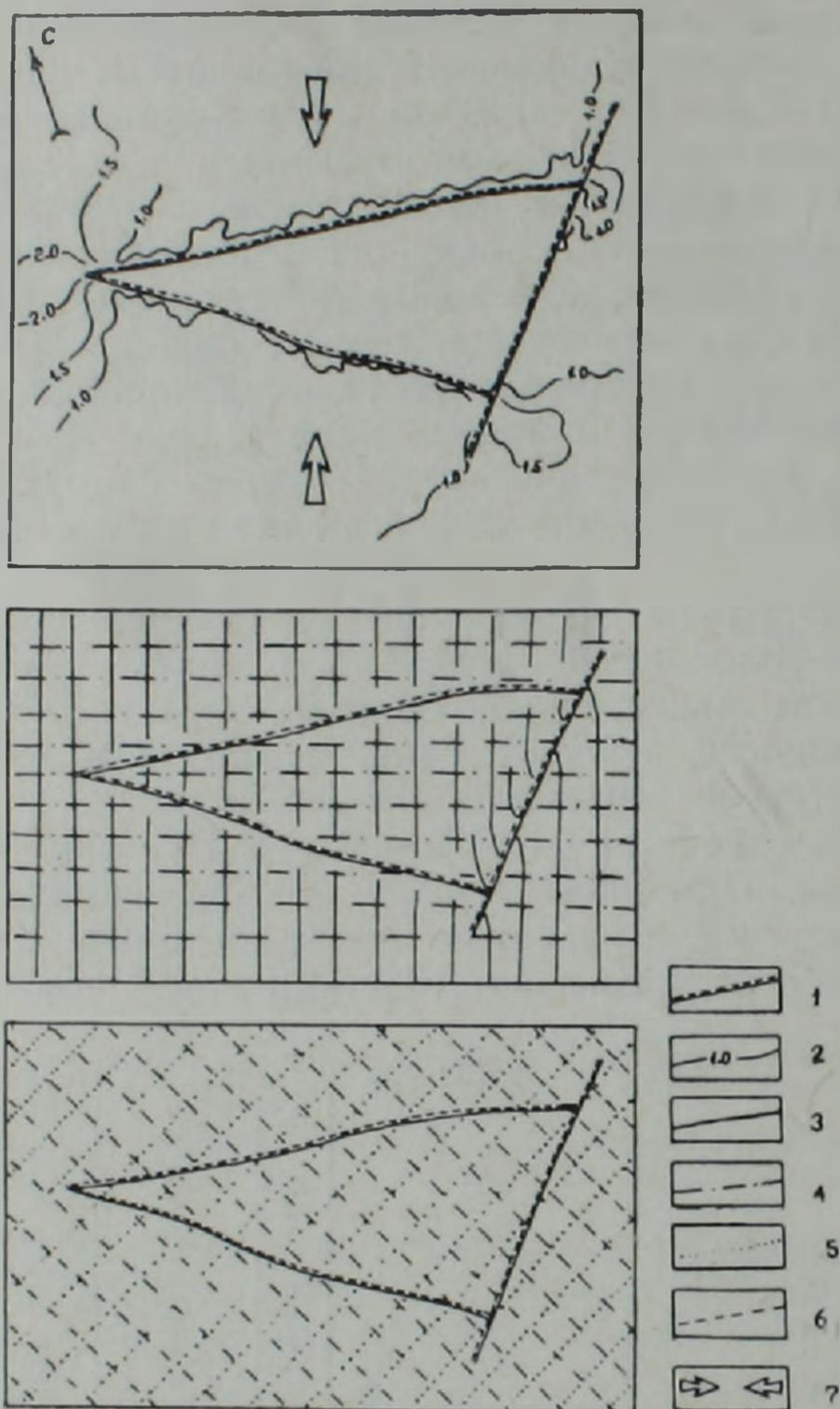


Рис. 2. Распределение напряжений в модели клинообразного блока при близмеридиональном сжатии. 1. Разрывные нарушения. 2. Изолинии максимальных касательных напряжений (τ_{\max} в относительных единицах). Траектории осей напряжений: 3. Максимальных сжимающих (σ_3); 4. Минимальных сжимающих (σ_1); 5, 6. Максимальных касательных (τ_{\max}); 7. Направления сжатия.

Результаты моделирования изображены на рис. 2 и 3. На рис. 2 видно, что при близмеридиональном направлении стресса значительных концентраций напряжений внутри клинообразного блока не наблюдается. Концентрации напряжений возникают лишь в местах сочленения разрывных нарушений, ограничивающих тектонический блок. В целом поле напряжения однородное: траектории осей напряжений (σ_3) совпадают с направлением регионального сжатия, что обусловило формирование продольных складок. При таком плане деформации, соответствующем дорудному этапу, в пределах блока возникли

три системы разрывных нарушений: близширотная, северо-западная и северо-восточная. Первая из них ориентирована перпендикулярно (в горизонтальной проекции) к траекториям осей напряжений. Сколовыми нарушениями этой системы контролируются рудные тела месторождения. Они выдержаны по простиранию и падению. Их четкие прямолинейные тектонические контакты сопровождаются глиной трения, что свидетельствует об их неоднократном подновлении. Нередко вдоль контактов рудовмещающих разрывов отмечаются смещения сбросо-сдвигового характера. На этих участках по контактам жил образуются зоны брекчирования, где их мощность резко увеличивается.

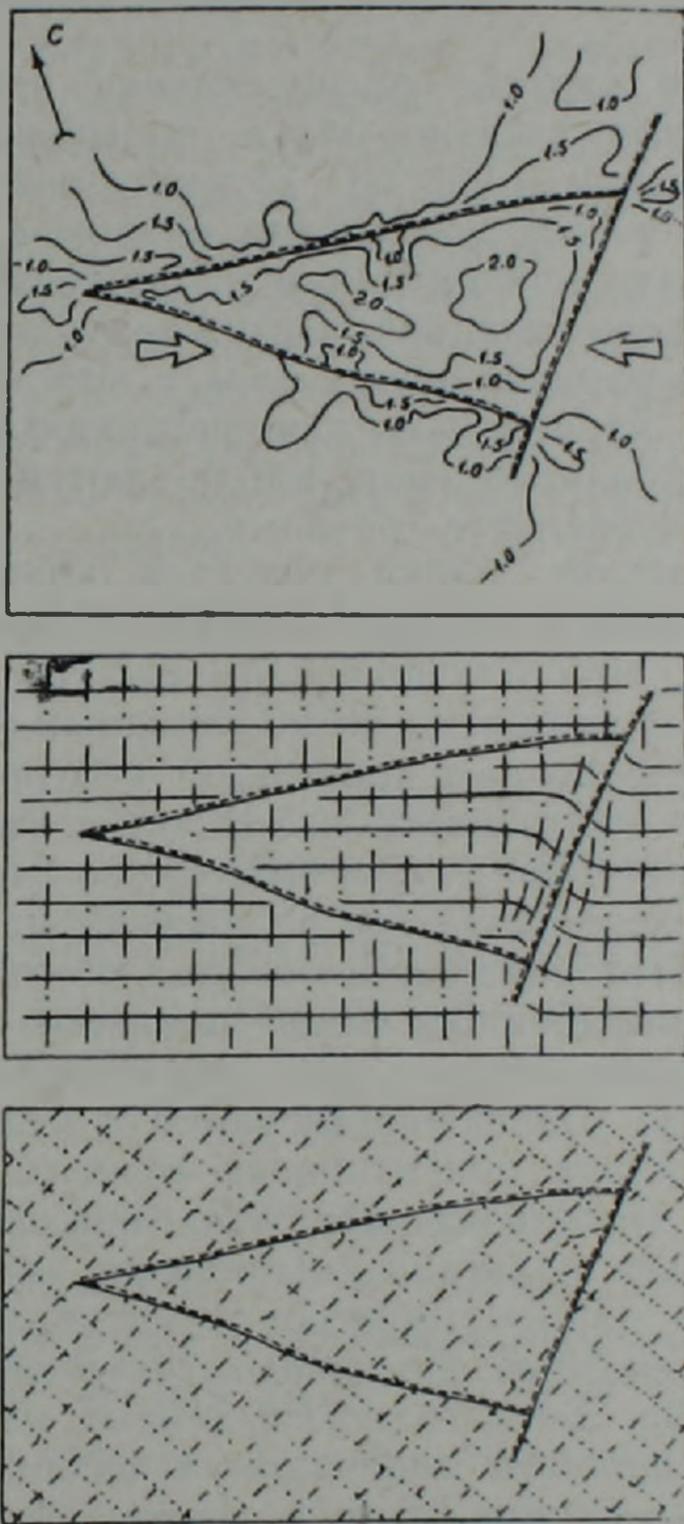


Рис. 3. Распределение напряжений в модели клинообразного блока при близширотном сжатии (условные обозначения—см. рис. 2).

Системы разрывов северо-западного и северо-восточного простираний соответствуют направлениям максимальных касательных напряжений (σ_{\max}). Из них более четко выражена северо-западная система. Разрывы этого направления также характеризуются прямолинейностью, выдержанностью и, как правило, развитием вдоль них мощных (до 50 см) зон глин трения. По всей площади они распределены равномерно. Некоторые из них контролируют размещение дайковых тел, нередко мелкие жилы и прожилки. Последние возникают

на участках разветвления разрывов и в местах изгибов мелких приразломных складок.

Северо-восточные разрывные нарушения, возникшие в дорудное время, представлены в основном зонами интенсивной трещиноватости и нередко дайкообразными субвулканическими телами. Отмеченные зоны трещиноватости несомненно свидетельствуют о наличии в фундаменте крупных разрывов того же простирания. Подвижки по контактам северо-восточных разрывов обычно непостоянны по знаку, величине и намного меньше, чем у северо-западных нарушений. Как правило, только отдельные фрагменты этих разрывов представлены четко выраженными зонами нарушений, обычно сбросами, реже—сбрососдвигами.

Качественно иная картина распределения напряжений наблюдается при близширотном сжатии блока, вызывающем предрудное и внутрирудное деформации (рис. 3). Помимо локальных максимумов поля напряжений в местах сочленения разломов в пределах блока выделяются две области концентрации напряжений: вблизи бариецентра блока и в его северо-западной части, на участке сочленения разрывных нарушений, ограничивающих блок с юга и севера. Траектории напряжений в целом параллельны оси регионального стресса; отклонения от указанного направления наблюдаются вблизи северо-восточного блокоограничивающего разлома.

Существование внутри блока областей концентрации напряжений обусловлено, вероятно, неравномерным распределением напряжений на его границах. При близширотном сжатии тектонические силы действуют под острым углом к северо-западным разрывным нарушениям, в результате чего по ним происходят повторные подвижки. Разлом северо-восточного простирания был зажат, и смещения по его плоскости не происходили. При этом интенсивно подновляются близширотные и часть северо-западных разрывных нарушений. В результате тектонофизического анализа по сопряженным трещинам и рудным жилам устанавливается близгоризонтальное положение сжимающих (σ_3) и перпендикулярно к ним растягивающих (σ_1) осей деформаций. Эти данные хорошо согласуются с результатами статистической обработки замеров ориентировки рудных прожилков. Анализ сопряженных систем трещиноватости, разломов и рудных прожилков позволил наметить два подэтапа в процессе минералообразования: ранний и поздний. В раннем подэтапе приоткрывались запад-северо-западные и часть широтных разрывных нарушений, вследствие чего вдоль них образовались зоны гидротермальных метасоматитов с относительно небольшим набором минеральных ассоциаций. О принадлежности их к раннему внутрирудному подэтапу свидетельствуют многочисленные рудные жилы северо-западного простирания, развивающиеся вдоль контактов пачек и пластов вмещающих пород, а также минеральные ассоциации, соответствующие ранним кварц-безрудной и кварц-пиритовой стадиям.

Для позднего внутрирудного подэтапа характерно изменение направления максимальных и соответственно-минимально-сжимающих осей деформаций. В это время приоткрывались широтные и восток-северо-восточные разрывы, являющиеся наиболее важными рудовмещающими структурами месторождения. Максимальные концентрации подобных структур отмечаются вблизи бариецентра блока, т. е. в областях, характеризующихся высокими концентрациями напряжений.

Таким образом, результаты тектонофизического моделирования свидетельствуют о том, что на первом этапе, соответствующем дорудной стадии формирования месторождения, в пределах рассматривае-

мого блока образовалась система ссскладчатых сколовых нарушений близширотного, северо-западного и северо-восточного простираний. Первые две системы в горизонтальной проекции перпендикулярны к траекториям осей напряжений, а третья—косоориентирована к ней. Вследствие однородности поля внутренних напряжений сколовые нарушения распределяются по площади тектонического блока равномерно и выдержаны по простиранию. На втором этапе деформации, соответствующем прерудной (дайковой) и внутрирудной стадиям формирования месторождения, наиболее благоприятные условия для образования зон трещиноватости и приоткрывания существовавших к тому времени разрывных нарушений создавались в областях концентрации напряжений, т. е. в барицентре блока. Следует отметить, что один из двух максимумов поля напряжений, полученных при моделировании, соответствует восточному участку месторождения, где локализована большая часть известных в настоящее время рудных жил. Это свидетельствует о важной роли тектонического фактора в процессе формирования и локализации рудных жил. Можно предположить, что на северо-западном участке месторождения, соответствующем второму максимуму, существовали аналогичные структурные условия для образования рудоконтролирующих разрывных нарушений. К тому же выявляется определяющая роль северо-восточного разлома в тектоническом контроле оруденения.

ИГН АН Армянской ССР,
ИГЕМ АН СССР

Поступила 17. 01. 1985.

Ջ. Վ. ՄԽԻՏԱՐՅԱՆ, Ա. Կ. ԲԱՍԱՆԻՆ

ՆՐԱԿԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՏԵՂԱՅՆԱՑՄԱՆ ԳԵՈԴԻՆԱՄԻԿ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ
ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻՑ ՄԵԿԻ ՍԵՊԱՆՄԱՆ ԲԵԿՈՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Որակական մոդելացման մեթոդով որոշված են հանքային երակների ձևավորման գեոդինամիկ պայմանները, որոնք համապատասխանում են մինչհանքային, նախահանքային և միջհանքային էտապներին: Երկրաբանական միջավայրի լարված վիճակի մասին ստացված տեղեկությունները հանքավայրի ձևավորման տարբեր փուլերում հնարավորություն են ընձեռում պարզաբանելու ստրուկտուրային վերահսկման ֆիզիկական էությունը և մշակելու շրացահայտված հանքայնացման որոնման շափանիշներ:

J. V. MKHITARIAN, A. K. BASANIN

THE VEINED MINERALIZATION LOCALIZATION GEODYNAMICAL
CONDITIONS IN A MINOR CAUCASUS ORE DEPOSIT
WEDGE-SHAPED BLOCK

A b s t r a c t

By methods of qualitative modelling pre-ore, before-ore and intra-ore stages geodynamical conditions of vein-forming process are consi-

dered. Obtained data on the geological environment intense condition during the ore formation various stages promote the clearing up the structure control physical nature as well as the elaboration of prospecting criteria.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975.
2. Королев В. А., Фахтуллаев Ш. Д. Общие вопросы моделирования структур рудных полей и месторождений. В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск, Наука, 1976.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 48—53, 1985.

УДК:550.36(479.25)+553.24.065

К. С. ВАРТАНЯН, Н. М. ЯКОБИ

ИСТОЧНИКИ АНОМАЛЬНОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

В соответствии с представлениями полиморфно-адвекционной гипотезы рассчитаны значения аномального теплового потока, связанного с геосинклинальной складчатостью (30 млн. лет) и последним этапом магматической активизации (6 млн. лет).

Приводится кривая пространственной аномалии Малокавказской геосинклинали вдоль профиля Маркара-Пойлы, занимающая промежуточное положение между рассмотренными значениями теплового потока. Приведена также кривая глубинного распределения температур (до 150 км).

Тепловой поток (ТП) на территории Армянской ССР существенно выше, чем во многих других регионах Закавказья: средние его величины составляют 70—80 мВт/м², что значительно превышает обусловленные радиоактивным распадом в земной коре и верхней мантии величины фонового теплового потока, составляющие в среднем 50 мВт/м² [2]. Очевидно, что фиксируемые аномалии связаны с глубинными процессами, геологическим проявлением которых являются альпийская складчатость в геосинклинали Малого Кавказа и молодой, мionoценовый магматизм в центральной части территории Арм. ССР. Поэтому кажется логичным предположение, что источники тепла, обуславливающие аномалию, располагаются в недрах частей региона, охваченных указанными активными геологическими процессами. Этот вывод подтверждается и сравнением аномальных ТП с геологическими данными: максимум распределения ТП пространственно совпадает с центральными частями геосинклинальной складчатой зоны и областью вулканизма [8].

Для интерпретации аномальных ТП необходимо прежде всего датировать указанные активные геологические процессы. По данным работ [1, 4, 6], возраст геосинклинальной складчатости можно оценить в 25 ÷ 30 млн. лет, а возраст последнего этапа магматизма — в 6 млн. лет. Судя по составу вулканогенных пород (преимущественно основному), можно предположить, что этот этап магматизма отличается от предыдущих, непосредственно связанных с геосинклинальным развитием территории, и представляет собой дополнительный вид активизации.

dered. Obtained data on the geological environment intense condition during the ore formation various stages promote the clearing up the structure control physical nature as well as the elaboration of prospecting criteria.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975.
2. Королев В. А., Фахтуллаев Ш. Д. Общие вопросы моделирования структур рудных полей и месторождений. В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск, Наука, 1976.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 48—53, 1985.

УДК:550.36(479.25)+553.24.065

К. С. ВАРТАНЯН, Н. М. ЯКОБИ

ИСТОЧНИКИ АНОМАЛЬНОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

В соответствии с представлениями полиморфно-адвекционной гипотезы рассчитаны значения аномального теплового потока, связанного с геосинклинальной складчатостью (30 млн. лет) и последним этапом магматической активизации (6 млн. лет).

Приводится кривая пространственной аномалии Малокавказской геосинклинали вдоль профиля Маркара-Пойлы, занимающая промежуточное положение между рассмотренными значениями теплового потока. Приведена также кривая глубинного распределения температур (до 150 км).

Тепловой поток (ТП) на территории Армянской ССР существенно выше, чем во многих других регионах Закавказья: средние его величины составляют 70—80 мВт/м², что значительно превышает обусловленные радиоактивным распадом в земной коре и верхней мантии величины фонового теплового потока, составляющие в среднем 50 мВт/м² [2]. Очевидно, что фиксируемые аномалии связаны с глубинными процессами, геологическим проявлением которых являются альпийская складчатость в геосинклинали Малого Кавказа и молодой, миоценовый магматизм в центральной части территории Арм. ССР. Поэтому кажется логичным предположение, что источники тепла, обуславливающие аномалию, располагаются в недрах частей региона, охваченных указанными активными геологическими процессами. Этот вывод подтверждается и сравнением аномальных ТП с геологическими данными: максимум распределения ТП пространственно совпадает с центральными частями геосинклинальной складчатой зоны и областью вулканизма [8].

Для интерпретации аномальных ТП необходимо прежде всего датировать указанные активные геологические процессы. По данным работ [1, 4, 6], возраст геосинклинальной складчатости можно оценить в 25 ÷ 30 млн. лет, а возраст последнего этапа магматизма — в 6 млн. лет. Судя по составу вулканогенных пород (преимущественно основному), можно предположить, что этот этап магматизма отличается от предыдущих, непосредственно связанных с геосинклинальным развитием территории, и представляет собой дополнительный вид активизации.

В соответствии с представлениями полиморфо-адвекционной гипотезы, применяемыми для интерпретации тепловых аномалий во многих районах геосинклинальной и разломно-магматической активизации, тепловые источники в недрах региона представлены серией последовательно всплывающих астенолитов—масс перегретого и частично расплавленного вещества больших глубин [5]. Используем этот подход для объяснения наблюдаемых на территории АрмССР тепловых аномалий.

На сейсмогеологический профиль Маркара-Пойлы, пересекающий вкрест простирания Малокавказскую геосинклиналь, нами были перенесены все наблюдаемые значения ТП параллельно границам тектонических зон, вдоль профиля проведен средний уровень фонового потока (рис. 1).

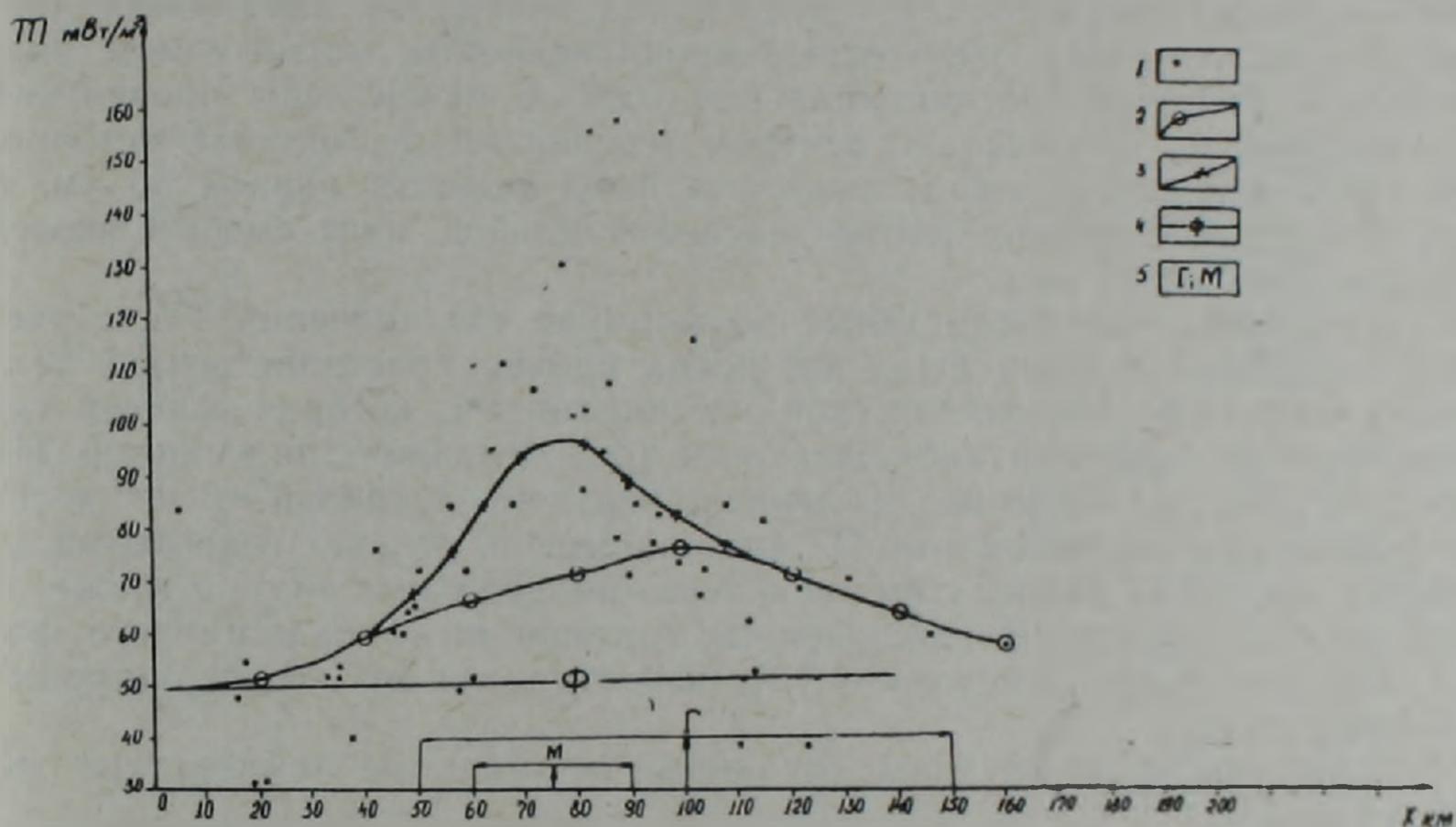


Рис. 1. Пространственная аномалия теплового потока Малокавказской геосинклинали. 1. Значения ТП по территории АрмССР, приведенные на профиль Маркара-Пойлы. 2. Аномальный тепловой поток, связанный с геосинклинальной активизацией. 3. Аномальный тепловой поток, связанный с геосинклинальной и магматической активизациями. 4. Уровень фонового теплового потока вдоль профиля Маркара-Пойлы. 5. Источники геосинклинальной и магматической активизаций.

Расчет аномального теплового потока выполнялся по формуле [5]:

$$Q = \sum_{i=1}^{l=N} \frac{\Delta T \lambda}{4\sqrt{\pi a \tau_i}} \left[\exp\left(-\frac{h_{1i}^2}{4a\tau_i}\right) - \exp\left(-\frac{h_{2i}^2}{4a\tau_i}\right) \right] \cdot \left[\Phi\left(\frac{x_{2i}}{2\sqrt{a\tau_i}}\right) - \Phi\left(\frac{x_{1i}}{2\sqrt{a\tau_i}}\right) \right] \left[\Phi\left(\frac{y_{2i}}{2\sqrt{a\tau_i}}\right) - \Phi\left(\frac{y_{1i}}{2\sqrt{a\tau_i}}\right) \right], \quad (1)$$

где ΔT — аномальная температура в центре интервала глубин, занимаемых данным астенолитом;

λ — теплопроводность среды, принимаемая равной $2,5 \text{ Вт/м}^\circ\text{С}$;

a — температуропроводность, $6 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$;
 τ_i — время;
 $h_1; h_2$ — глубины кровли и подошвы источника тепла;
 $x_1; x_2$ — расстояния от точки расчета до краев источника по $U_1; U_2$ соответствующим координатам.

Ширина геосинклинальной зоны примерно равна 160 км [1, 4], а теплового источника взята несколько уже — 100 км. Такие размеры источника тепла (ИТ) соответствуют обычным для узких геосинклинальных регионов, как Малокавказская геосинклиналь. Подбор размеров ИТ по аномальному тепловому потоку оказался излишним.

Ширина ИТ магматической активизации была подобрана так, чтобы наилучшим образом объяснить разницу между наблюдаемыми ТП и суммой фонового (радиогенного) потока и эффекта геосинклинального и магматического источников тепла. Учитывая имеющиеся данные о том, что район, охваченный мнотипиоценовым магматизмом, значительно уже, чем геосинклинальная зона, и центр зоны проявления магматизма не совпадает с центром геосинклинали, ширина источника тепла магматической активизации была принята равной 30 км, а его центр относительно центра геосинклинальной зоны смещен вкост простирания на 25 км.

На основании рассчитанных по формуле (1) значений ТП, с учетом радиогенного фона была построена кривая пространственной тепловой аномалии Малокавказской геосинклинали, которая хорошо согласуется со средними наблюдаемыми (без поправок) значениями ТП (рис. 1). Значительные расхождения с полученной кривой имеют место в пунктах, где наблюдаемые ТП явно завышены за счет гидротермальных процессов (в районах выходов термоминеральных вод), а также в пунктах, где величины наблюдаемых потоков ниже радиогенного фона, что, как было отмечено в [3], вероятно, связано со структурными эффектами.

Далее были рассчитаны глубинные аномальные температуры по формуле [5]:

$$T = \sum_{i=1}^{i=N} \frac{\Delta T}{8} \left[\Phi \left(\frac{x_{2i}}{2\sqrt{a\tau_i}} \right) - \Phi \left(\frac{x_{1i}}{2\sqrt{a\tau_i}} \right) \right] \left[\Phi \left(\frac{y_{2i}}{2\sqrt{a\tau_i}} \right) - \Phi \left(\frac{y_{1i}}{2\sqrt{a\tau_i}} \right) \right] \cdot \left[\Phi \left(\frac{h_{1i}+z}{2\sqrt{a\tau_i}} \right) - \Phi \left(\frac{h_{2i}+z}{2\sqrt{a\tau_i}} \right) + \Phi \left(\frac{h_{2i}-z}{2\sqrt{a\tau_i}} \right) - \Phi \left(\frac{h_{1i}-z}{2\sqrt{a\tau_i}} \right) \right], \quad (2)$$

где обозначения те же, что и в формуле (1).

При построении кривой распределения глубинных температур (рис. 2) был учтен также эффект тепловой энергии, выделяющейся при радиоактивном распаде. Для расчета температур, связанных с тепловыделением при распаде радиоактивных элементов, размещенных в земной коре и верхней мантии, был использован сейсмогеологический разрез по профилю Маркара-Пойлы [6], теплопроводность в мантии была принята равной $2,5 \text{ Вт/м} \cdot \text{°С}$, а для «базальтового» и «гранитного» слоев была определена уже в зависимости от температуры на данной глубине: в «гранитном» слое она изменялась от 2,9 до 2,0 $\text{Вт/м} \cdot \text{°С}$, а в «базальтовом» слое — 2,0 $\text{Вт/м} \cdot \text{°С}$.

Как видно из рисунка 2, в двух интервалах глубин — 17—23 км и 70—100 км, где кривая глубинных температур перекрещивается с солидусом пород кислого состава в присутствии воды и солидусом «сухого» пиролита соответственно, возможно частичное плавление вещества. Такой результат сопоставим с данными магнитотеллурическо-

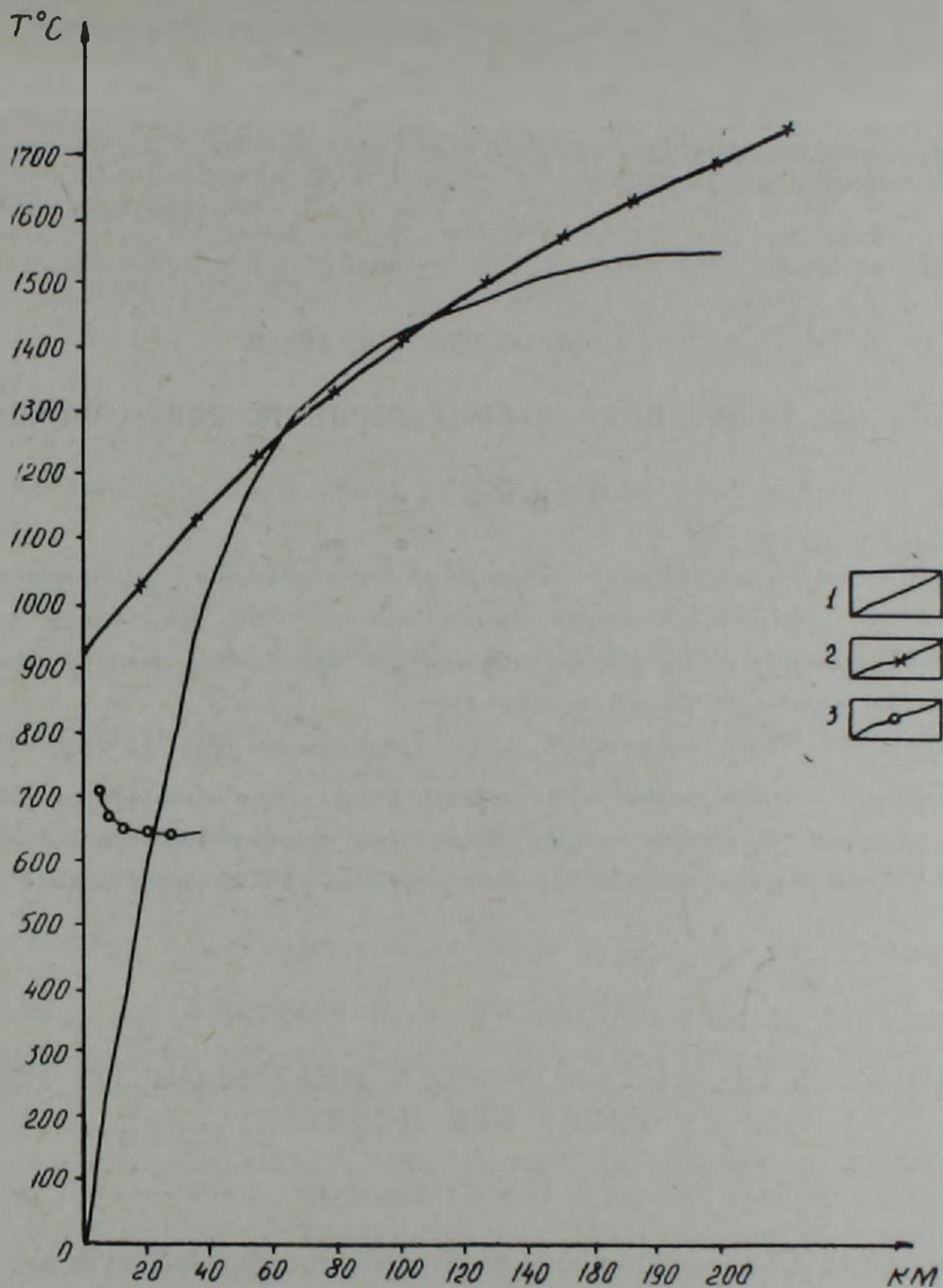


Рис. 2. Распределение глубинных температур. 1. Кривая распределения глубинных температур. 2. Солидус «сухого» пиролиза. 3. Солидус пород кислого состава (или пород амфиболитовой фации метаморфизма) в присутствии воды.

го зондирования [9], по которым примерно на таких же глубинах фиксируются зоны повышенной электропроводности, вероятно, связанные с образованием метаморфических, дегидратированных пород и, возможно, частичным плавлением.

Подобные источники тепла в недрах могут создавать в граничных районах тепловые напряжения (и, следовательно, упругие напряжения), которые в сила привести к неоднократному разрыву сплошности пород. Этим можно, помимо блоков, объяснить существование сейсмогенных зон на территории Арм. ССР.

Таким образом, геологическую активность и аномальные тепловые потоки можно объяснить процессами адвекции в верхней мантии. Конечно, приведенные соображения о природе зон частичного плавления

նյա в коре и верхней мантии и сейсмогенных зонах недостаточно точны и конкретны. Для достаточно полного решения затронутых нами вопросов необходимо построение комплексной геофизической модели тектоносферы территории республики.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН АрмССР,
Институт геофизики АН УкрССР

Поступила 5. 12. 1983.

Կ. Ս. ՎԱՐԴԱՆՅԱՆ, Ն. Մ. ՅԱԿՈԲԻ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԲՆԱՏԱՐԱԾՔԻ ԱՆՈՄԱԼ ԶԵՐՄԱՅԻՆ ՀՈՍՔԻ ԱՂԲՅՈՒՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Պոլիմորֆալին-ադվեկցիոն հիպոթեզի դրույթներին համապատասխան հաշվված են գեոսինկլինալային ծալքավորման (30 մլն. տարի առաջ) և մագմատիկ ակտիվացման վերջին էտապի (6 մլն. տարի առաջ) հետ կապված անոմալ ջերմային հոսքի արժեքները:

Մարգարա—Պոլլի կտրվածքի երկայնքով կառուցվել է Փոքր Կովկասի գեոսինկլինալի սարածքային անոմալիայի կորը, որը մոտավորապես միջին դիրք է գրավում ջերմային հոսքի շիտարկված արժեքների նկատմամբ: Կառուցված է նաև ջերմաստիճանների իոորքային բաշխման կորը (մինչև 150 կմ):

K. S. VARTANIAN, N. M. YAKOBIE

SOURCES OF THE ANOMALOUS HEAT FLOW OF THE ARMENIAN SSR TERRITORY

A b s t r a c t

According to the statements of the polymorphic-advection hypothesis the values of the anomalous heat flow are calculated being connected with the geosynclinal folding (30 mln. years ago) and the magmatic activization latest stage (6 mln. years ago).

Along the Markara-Poille profile the spatial heat flow anomaly curve of the Minor Caucasus geosyncline has been compiled. The curve of temperatures abyssal distribution (up to 150 km) has been also constructed.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Тектоника Армянской ССР. В кн.: Геология СССР, т. 43, Армянская ССР, М., Недра, 1970.
2. Вартамян К. С. Фондовый тепловой поток на территории Армянской ССР. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1984.
3. Вартамян К. С., Гордиенко В. В. Новые значения теплового потока по территории АрмССР. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1984.
4. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Изд. Ереванского гос. ун-та, 1981.

5. Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Якоби Н. М. Тепловой поток континентов. Киев, Наукова Думка, 1982.
6. Егоркина Г. В., Соколова Н. А., Егорова Л. М., Двосокина Т. Д., Минниyarova Г. Я. Строение земной коры северо-западной части Армении. Советская геология, № 6, 1973.
7. Милановский Е. Е., Коронковский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., Недра, 1973.
8. Мириджанян Р. Т. О природе аномально повышенного геотермического поля Центрального района Армянской ССР и вопрос его сейсмичности. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1974.
9. Чернявский Г. Я., Яникян В. О., Мириджанян Р. Т. Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований на территории Армянской ССР. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1980.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 53—59, 1985.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК:551.24.054(479.25)

А. В. ВАРДАНЯН, Г. Р. МКРТЧЯН

О ТРЕЩИНОВАТОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД ДИЛИЖАНСКОЙ СИНКЛИНАЛИ

Изученная территория в структурном отношении занимает северо-западный сегмент Присеванской мегасинклинальной зоны [1] и расположена между устьями р.р. Блдан и Гетик, общей площадью 52 км². Область эта достаточно изучена, и геология ее вкратце такова [2, 3, 5].

Дилижанская структура сложена вулканогенными, вулканогенно-осадочными и угленосными образованиями палеоген-неогена, а также осадочными породами верхнего мела, выступающими в ядрах антиклинальных складок.

Интрузивные комплексы представлены разными формациями. Они внедрялись в интервале времени между средним и верхним эоценом, в олигоцене и миоцене в следующей последовательности: I цикл—габброиды, диориты, сиенито-граниты, щелочные сиениты, гранитоиды; II цикл—габбро-диориты, гранитоиды и экструзии кислого состава.

В зонах контактов внедрившихся тел с вмещающими породами широко распространены гидротермально-контактово-измененные породы. Дайки района в основном кислого и среднего составов, кроме крупных силлообразных-диабазовых.

Дилижанская синклиналь имеет субширотное простирание и протягивается от г. Халаб на западе до склонов г. Мурхуз на востоке, от параллели г. Маймех на юге, до параллели г. Айри на севере. Длина складки около 30 км, ширина примерно 15 км, амплитуда опускания мульды минимум 4 км (рис. 1).

Мульда синклинали сложена верхнепалеогеновыми, плиоцен-плейстоценовыми образованиями, континентальными олистостромами, крылья—палеогеновыми. Южное крыло складки довольно крутое по отношению к северному.

В результате детальных геологических съемок и дешифрирования аэрофотоснимков удалось не только изучить складчатую и разрывную тектонику данной территории, но и выяснить имеющие широкое раз-

5. Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Якоби Н. М. Тепловой поток континентов. Киев, Наукова Думка, 1982.
6. Егоркина Г. В., Соколова Н. А., Егорова Л. М., Двосокина Т. Д., Минниyarова Г. Я. Строение земной коры северо-западной части Армении. Советская геология, № 6, 1973.
7. Милановский Е. Е., Коронковский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., Недра, 1973.
8. Мириджанян Р. Т. О природе аномально повышенного геотермического поля Центрального района Армянской ССР и вопрос его сейсмичности. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1974.
9. Чернявский Г. Я., Яникян В. О., Мириджанян Р. Т. Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований на территории Армянской ССР. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1980.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 53—59, 1985.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК:551.24.054(479.25)

А. В. ВАРДАНЯН, Г. Р. МКРТЧЯН

О ТРЕЩИНОВАТОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД ДИЛИЖАНСКОЙ СИНКЛИНАЛИ

Изученная территория в структурном отношении занимает северо-западный сегмент Присеванской мегасинклинальной зоны [1] и расположена между устьями р.р. Блдан и Гетик, общей площадью 52 км². Область эта достаточно изучена, и геология ее вкратце такова [2, 3, 5].

Дилижанская структура сложена вулканогенными, вулканогенно-осадочными и угленосными образованиями палеоген-неогена, а также осадочными породами верхнего мела, выступающими в ядрах антиклинальных складок.

Интрузивные комплексы представлены разными формациями. Они внедрялись в интервале времени между средним и верхним эоценом, в олигоцене и миоцене в следующей последовательности: I цикл—габброиды, диориты, сиенито-граниты, щелочные сиениты, гранитоиды; II цикл—габбро-диориты, гранитоиды и экструзии кислого состава.

В зонах контактов внедрившихся тел с вмещающими породами широко распространены гидротермально-контактово-измененные породы. Дайки района в основном кислого и среднего составов, кроме крупных силлообразных-диабазовых.

Дилижанская синклиналь имеет субширотное простирание и протягивается от г. Халаб на западе до склонов г. Мурхуз на востоке, от параллели г. Маймех на юге, до параллели г. Айри на севере. Длина складки около 30 км, ширина примерно 15 км, амплитуда опускания мульды минимум 4 км (рис. 1).

Мульда синклинали сложена верхнепалеогеновыми, плиоцен-плейстоценовыми образованиями, континентальными олистостромами, крылья—палеогеновыми. Южное крыло складки довольно крутое по отношению к северному.

В результате детальных геологических съемок и дешифрирования аэрофотоснимков удалось не только изучить складчатую и разрывную тектонику данной территории, но и выяснить имеющие широкое раз-

вите склоновые гравитационные явления (оползни, оползни-обвалы, обрушения, обвалы и др.). Очевидно, в современной структуре решающая роль принадлежит нарушениям и трещиноватости, с которыми связаны склоновые гравитационные процессы.

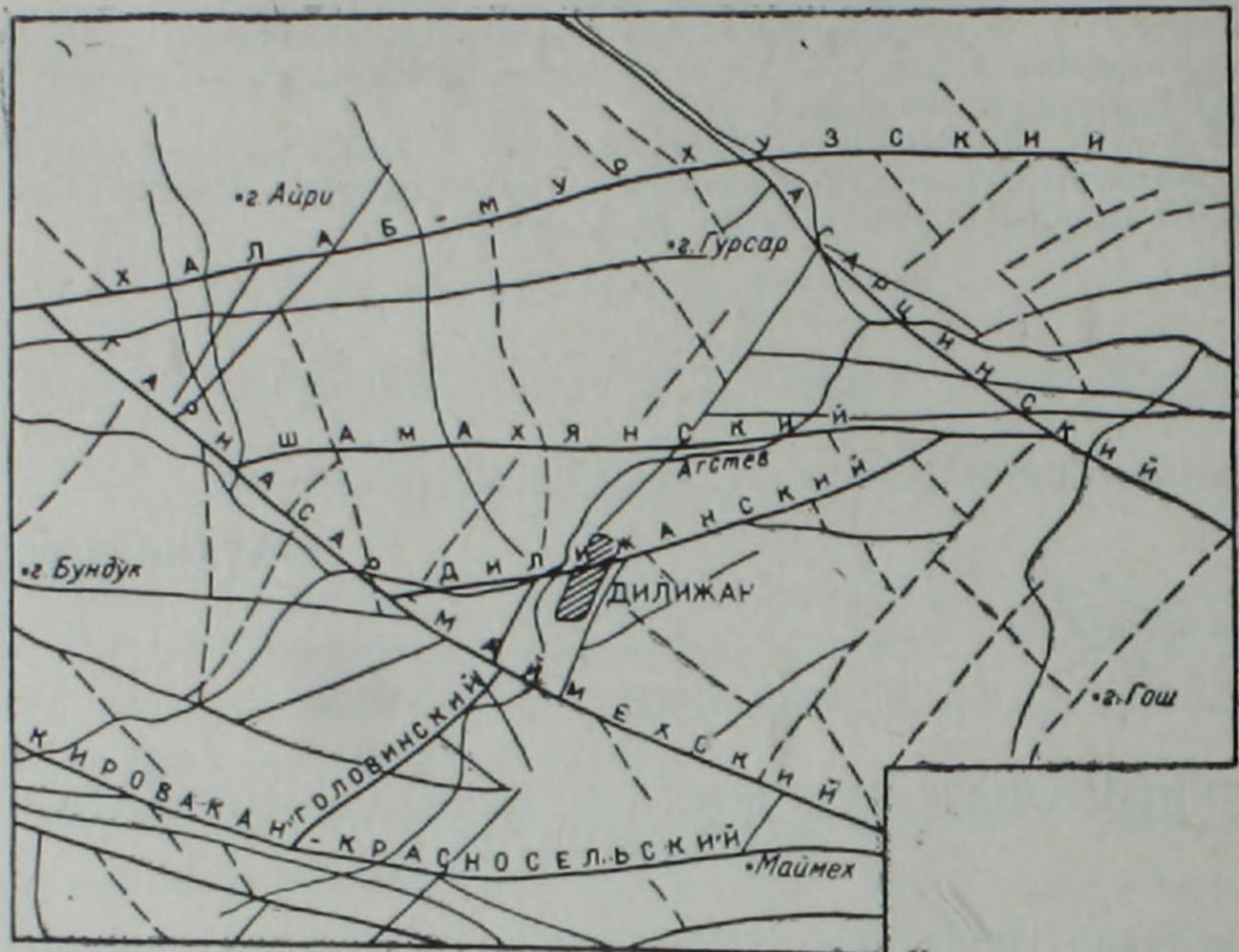


Рис. 1. Схема разрывных нарушений и трещиноватости Дилижанской синклинали.

Дилижанскую синклинали осложняют структуры второго порядка: собственно Дилижанская синклинали, Блданская синклинали, Гурсарский горст, Техутская моноклинали, Гошская синклинали, Гошская антиклинали, Оваджурский грабен, Памбакская синклинали, Казачь-бугорская антиклинали и др.

Густую сеть тектонических нарушений, в том числе трещиноватости, распространенных в исследованной территории, целесообразно подразделить на три группы—крупные (главные) разломы, локальные разломы или крупная трещиноватость и мелкая трещиноватость.

Крупные разломы характеризуются не только большой протяженностью (от 7 до 100 км и более) и амплитудами смещений (от 200 м до 1,5 км), но и резким изменением ориентировки малых структурных форм, узкими зонами сланцеватости и брекчирования, измененными породами в зоне разломов, вторичными процессами и т. д.

Подробную характеристику складчатых и крупных разрывных нарушений для данной территории мы намерены изложить в другой статье.

Локальные разломы и крупная трещиноватость установлены как полевыми наблюдениями, так и при дешифрировании аэрофотоснимков. Здесь объединены те разломы и крупные трещины, смещение по которым либо вовсе не наблюдается, либо не превышает 10 м. Швы данных нарушений имеют различную ширину—от деци-

Метров до нескольких десятков метров. Разломы и трещины данной группы так или иначе связаны как с крупными нарушениями, так и с главными складками. В первом случае разрывы представлены сколами и распространяются на значительную глубину, пересекая серии пластов. По отношению к главному разлому они располагаются в основном кулисообразно, иногда под острым углом, являясь таким образом оперяющими.

Установлено, что в Дилижанской синклинали преобладают три основных направления трещин 2 групп: северо-западное ($290-320^\circ$), субширотное ($170-110^\circ$) и антикавказское ($30-70^\circ$), причем их очередность показывает степень распространенности.

Субширотное направление разрывов расположено параллельно как оси Дилижанской синклинали, так и граничным Халаб-Мурхузскому и Кировакан-Красносельскому разломам. Характер их механического разрушения, по всей вероятности,—отрыв.

Следующие два направления разломов (СЗ и СВ) расположены под углом (в среднем $45-50^\circ$) относительно оси Дилижанской синклинали. Характер механического разрушения разрывов этих групп—сколы.

Мелкая трещиноватость. Мы приводим данные, касающиеся только тектонических трещин с учетом их геометрических (ориентировка в пространстве, ширина, густота, протяженность и т. д.) и генетических (первичная отдельность, отрыв, скалывание) особенностей. В определенных точках выбирались наиболее характерные обнажения и на площади 1 кв. м изучались вышеуказанные параметры. Наблюдались и были нанесены на карту более 150 точек (около 980 трещин.). Собранный фактический материал послужил основой для количественной оценки трещиноватости горных пород территории города Дилижана и его окрестностей.

Трещины по своей ширине подразделены нами на четыре группы: шириной до 1 мм (тонкие), $1-3$ мм (средние), $5-10$ мм (крупные) и более 10 мм (очень крупные).

Кроме того, подсчитаны коэффициенты трещинной пустотности— $K_{тр}$ для различных стратиграфических единиц, распространенных в изучаемом регионе. Общая площадь трещин на квадратном метре определялась как сумма произведений количества трещин каждой группы на среднюю ширину и длину трещин. Полученная константа, отнесенная к площади (в квадратных метрах) и выраженная в процентах, является коэффициентом трещинной пустотности— $K_{тр}$.

Для выявления преобладающих направлений, интенсивности трещиноватости на основании полевых данных можно построить различные диаграммы и карты. Из многих способов их графического изображения, нами выбран наиболее распространенный метод—розы диаграммы. Наряду с розами простираний трещиноватости построены розы для углов падений. Обе диаграммы приведены на одном графическом изображении. Всего построено 10 роз—диаграмм и ниже приводятся некоторые из них. Анализ материалов привел к следующему:

1. Для пород среднего эоцена Техутского и Куйбышевского участков (андезиты, андезито-базальты, туффиты, туфопесчанки, туфоалевролиты и др.) коэффициент трещинной пустотности колеблется от $0,2-0,5$ до $8,5\%$ (в среднем $3,77\%$). Подавляющее большинство трещин простирается в северо-западном направлении с азимутом 310 и 340° . Плоскость сместителя падает к юго-востоку ($50-70^\circ$) и юго-западу ($40-70^\circ$).

2. $K_{тр}$ для туфогенных пород среднего эоцена (туффиты, туфо-

песчаники, туфоаргиллиты, туфоконгломераты и т. д.) колеблется от 0,4—0,8 до 11,5—12,6% (в среднем 3,9%). Трещины главным образом простираются в северном и восточном направлениях. Плоскость сместителя в большинстве случаев крутая—75—80° (рис. 2).

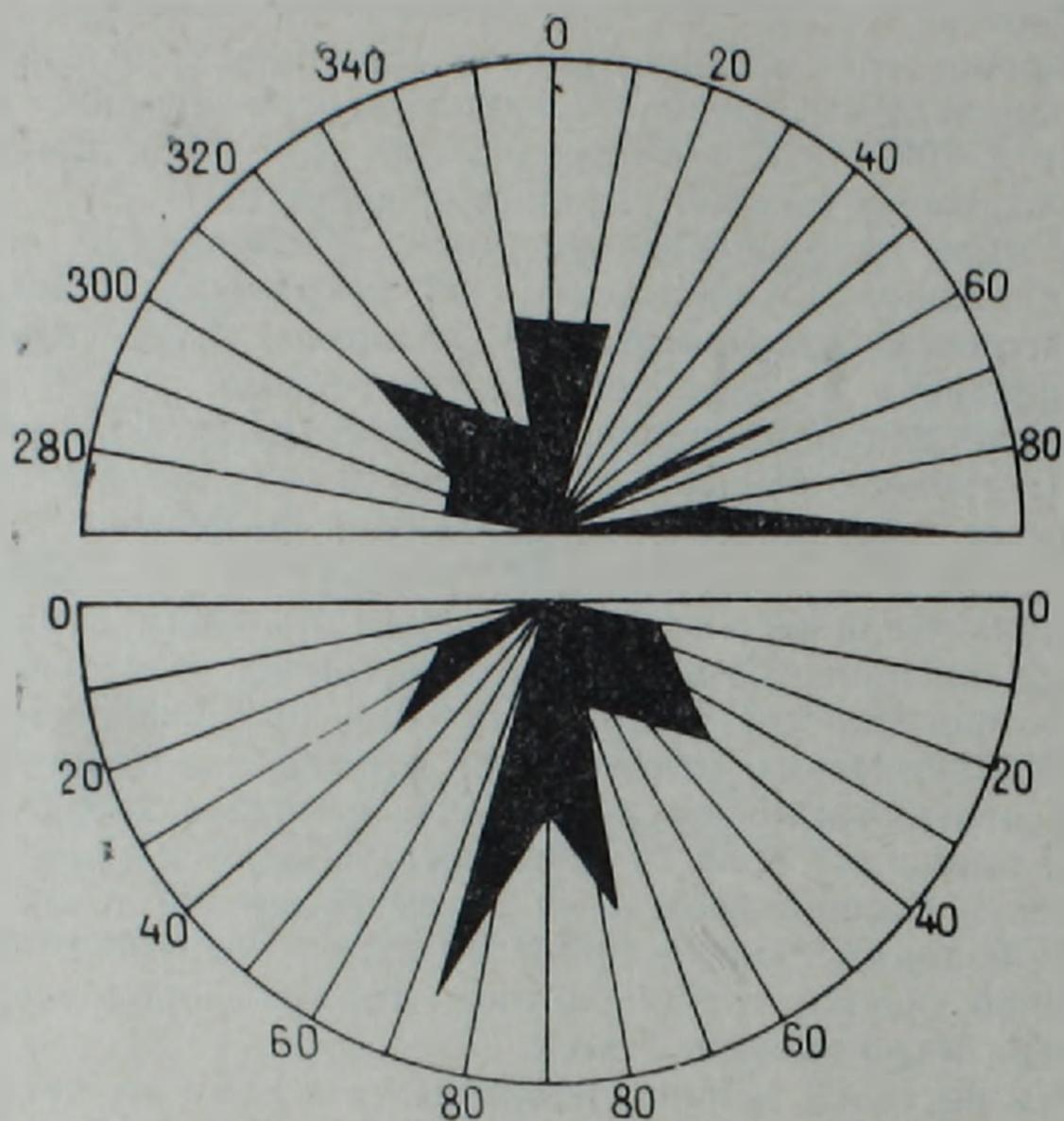


Рис. 2. Диаграмма простираний и падений трещин туфогенных образований среднего эоцена.

3. Кроме туфогенных пород составлена диаграмма также для пород андезито-базальтового и андезито-дацитового составов среднего эоцена. $K_{тр}$ для этих пород относительно невысок—от 1,2 до 2,6 (в среднем 1,9%). Трещины в этих породах простираются как в северо-восточном (30, 50 и 80°), так и в северо-западном (290—310° и 330—350°) направлениях. Наклон плоскости обращен главным образом к юго-востоку под углом 45—75°.

4. $K_{тр}$ пород андезитового состава верхнего эоцена довольно высок, минимальное значение его доходит до 3, а максимальное—25,3%. В среднем $K_{тр}$ значится 11,8%.

Диаграммы построены как для западной части территории района (дорога Дилижан-Кировакан, р. Блдан), так и для восточной (Техутская и Куйбышевская участки). В первом случае преобладают северо-западные простирания (280—290° и 310—330°), а местами—северо-восточные (20—40°). Углы наклона плоскостей сместителя колеблются в пределах 30—50° и 70—80°. Во втором случае генеральными простираниями трещин являются восточное (90°) и северо-восточное (10—30°), с углом наклона к юго-востоку (30—60°) и юго-западу (50—90°).

5. $K_{тр}$ для дилижанской толщи также колеблется в широких интервалах—от 0,6—0,7 до 9,7%, в среднем 4,2%. Простирание трещин главным образом северное (340—30°) и северо-восточное (60—70°). Часто встречаются также трещины с широтным направлением

(80—90°). Угол падения плоскостей трещин в основном крутой—от 40 до 80—85° (рис. 3).

6. Даечный комплекс представлен различными породами кислородных составов. $K_{тр}$ колеблется от 0,2—0,5 до 15,5% (в среднем 3,8%). Дайки простираются в северо-западном (280—300° и 340°) и северо-восточном (60°) направлениях. Есть также дайки широтного (80—90°) простирания. Углы наклона плоскостей не очень велики—от 30 до 60°.

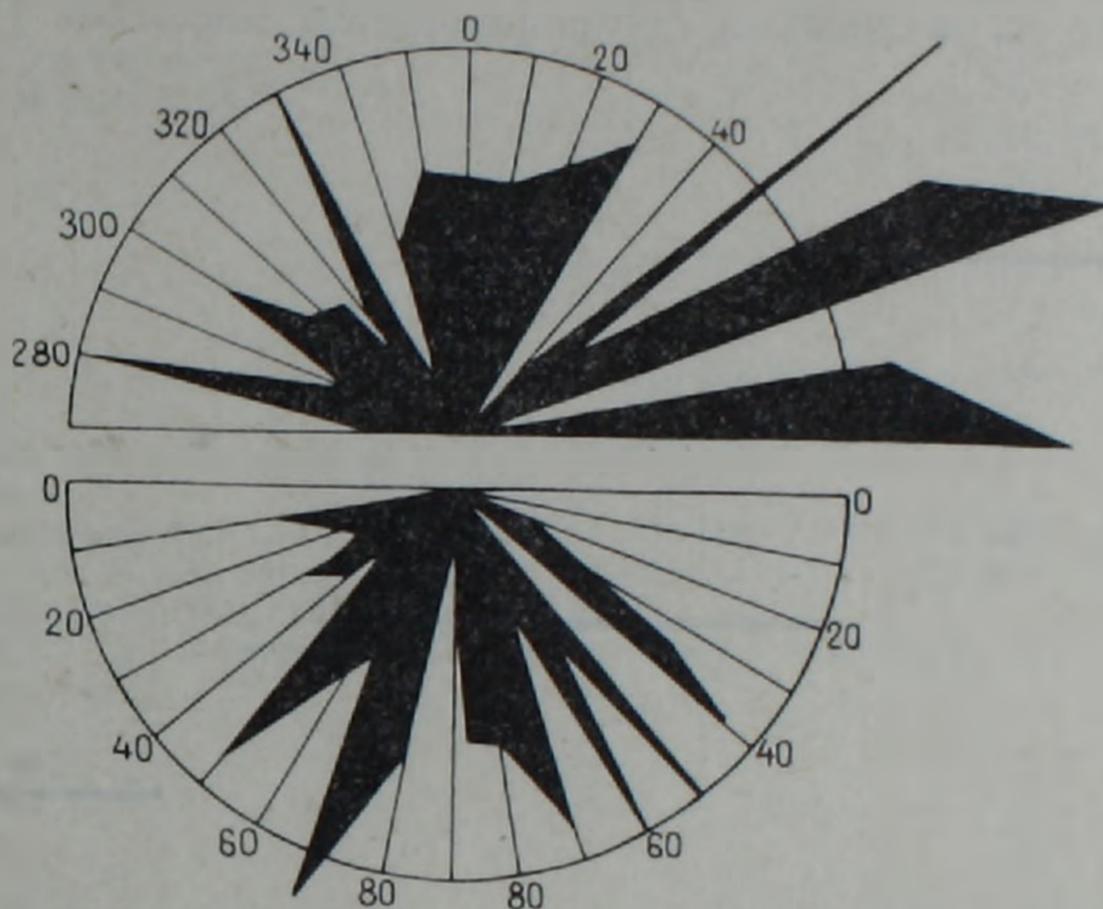


Рис. 3. Диаграмма простирания и падений дилжанской толщи.

7. Трещиноватость в интрузивных и субинтрузивных породах распространена довольно интенсивно. $K_{тр}$ здесь колеблется в широких пределах—от 0,2—0,4 до 12,5%. Низкие значения $K_{тр}$ (0,2—0,4%) наблюдаются для Головинской интрузии, а максимальные—15,8% для субвулканического тела, обнажающегося у развилок р. р. Агарцин и Агстев. В среднем $K_{тр} = 4,4\%$. Трещиноватость в магматических породах имеет три основных направления: северо-западное (290°), северное (350—20°) и широтное (80—90°). Трещины, наклоненные к юго-востоку, более крутые (80°), чем к юго-западу (40—55°).

Вышеуказанные данные показывают, что коэффициент трещинной пустотности в изученном регионе варьирует в широких пределах—от 0,2—0,6 до 18—19%. Низкий процент получен как для андезитодацитовых лав и лавобрекчий, туффитов среднего эоцена, так и для даек дацитового состава, Куйбышевской экструзии, а также для контактовой зоны кварц-порфиров с средним эоценом.

Высокий же процент трещиноватости $K_{тр}$ характерен как для андезито-базальтовых лав и лавобрекчий, так и туффитов и микробрекчий.

Таким образом, по количественной оценке трещиноватости можно выделить следующие группы:

1. Слабая трещиноватость— $K_{тр} < 2\%$.
2. Средняя трещиноватость— $K_{тр} = 2 \div 5\%$.

3. Сильная трещиноватость— $K_{\text{тр}} = 5 \div 10\%$.

4. Очень сильная трещиноватость $K_{\text{тр}} = 10 \div 20\%$.

Установлено, что на 1 кв. км исследованной площади приходится 4500 мелких трещин. На этой же территории выявлено 230 разрывов длиной 10—1000 м, 140 разрывов длиной от 1 до нескольких км, 5 разрывов—длиной 20 км и один разрыв протяженностью более 100 км, что на 1 кв. км составляет соответственно 4,4; 2,7; 0,09 и 0,03 разрыва. Средние числа разрывов, приходящихся на 1 кв. км, нанесены на график (рис. 4) в двойном логарифмическом масштабе [4].

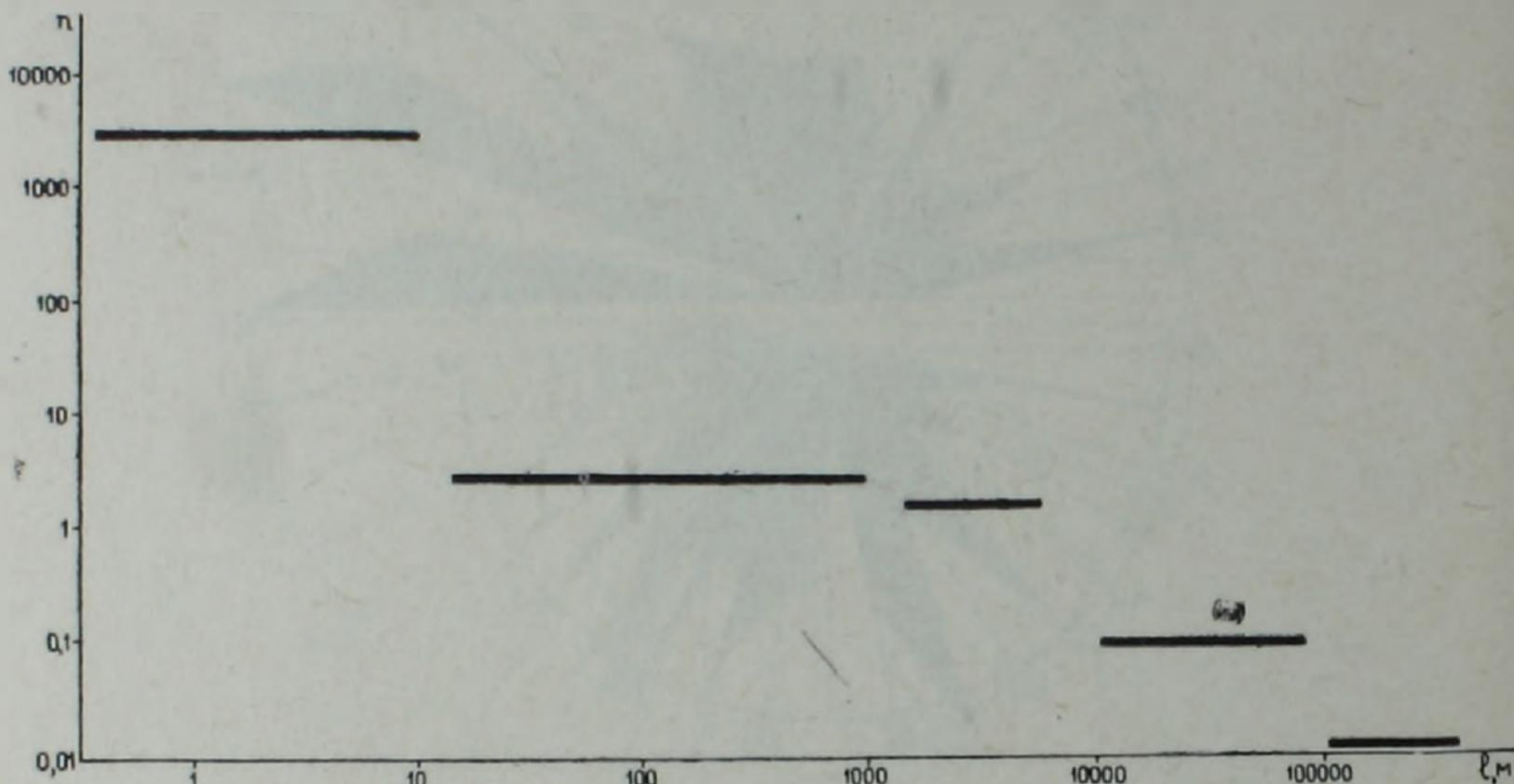


Рис. 4. Соотношение между средним числом разрывов на 1 кв. км (n) и их длиной (l) в Дилижанской синклинали.

Из вышесказанного следует, что в современной структуре Дилижанской синклинали немаловажную роль играют разрывные нарушения. Каждая геологическая структура с присущей ей литолого-петрографической и стратиграфической единицей характеризуется своеобразной густотой мелкой трещиноватости с тремя преобладающими направлениями простираний.

Конфигурация поля тектонических напряжений изучаемой территории в течение кайнозоя менялась скачкообразно четырежды (в эоцене, олигоцене, миоцене и плейстоцене), притом каждый раз главная ось напряжений почти сохраняла свое субширотное направление. По своему значению нарушения данного характера подразделены на три основные группы—крупные разломы, локальные разломы или крупная трещиноватость и мелкая трещиноватость.

Часть разрывов I группы, очевидно, глубокого заложения, предопределяет блоковое строение данной территории. Эти разрывы соизмеримы по величине со всей Дилижанской синклиналью или отдельными крупными складками. Протяженность этих разрывов по простиранию от десятка до сотни и более км, и большинство из них почти параллельно оси Дилижанской синклинали. Иногда они характеризуются проявлением оперяющих нарушений и сложной дислокацией пород, их дроблением и изменениями.

Разрывы II группы имеют широкое распространение и осложняют всю исследованную территорию. Эти нарушения практически связаны с локальными складчатыми структурами.

Мелкая тектоническая трещиноватость наиболее развита в вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях исследованной структуры. Коэффициент трещинной пустотности варьирует в пределах от 0,2—0,6 до 18—19%. Количественная оценка трещиноватости колеблется в больших пределах: от слабой $K_{тр} < 2\%$ до сильной— $K_{тр} = 10 \div 20\%$.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14. 12. 1981.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. В книге «Геология СССР том XVIII, Армянская ССР. «Недра», М., 1970.
2. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1964.
3. Геология Армянской ССР, том II. Стратиграфия. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1964.
4. Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. Изд. АН СССР, М., 1963.
5. Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Изд. Ер. гос. ун-та, Ереван, 1966.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 59—65, 1985.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК:553.576:550.833

В. М. ГЕВОРКЯН, Л. Д. СЕЛЕЗНЕВ

ВОЗМОЖНОСТИ ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ РАЗВЕДКЕ КВАРЦ-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖИЛЬНОГО ТИПА

Изучение возможностей пьезоэлектрического метода (ПЭМ) на месторождениях кварц-полиметаллического типа представляет большой практический интерес. В качестве объекта экспериментальных работ было выбрано Шаумянское месторождение. В задачу работ входило определение пьезоактивности рудных жил; изучение основных факторов, влияющих на результаты полевых наблюдений; оценка информативности метода на стадии разведки кварц-полиметаллических рудных тел.

Шаумянское полиметаллическое месторождение, расположенное в пределах Кафанского рудного поля, приурочено к тектоническому блоку, ограниченному с запада крупным Барабатум-Халаджским, а с востока—Тежаднским разломами.

В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, представленные туфами и реже лавами андезитового, андезито-дацитового состава. Рудные тела локализируются в трещинах оперения основных рудоконтролирующих

Разрывы II группы имеют широкое распространение и осложняют всю исследованную территорию. Эти нарушения практически связаны с локальными складчатыми структурами.

Мелкая тектоническая трещиноватость наиболее развита в вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях исследованной структуры. Коэффициент трещинной пустотности варьирует в пределах от 0,2—0,6 до 18—19%. Количественная оценка трещиноватости колеблется в больших пределах: от слабой $K_{тр} < 2\%$ до сильной— $K_{тр} = 10 \div 20\%$.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14. 12. 1981.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. В книге «Геология СССР том XVIII, Армянская ССР. «Недра», М., 1970.
2. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1964.
3. Геология Армянской ССР, том II. Стратиграфия. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1964.
4. Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. Изд. АН СССР, М., 1963.
5. Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Изд. Ер. гос. ун-та, Ереван, 1966.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 59—65, 1985.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК:553.576:550.833

В. М. ГЕВОРКЯН, Л. Д. СЕЛЕЗНЕВ

ВОЗМОЖНОСТИ ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ РАЗВЕДКЕ КВАРЦ-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖИЛЬНОГО ТИПА

Изучение возможностей пьезоэлектрического метода (ПЭМ) на месторождениях кварц-полиметаллического типа представляет большой практический интерес. В качестве объекта экспериментальных работ было выбрано Шаумянское месторождение. В задачу работ входило определение пьезоактивности рудных жил; изучение основных факторов, влияющих на результаты полевых наблюдений; оценка информативности метода на стадии разведки кварц-полиметаллических рудных тел.

Шаумянское полиметаллическое месторождение, расположенное в пределах Кафанского рудного поля, приурочено к тектоническому блоку, ограниченному с запада крупным Барабатум-Халаджским, а с востока—Тежадниским разломами.

В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, представленные туфами и реже лавами андезитового, андезито-дацитового состава. Рудные тела локализируются в трещинах оперения основных рудоконтролирующих

щих структур и размещены среди андезито-дацитовых порфиритов. Они представляют собой кварц-сульфидные жилы мощностью 0,1—2,0 м, преимущественно близширотного простирания, состоящие, в основном, из кварца, карбоната, сфалерита, пирита и халькопирита [8].

Для предварительной оценки возможностей ПЭМ на месторождении были проведены измерения пьезоэлектрической активности образцов рудных тел и вмещающих пород, отобранных на основных разведочных горизонтах. Образцы вырезались в форме кубиков размерами $3 \times 3 \times 3$ см³.

В результате этих измерений установлено, что величина интегрального пьезоэффекта образцов (55 шт.) кварц-полиметаллических руд характеризуется значением 0,5—4,5% от величины монокристалла кварца (эталоны), пьезомодуль которого составляет $d = 2,3 \cdot 10^{-12}$ Кл/Н. [2]. Интервалы расхождения между максимальными и минимальными значениями достаточно велики, что говорит о неоднородности распределения основных пьезоактивных минералов—кварца и сфалерита. По значениям пьезомодулей рудные тела Шаумянского месторождения могут быть отнесены к категории средних и в ряде случаев хороших пьезоэлектриков. Величина пьезомодулей рудовмещающих андезито-дацитовых порфиритов (32 образца) находится ниже предела чувствительности используемой аппаратуры. Были проведены также эксперименты по относительной оценке пьезоактивности руд и вмещающих их пород в естественном залегании. На рис. 1 приведена типичная осциллограмма экспресс-оценки пьезоактивности рудной жилы № 3 (гор. шт. 4) при измерениях на ПК-6 и ПК-8. Амплитуды электромагнитного поля при взрыве на рудной жиле (пункт взрыва ПВ-1) по сравнению с аналогичными результатами при идентичном воздействии (ПВ-2) на вмещающие породы значительно выше, а их отношения варьируют в пределах 2,0—8,0. Относительная пьезоактивность кварц-полиметаллических руд определяется по принятой методике [5]. В среднем для Шаумянского месторождения она составляет 4 ед, что указывает на положительные предпосылки применения пьезоэлектрического метода для выделения рудных жил.

Возможность пьезоэлектрического метода при обнаружении рудных тел ограничивается влиянием таких важных факторов, как мощность наносов, размеры и глубина залегания рудных тел, а также интенсивностью промышленных электрических помех. Все эти факторы не всегда позволяют эффективно использовать пьезометод и получать достоверные материалы.

В качестве одного из примеров на Шаумянском месторождении могут служить участки наземных работ, где развиты валунно-галечные образования древних террас, андезито-базальтовых и туфоконгломератовых отложений, мощность которых варьирует в пределах 40—100 м и более. Выделение и прослеживание кварц-полиметаллических жил под этими отложениями является невозможным, так как в рыхлых отложениях, где скорость распространения продольных упругих волн изменяется в пределах 300—3000 м/с, глубинность метода незначительная и составляет всего 5—40 м [4].

Опытные работы показали, что наиболее эффективен метод в подземном (шахтном) варианте, когда максимальная дальность разведки рудных тел пьезометодом в зависимости от мощности рудного тела оценивается в 30—80 м и более. При подземных наблюдениях интерпретация данных в ряде случаев осложняется наличием интенсивных промышленных помех, на фоне которых выделение полезного сигнала становится затруднительным.

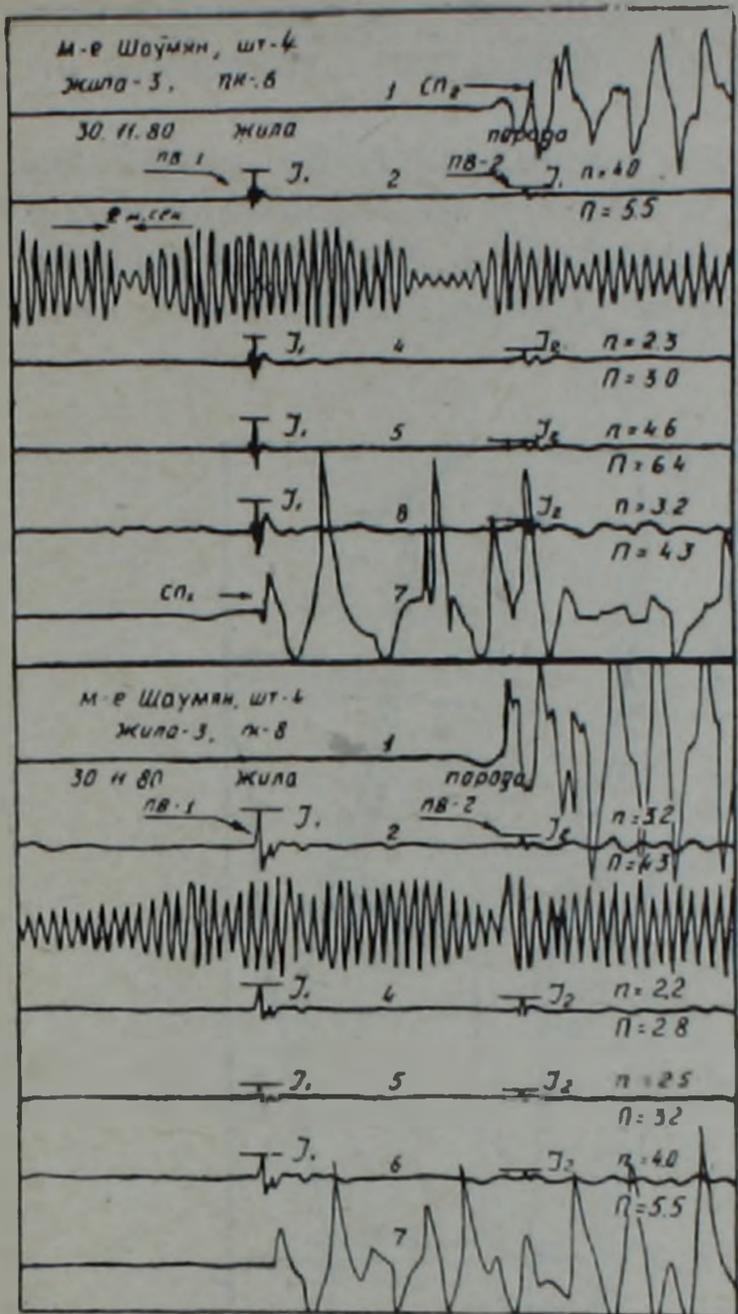


Рис. 1. Типичная осциллограмма экспресс-оценки пьезоактивности одной из кварц-полиметаллических рудных жил.

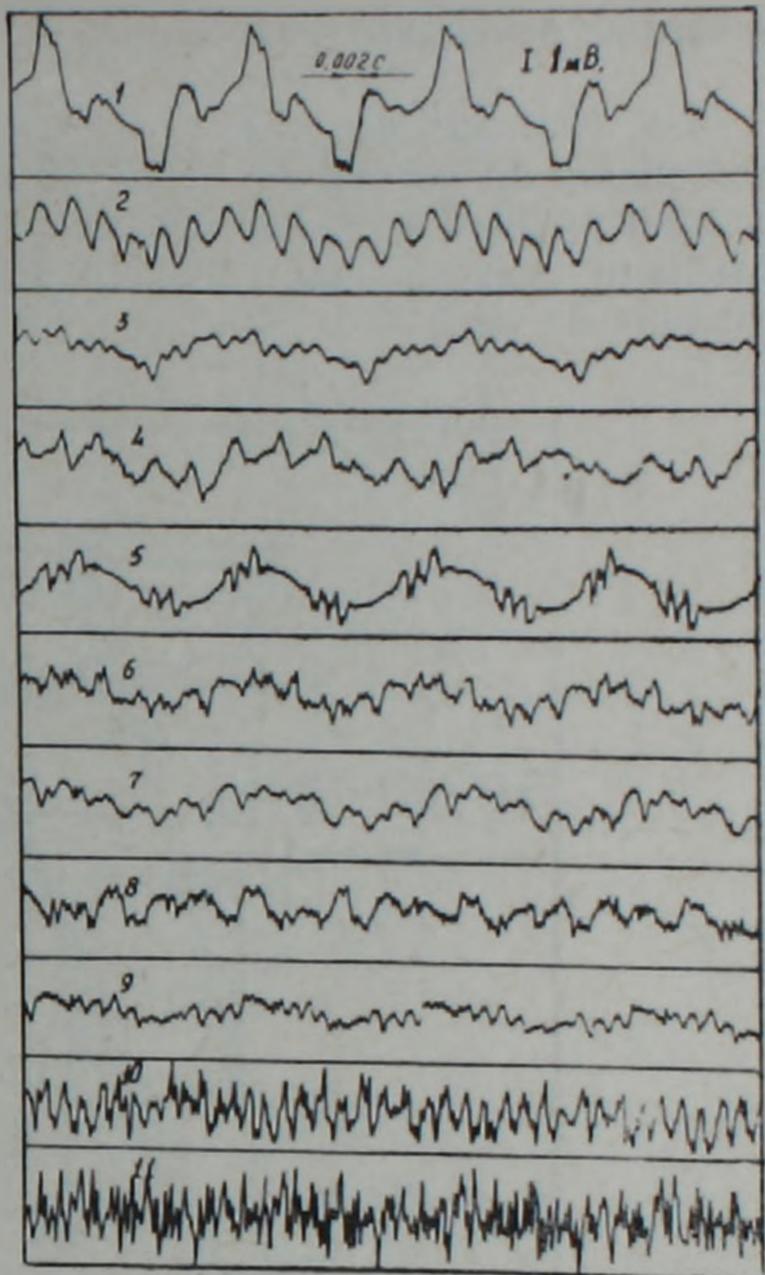


Рис. 2. Промышленные электрические помехи различной частоты на действующих рудниках.

Специальные наблюдения в подземных горных выработках показали, что в течение рабочего дня горно-промышленных предприятий в основном встречаются промышленные электрические помехи различной частоты, форма которых показана на рис. 2. Они в большинстве случаев характеризуются определенной периодичностью с преобладающими частотами 0,05—2,0 кГц. Интенсивность помех иногда достигает 8—12 мВ при разносах приемных электродов $MN=30$ м. С увеличением расстояния MN наблюдается возрастание амплитуды помех. В связи с этим наиболее благоприятные условия регистрации полезного сигнала в подземных выработках наблюдались при $MN=20—30$ м.

Общая методика работ при подземных наблюдениях в основном не отличается от общепринятой [3, 4, 6]. При этом апробированы различные варианты наблюдений и наиболее оптимальной признана система продольного профилирования с линиями $MN=20, 30, 40$ и 50 м. Расстояние до жилы (R) определялось соотношением $R=V_{cp} \cdot \Delta t$, где V_{cp} — средняя скорость распространения продольных упругих волн, Δt — время вступления пьезоэффекта. В качестве регистрирующей ап-

паратуры применялись ПАМЗ-8, изготовленные в Тульском отделении ЦНИГРИ.

Ниже приводятся наиболее показательные результаты пьезоэлектрической разведки, полученные на одном разведочном горизонте шт. 3.

3-й Южный квершлаг. Наблюдения проводились по выработке, пройденной по жилам № № 36, 40 и 41, с целью прослеживания и корреляции рудных жил, пересеченных квершлагом 3-й Южный и горизонтальными скважинами 2395, 1319 и 1319а. Схема наблюдений представлена на рис. 3.

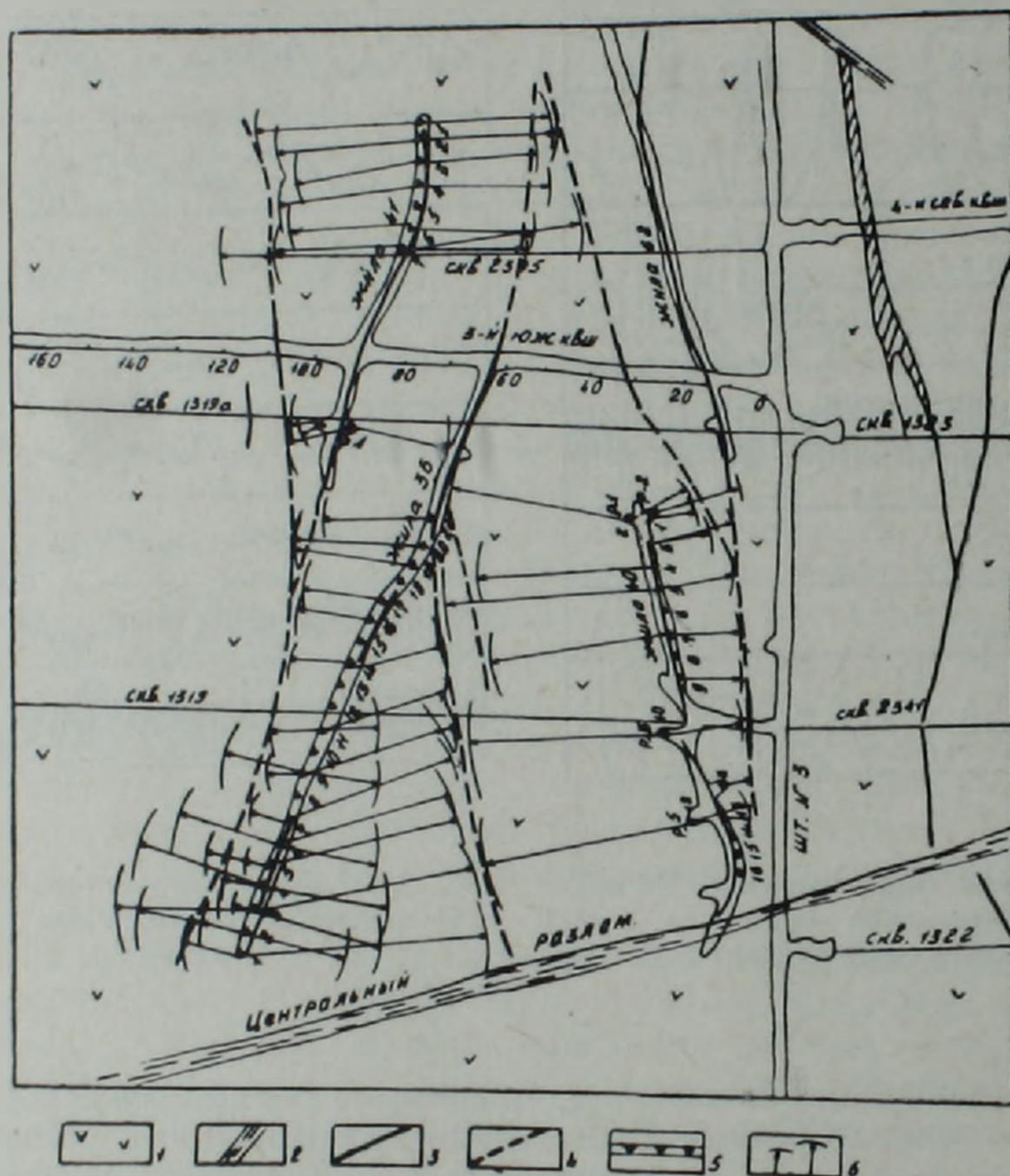


Рис. 3. Геологический план 3-го Южного квершлага и результаты работ ПЭМ. 1—андезито-дацитозые порфириты; 2—зоны разломов; 3—рудные жилы по данным ГРП; 4—прослеживаемые рудные жилы по данным ПЭМ; 5—пункты взрыва; 6—пьезоэлектрические годографы.

Для корреляции рудных жил, пересеченных на ПК 13 м и 31 м квершлага, вдоль выработки, пройденной по жиле № 40, были оборудованы 16 ПВ с весом заряда взрывчатых веществ по 200—400 г. Рудовмещающие породы этого участка характеризуются средней скоростью продольных упругих волн—4,1 м/мсек, изменяющейся в пределах 3,8—4,4 м/мсек.

Результаты проведенных исследований позволяют выделить на данном участке в основном две разнотипные аномалии, обусловленные пьезоэффектом, время появления которых составляет около 1,5—3,5 и 8—13 мсек. При этом ближняя аномалия, начиная от ПВ 1 до ПВ 4,

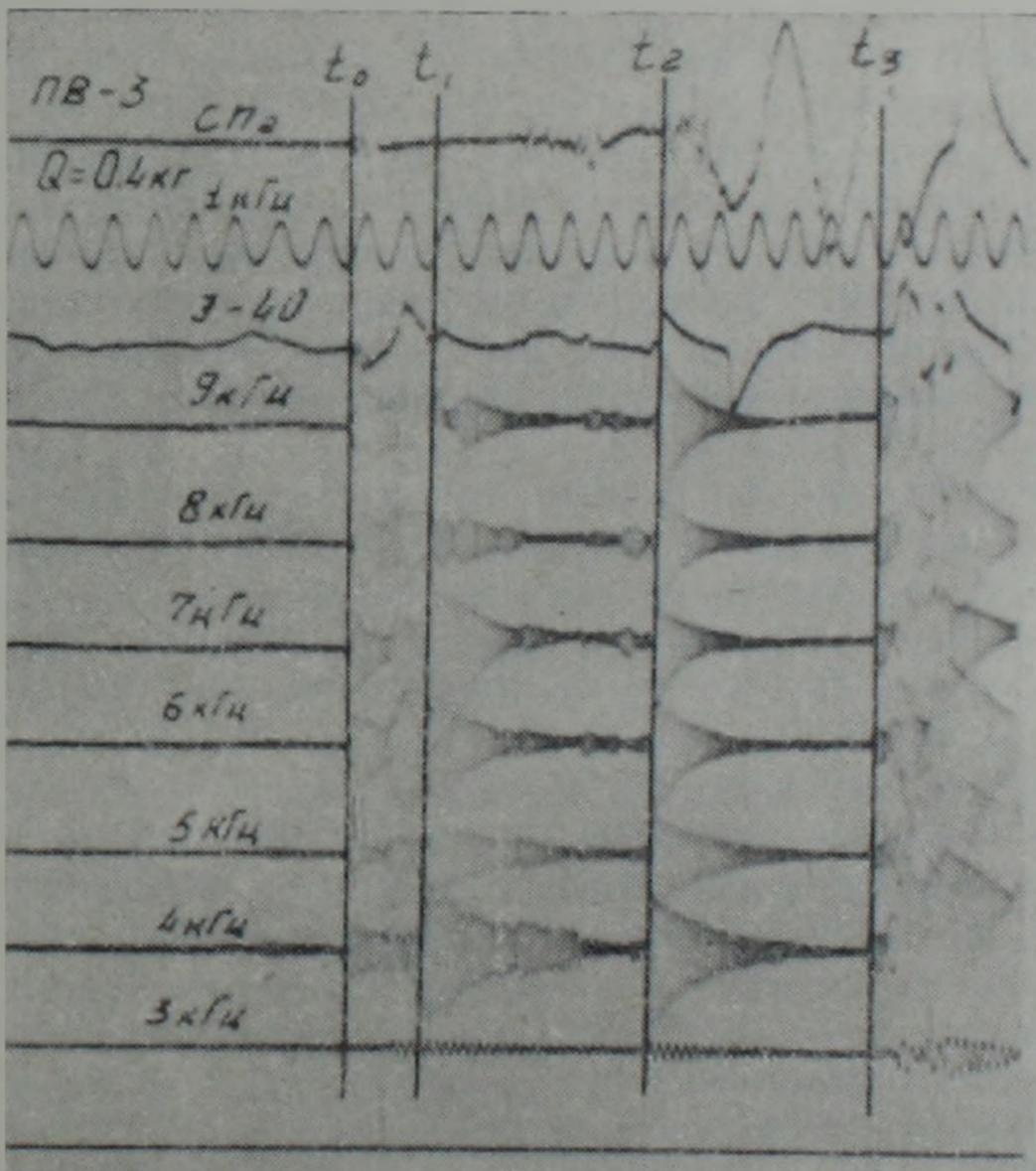
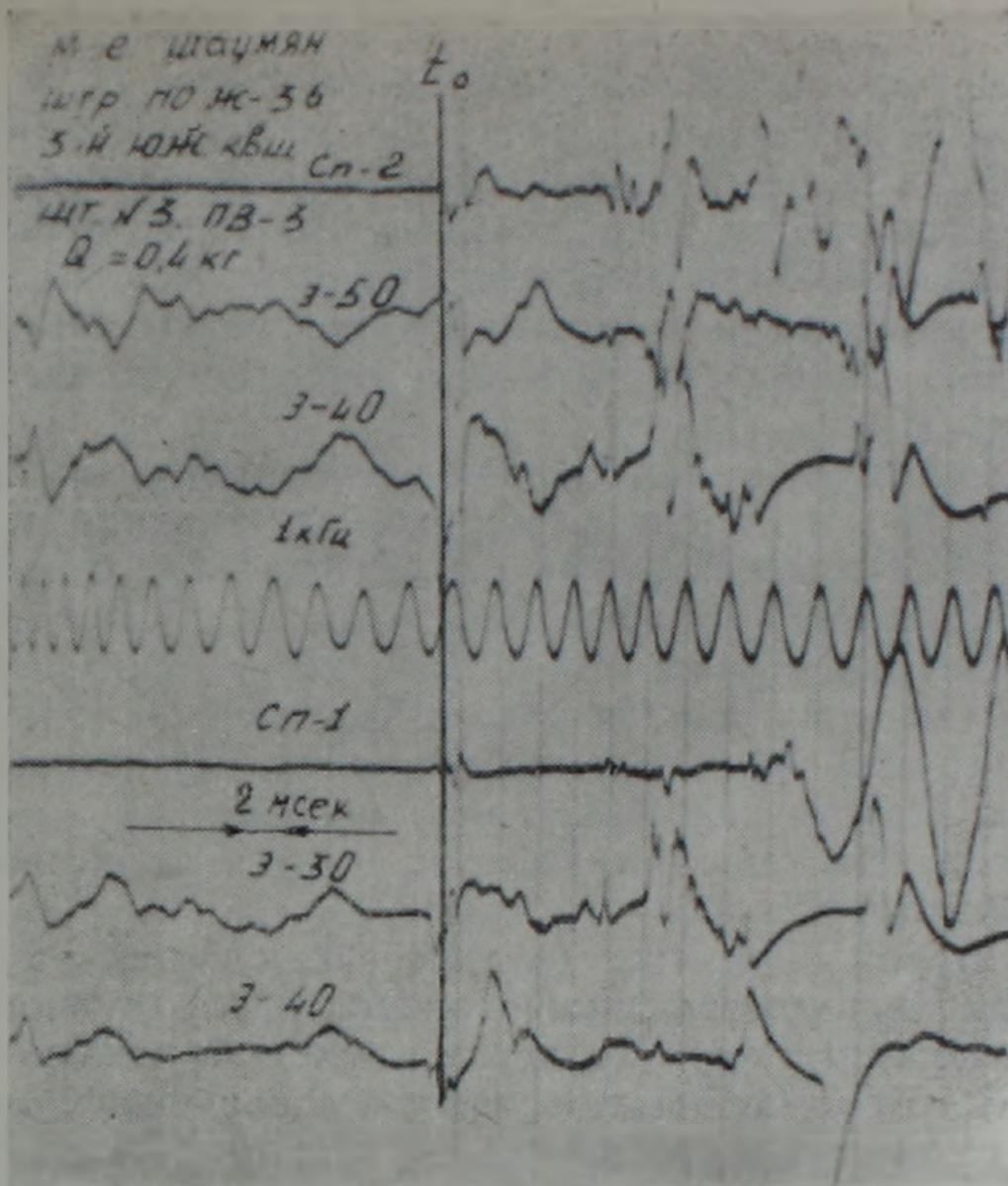


Рис. 4. Осциллограммы—(а) и их высокочастотные анализограммы—(б) электрического канала Э-40 м при ПВ 1 3-го Южного квершлага. t_0 —отметка момента взрыва; t_1 , t_2 —время появления пьезоэффекта; СП—сейсмические каналы; Э—электрические каналы.

разделяется на две отдельные фазы, которые, по всей вероятности, связаны с рудными пересечениями на ПК 13 м и 31 м квершлага 3-й Южный. В районе ПВ 5, учитывая динамические особенности проявления пьезоэффекта, можно предположить, что они сливаются. По данным Шаумянской ГРП, рудное пересечение на ПК 31 м квершлага 3-й Южный было увязано с рудным телом № 40. Вторая аномалия достаточно четко коррелируется с рудным телом № 36, подсеченным на ПК 52 м скв. 1319.

При интерпретации данных наблюдений по выработке, пройденной по жилам № № 36 и 41, наблюдается сложная картина. В качестве иллюстрации представлены типичная осциллограмма, которая осложнена промышленными помехами различной частоты, и анализограмма одного ее электрического канала Э-40 (для ПВ 3) (рис. 4). Как на осциллограмме, так и на анализограмме достаточно четко выделяются три основные группы аномалий, время появления которых составляет 2, 8 и 14 мсек. Первая аномалия, учитывая, что $V_{cp} = 4100$ м/сек, с небольшим расхождением соответствует рудным пересечениям на ПК 108 м квершлага 3-й Южный и 95 м скв. 1319.

Природа второй аномалии, которая наблюдается от ПВ 1 до ПВ 13, неизвестна. По расчетам можно полагать, что рудное тело, вызывающее эту аномалию, либо является отдельной ветвью жилы № 36, которая от ПВ 14 под небольшим углом к отношению профиля наблюдений прослеживается в сторону Центрального разлома, либо является ответвлением жилы № 41. Для проверки этого предположения требуются дополнительные геологоразведочные работы.

Время появления третьей аномалии соответствует рудной жиле № 36 и рудному подсечению на 95 м скв. 1319, которое под углом 30—32° от ПВ 20 прослеживается также в сторону Центрального разлома.

План выделенных по данным пьезометода рудных жил в районе 3-й Южный квершлаг, с учетом рудных пересечений горными выработками и горизонтальными скважинами, представлен на рис. 3.

В итоге опытно-методических работ пьезоэлектрическим методом на полиметаллическом месторождении жильного типа было установлено следующее:

1. Рудные тела, как кварцевые, так и кварц-сульфидные, обладают заметным пьезоэффектом, позволяющим вести разведку их в подземных условиях пьезоэлектрическим методом.

2. Максимальная дальность метода в подземных условиях при 0,4÷0,6 кг ВВ при выделении и прослеживании кварц-полиметаллических жил средней мощности (0,2—0,3 м) составляет 30—40 м, а для жил большой мощности—до 50—80 м.

3. Интерпретация данных подземных наблюдений на действующих рудниках в ряде случаев осложняется влиянием интенсивных промышленных помех, на фоне которых выделение полезного сигнала иногда невозможно.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН АрмССР,
Отделение экспериментальных исследований
ЦНИГРИ МГ СССР

Поступила 11. 05. 1983.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалян С. В., Воларович М. П., Геворкян В. М. и др. Опыт применения пьезоэлектрического метода на золоторудных месторождениях. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1978.

2. Воларович М. П., Соболев Г. А., Пархоменко Э. И. Пьезоэлектрический эффект кварцевых жил. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1962.
3. Воларович М. П., Соболев Г. А. Пьезоэлектрический метод геофизической разведки кварцевых и пегматитовых жил. Наука, М., 1969.
4. Кондрашов С. Н. Пьезоэлектрический метод разведки. Недра, М., 1980.
5. Селезнев Л. Д., Тетьев Н. Н., Хамидуллин Я. Н. Некоторые результаты экспрессной оценки пьезоэлектрических свойств горных пород на золоторудных месторождениях. В кн.: Состояние и задачи разведочной геофизики, Наука, М., 1970.
6. Селезнев Л. Д., Русакова Е. И. Методика пьезоэлектрической разведки золоторудных месторождений в подземных и наземных условиях. Труды ЦНИГРИ, вып. 119, М., 1976.
7. Геология Армянской ССР. Том VI. Металлические полезные ископаемые. Изд. АН АрмССР, 1967.
8. Магакян Н. И., Карагулян С. О. Тектонные и структурные особенности руд Шаумянского месторождения. Известия АН АрмССР. Науки о Земле, № 2, 1976.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 65—69, 1985.

УДК 550.344.094.92

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. Ш. ШАГИНЯН

ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ НА СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН В НЕКОТОРЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ

В проблемной лаборатории экспериментальной сейсмотектоники Ереванского политехнического института уже несколько лет используется установка высокого давления до 20 кбар с внутренним обогревом до 800°C. Результаты экспериментов, проведенных в установке высокого давления и температуры по специально разработанной методике, позволили оценить влияние температуры на скорость и поглощение продольных волн в некоторых минералах в широком диапазоне давлений и температур [6].

Некоторые сведения о пороодообразующих минералах, их упругих параметрах при атмосферном давлении, способах расчетов усредненных значений упругих постоянных минералов и горных пород приведены в работах [1, 4, 16]. Скорости упругих волн в условиях высоких всесторонних или квазигидростатических давлений для различных минералов изучались в лаборатории высоких давлений ИФЗ [3, 14, 7, 12] и за рубежом [13, 17], результаты обобщены в работе [8]. Однако, почти нет сведений о влиянии высокой температуры на скорость упругих волн при высоких давлениях.

В настоящей работе исследовалась скорость продольных волн при одновременном воздействии высоких давлений и температур для минералов: граната, кварца, берилла и др. Очень важно измерять скорость упругих волн в соответствии с кристаллографическими направлениями в минералах, что дает возможность использовать их для расчета упругих постоянных минералов [9] и сравнивать минералы между собой. Гранат является пороодообразующим минералом основных и ультраосновных пород. Гранатизация, очевидно, процесс, в значительной мере определяющий строение некоторых слоев земных недр. Степень гранатизации пород мантии оказывает большое влияние на процессы их дифференциации и, в первую очередь, на процесс образова-

2. Воларович М. П., Соболев Г. А., Пархоменко Э. И. Пьезоэлектрический эффект кварцевых жил. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1962.
3. Воларович М. П., Соболев Г. А. Пьезоэлектрический метод геофизической разведки кварцевых и пегматитовых жил. Наука, М., 1969.
4. Кондрашов С. Н. Пьезоэлектрический метод разведки. Недра, М., 1980.
5. Селезнев Л. Д., Тетьев Н. Н., Хамидуллин Я. Н. Некоторые результаты экспрессной оценки пьезоэлектрических свойств горных пород на золоторудных месторождениях. В кн.: Состояние и задачи разведочной геофизики, Наука, М., 1970.
6. Селезнев Л. Д., Русакова Е. И. Методика пьезоэлектрической разведки золоторудных месторождений в подземных и наземных условиях. Труды ЦНИГРИ, вып. 119, М., 1976.
7. Геология Армянской ССР. Том VI. Металлические полезные ископаемые. Изд. АН АрмССР, 1967.
8. Магакян Н. И., Карагулян С. О. Тектонные и структурные особенности руд Шаумянского месторождения. Известия АН АрмССР. Науки о Земле, № 2, 1976.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 65—69, 1985.

УДК 550.344.094.92

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. Ш. ШАГИНЯН

ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ НА СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН В НЕКОТОРЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ

В проблемной лаборатории экспериментальной сейсмотектоники Ереванского политехнического института уже несколько лет используется установка высокого давления до 20 кбар с внутренним обогревом до 800°C. Результаты экспериментов, проведенных в установке высокого давления и температуры по специально разработанной методике, позволили оценить влияние температуры на скорость и поглощение продольных волн в некоторых минералах в широком диапазоне давлений и температур [6].

Некоторые сведения о пороодообразующих минералах, их упругих параметрах при атмосферном давлении, способах расчетов усредненных значений упругих постоянных минералов и горных пород приведены в работах [1, 4, 16]. Скорости упругих волн в условиях высоких всесторонних или квазигидростатических давлений для различных минералов изучались в лаборатории высоких давлений ИФЗ [3, 14, 7, 12] и за рубежом [13, 17], результаты обобщены в работе [8]. Однако, почти нет сведений о влиянии высокой температуры на скорость упругих волн при высоких давлениях.

В настоящей работе исследовалась скорость продольных волн при одновременном воздействии высоких давлений и температур для минералов: граната, кварца, берилла и др. Очень важно измерять скорость упругих волн в соответствии с кристаллографическими направлениями в минералах, что дает возможность использовать их для расчета упругих постоянных минералов [9] и сравнивать минералы между собой. Гранат является пороодообразующим минералом основных и ультраосновных пород. Гранатизация, очевидно, процесс, в значительной мере определяющий строение некоторых слоев земных недр. Степень гранатизации пород мантии оказывает большое влияние на процессы их дифференциации и, в первую очередь, на процесс образова-

ния и состав базальтовых магм [10]. Поэтому представлялось интересным проследить влияние температуры на скорость упругих волн в гранатах при высоких давлениях. Скорость при высоких давлениях и температурах была изучена для граната альмандина 4191 в направлении (100), и граната альмандина 4192 в направлении (111). Представленные на рис. 1а изотермы для гранатов 4191, 4192 позволяют наблюдать изменение скорости продольных волн с давлением при комнатной температуре. С увеличением давления при комнатной температуре скорости продольных волн в изученных минералах гранатов увеличиваются и при $P=15$ кбар достигают значений 8,3—8,4 км/сек. Рассматривая на рис. 1б изобары скорости продольных волн, можно видеть, что характер уменьшения скорости с температурой при постоянном давлении практически линейный. Из рис. 1 видно, что хотя изучались гранаты в различных кристаллографических направлениях, тем не менее при одном и том же давлении влияние температуры на скорость в них почти одинаково.

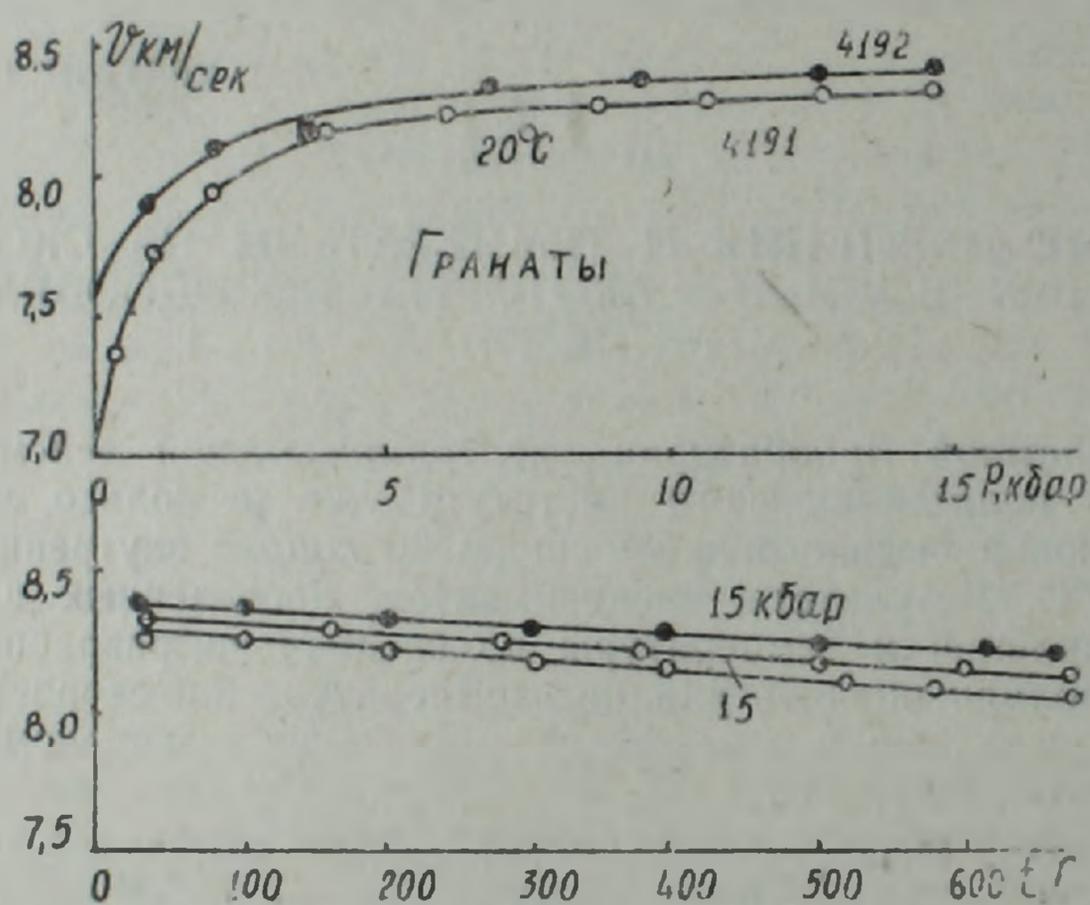


Рис. 1. Изотермы (а) и изобары (б) скорости продольных волн: точки—для граната 4192 в направлении (111); кружки—для граната 4191 в направлении (100).

Многие горные породы содержат кварц, который составляет около 12% земной коры. Поэтому изучение упругих свойств этого минерала представляет большой интерес. Был исследован природный кварц при высоких давлениях и температурах в направлении главной кристаллографической оси Z .

На рис. 2а показан график изменения скорости продольных волн в кварце при высоком давлении и комнатной температуре. При атмосферном давлении $v_p=6,10$ км/сек, с увеличением давления скорость возрастает и при $p=15$ кбар составляет 6,5 км/сек. Такие значения скорости с давлением для кварца кристаллического в направлении

(001) хорошо согласуются с данными других авторов [8]. Влияние температуры до 700°C на скорость в кварце при давлении 15 кбар показано на рис. 26. Изменение скорости с температурой незначительно $(dv/dt)_p = -0,17 \text{ м/сек. град}$, при 15 кбар. На этом же рисунке показано влияние температуры на скорость продольных волн в кварце при давлении 4 кбар, по данным Е. И. Баяк и Р. В. Тедеева. Следует отметить, что очень трудно подобрать образцы естественных минералов необходимых размеров без каких-либо дефектов. Поэтому, как видно из приведенных на рис. 1 и 2 кривых, на начальном участке давлений 2—4 кбар наблюдается резкое увеличение скорости, а при более высоких давлениях повышение скорости происходит значительно медленнее и зависимость становится почти линейной. Наибольшее изменение скорости в начальной области давлений претерпевает гранат 4191, имеющий, очевидно, больше дефектов.

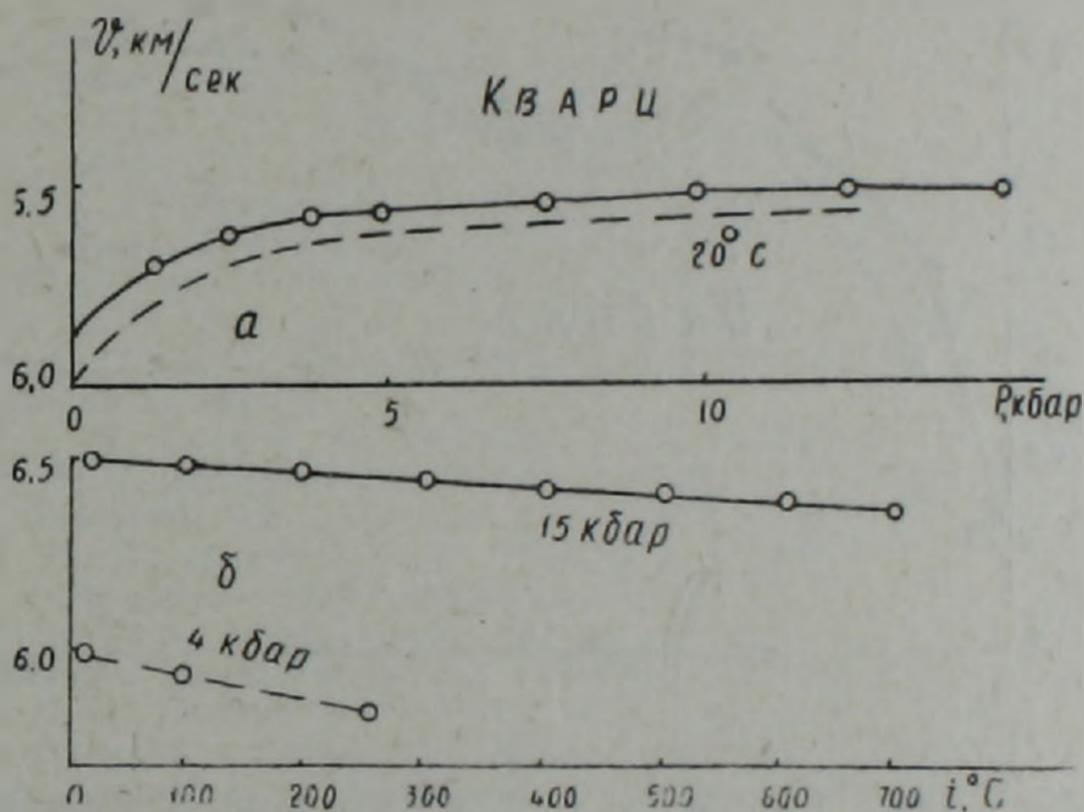


Рис. 2. Изотермы (а) и изобары (б) скорости продольных волн: сплошная линия—природный кварц в направлении (001), пунктирная линия (а)—природный кристалл в направлении (001), по данным [8], пунктирная линия (б)—искусственный кристалл, по данным [16].

Для геофизики, наряду с исследованиями физических свойств горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах, важное значение имеют эксперименты по изучению полиморфных превращений в минералах при высоких давлениях, которые привлекаются для интерпретации сейсмических разрывов в недрах Земли [5, 9, 11]. Для того, чтобы более отчетливо представлять процессы на больших глубинах, необходимо изучать полиморфные превращения в минералах при высоких давлениях и температурах. В качестве объекта исследования был выбран минерал берилл, для которого ранее обнаружены аномалии в изменении скорости с давлением, объясняемые полиморфным превращением [8, 15]. К сожалению, в литературе нет сведений

об изменении структуры берилла с повышением давления, очевидно потому, что структура этого минерала сложна и изучать ее рентгеновским методом при высоких давлениях не представляется возможным. Для уточнения результатов, полученных для берилла при высоких давлениях, был испытан образец, вырезанный перпендикулярно грани кристалла, как в работе [8]. Опыт проводился довольно медленно с большой выдержкой при каждом значении давления. Вначале повышалось только давление до 15 кбар при комнатной температуре. На рис. 3 эта часть эксперимента показана сплошной линией с точками. Как видно, в области давлений 5—10 кбар скорость в берилле понижается, испытывает минимум при 7—8 кбар и затем монотонно возрастает. При максимальном давлении температура повышалась до 500°C, поэтому скорость в образце существенно уменьшалась. После

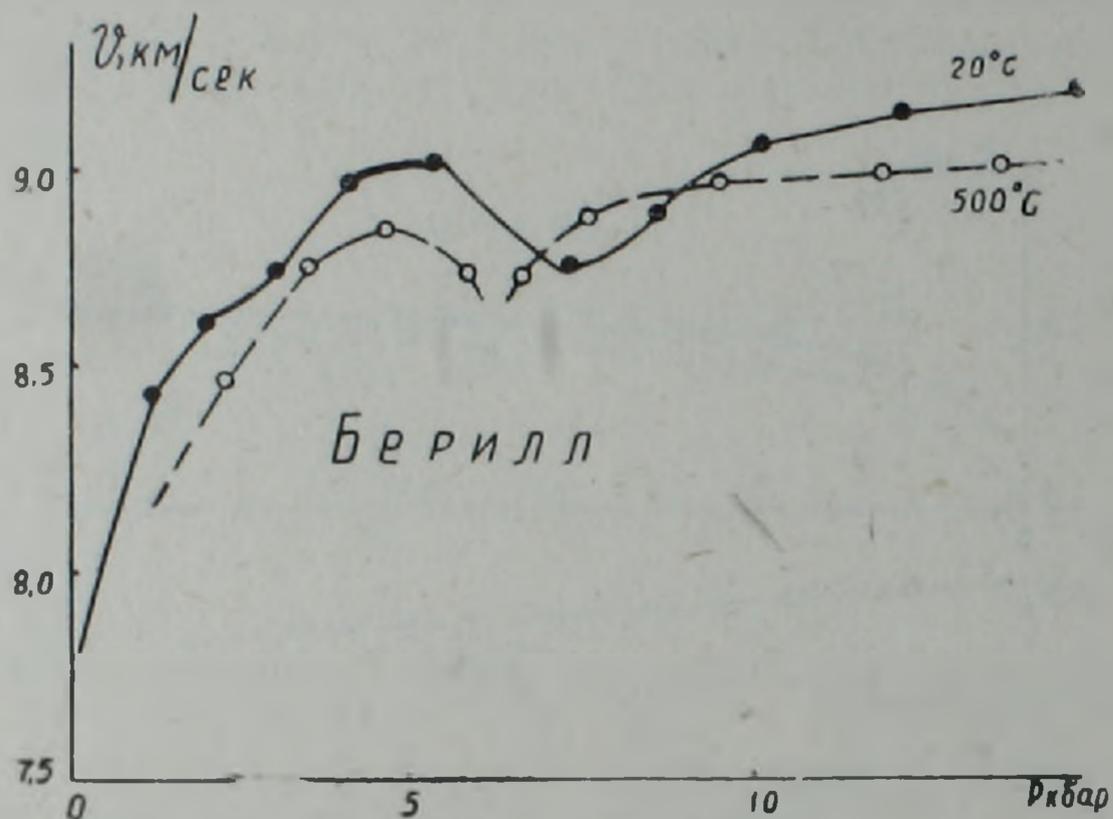


Рис. 3. Зависимость скорости продольных волн от давления для берилла, изотермы для 20°C и 500°C: точки—прямой ход, кружки—обратный ход.

этого давление медленно опускалось, и обратный ход снимался при температуре 500°C. В этом случае также наблюдалось аномальное изменение скорости, причем минимум несколько сместился в область низких давлений. После охлаждения образца опыт был повторен, и результаты эксперимента почти совпали. Таким образом, полученные данные для зависимости $v = f(p, t)$ и сравнение их с ранее полученными результатами для берилла позволяют предположить наличие полиморфного превращения в этом минерале при давлении 5—7 кбар.

В ы в о д ы

1. Специальная установка высокого давления позволяет при давлениях до 15 кбар изучать влияние температуры до 800°C на скорость продольных волн в минералах.

2. Скорости продольных волн с увеличением температуры при высоких давлениях для изученных минералов—граната и кварца линейно понижаются. Однако, с увеличением давления степень изменения скорости уменьшается.

3. Рассчитаны температурные коэффициенты изменения скорости продольных волн в изученных минералах при давлениях до 20 кбар и температурах до 800°C. Для гранатов $K = (4,2-4,4) \cdot 10^{-5}$ 1/град при $p = 10$ кбар и $K = 4,0 \cdot 10^{-5}$ 1/град при $p = 15$ кбар. Для кварца кристаллического эта величина несколько меньше и равна $3,0 \cdot 10^{-5}$ 1/град при $p = 15$ кбар.

4. Результаты экспериментов при высоких давлениях и температурах и сравнение их с ранее полученными данными для минерала берилла позволяют предположить наличие полиморфного превращения в этом минерале при давлении 5—7 кбар.

Ереванский политехнический институт

Поступила 26. 04. 1983.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов. ч. I—Известия АН СССР, серия геофизическая, № 9, 1961, ч. II—Известия АН СССР, серия геофизическая, № 12, 1961.
2. Александров К. С., Беликов Б. П., Рыжова Т. В. Вычисление упругих параметров горных пород по минеральному составу. Известия АН СССР, серия геологическая, № 2, 1966.
3. Афанасьев Г. Д., Баюк Е. И., Беликов Б. П., Воларович М. П., Ефимова Г. А., Левыкин А. И. Исследование скоростей упругих волн некоторых породообразующих минералов при давлениях до 20 кбар. Докл. АН СССР, № 3, 1971.
4. Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М., Наука, 1970.
5. Берч Ф. Некоторые геофизические приложения исследования при высоких давлениях. В кн.: Твердые тела под высоким давлением. Мир, М., 1966.
6. Воларович М. П., Вегуни А. Т., Баюк Е. И., Шагинян Г. Ш. Влияние температуры на скорость и поглощение продольных волн в андезитовых породах Армении при давлении до 15 кбар. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1979.
7. Воларович М. П., Левыкин А. И. Влияние давления до 40 кбар на упругие свойства некоторых породообразующих минералов. Геофиз. сб., № 54, Киев, 1977.
8. Воларович М. П., Баюк Е. И., Ефимова Г. А. Упругие свойства минералов при высоких давлениях. М., Наука, 1975.
9. Воларович М. П., Баюк Е. И., Ефимова Г. А. Исследование полиморфных переходов в некоторых минералах ультразвуковым методом. Тезисы докл. 9-го Всес. совещ. по эксперимент. и технич. минерал. и петрогр., Иркутск, Изд. Ин-та геохимии СО АН СССР, 1973, № 2, 1966.
10. Геншифт Ю. С., Шейнманн Ю. М. Значение гранатизации в современных моделях верхней мантии. Советская геология, № 11, 1972.
11. Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. Научная думка, Киев, 1968.
12. Томашевская И. С. Скорости продольных волн в некоторых горных породах и минералах Хибинского массива при трехосном напряженном состоянии. Сб.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. Наука, М., 1968.
13. Anderson O. L., Lieberman R. C. Sound velocities in rocks and minerals. Vesjac State of the Art Report, Univ. Michigan, № 7885—4—X, 1966.
14. Bajuk E. I., Volarovic M. P., Efmova G. A. Die Geschwindigkeit elastischer Wellen in gestaltbildenden Mineralien bei Drücken bis 15 kbar. Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde, Potsdam, № 34, 1974.
15. Bridgman P. W. Some implications for geophysics of high pressure phenomena Bull. Geol. Sol. Amer., 62, № 5, 1951.
16. Lieberman R. G., Schreiber E. Elastic properties of minerals. Trans. Amer. Geophys. Union, 52, № 5, 1971.
17. Simmons G. Velocity of compressional waves in various minerals at pressures up to 10 kbars. J. Geophys. Res., 69 № 6, 1964.

УДК 550.837:218

В. Б. ГАМОЯН

ПОЛЕ РАЗВЕТВЛЕННОГО ИСТОЧНИКА БЛУЖДАЮЩИХ ТОКОВ ПРИ НАЛИЧИИ КОНТАКТА ДВУХ ПОРОД

Как известно, источниками квазистационарных электрических помех на рудниках служат электрифицированные железнодорожные линии в подземных горных выработках [1, 3, 10, 12]. Поле электрических помех определяется геометрическим расположением транспортных выработок, местоположением контактов отрицательного (отсасывающий щит) и положительного (контактный электровоз) полюсов источника постоянного тока с рельсами и геологическим строением участка.

В результате экспериментальных исследований простая модель рассмотренных источников аппроксимирована к «линейно-двухполюсному». Разработан электротехнический эквивалент [4].

Выведены математические формулы, выражающие распространение тока по рельсам и в окружающую среду, распределение поля в однородной изотропной, в однородной анизотропной и в неоднородных средах при простых источниках [4, 5, 6, 7].

Однако, на рудниках сеть электрифицированных узкоколейных железнодорожных линий чрезмерно сложна и на каждом месторождении своеобразна. Ввиду этого приобретает практическую важность изучение характера распределения БТ на простых физико-геологических моделях блоков месторождений.

Настоящая статья посвящена изучению распределения поля блуждающих токов при наличии контакта двух пород на примере одного полиметаллического месторождения Армянской ССР. Оно представлено порфиритами и измененными кварц-порфирами, к контакту которых приурочено оруденение.

Месторождение вскрыто тремя горизонтами подземных выработок. Из них нижний горизонт служит транспортным. Транспортировка руд и пород здесь осуществляется контактными электровозами. Транспортная штольня проходит по порфиритам (интервал пикетов 0 ÷ 800) и кварц-порфирам (интервал пикетов 800 ÷ 1200), пересекает контакт этих двух пород под углом 20°. С пикета 830 транспортной штольни под прямым углом в порфиритах пройден квершлаг (рис. 1). Как в штольне, так и в квершлагге смонтированы рельсовые пути марки «Р-18». В остальных горных выработках горизонта рельсовые пути отсутствуют. В квершлагг поступают рудоспуски из верхнего рудного горизонта.

Контакт отрицательного полюса тяговой сети с рельсами расположен на пикете 110, контакт положительного полюса принят на пикете 830 штольни (в районе рудоспусков), где производятся маневры электровозов.

Для решения поставленной задачи в первую очередь следует определить участки стекания тока из рельсов в окружающую среду и обратного перетекания его в рельсы, на границе которых вне источника поле отсутствует. Искомая граница определяется контактными сопротивлением рельса и местоположением полюсов источника. Контактное сопротивление отрезка рельсового пути (Δl) в пределах одной породы принято постоянным [4].

Принимая рельс стержневым электродом, с полуцилиндрической поверхностью соприкосновения с окружающими породами, можно для сопротивления заземления использовать формулу [12]

$$R_k = \frac{\rho}{2\pi l} \ln \frac{2l}{a}, \quad (1)$$

где ρ — удельное сопротивление среды; l — длина рельса; a — радиус рельса (для рельса марки «Р-18» $a=5$ см). Из формулы (1) следует, что контактное сопротивление при постоянной величине l определяется удельным сопротивлением окружающей среды и радиусом рельса.

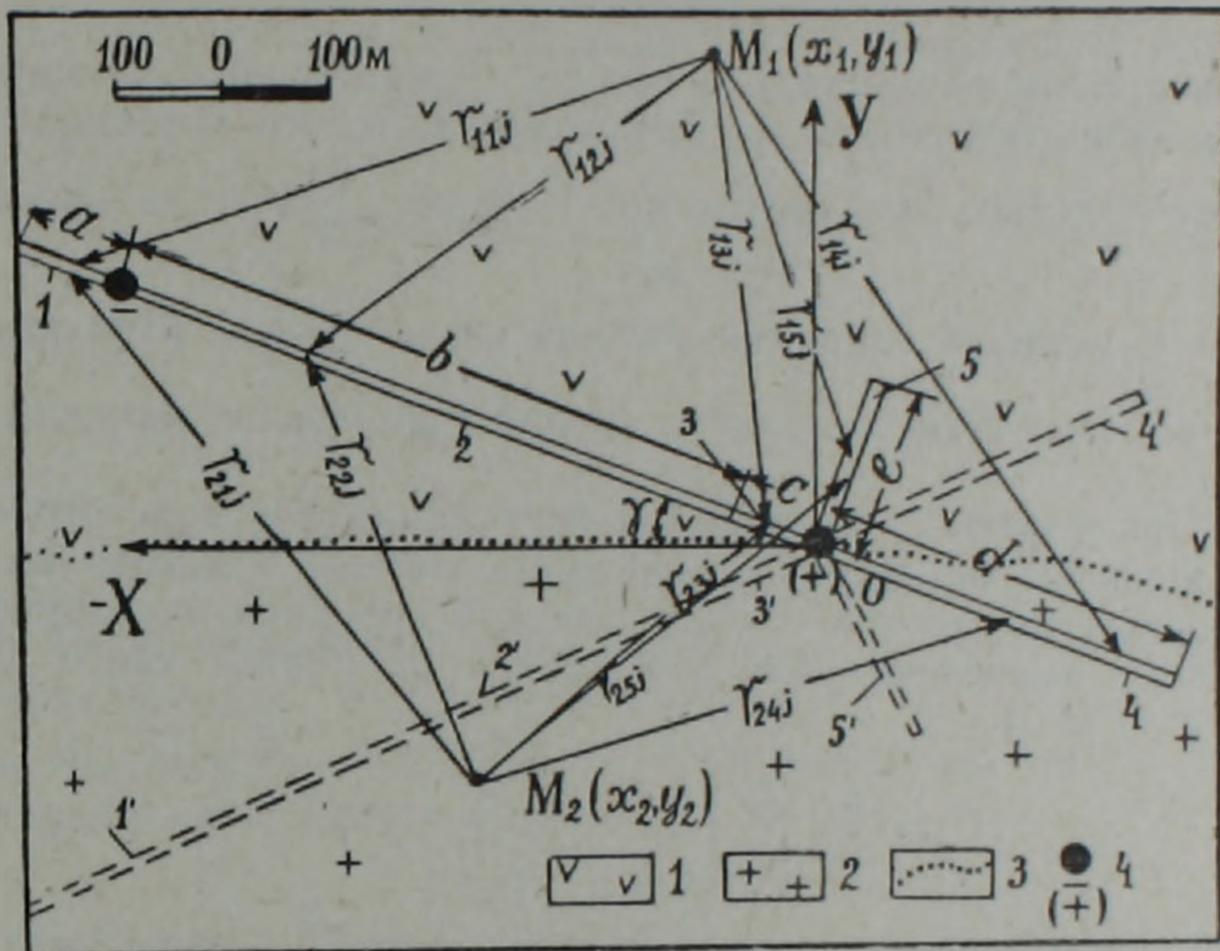


Рис. 1. Геометрическая модель горизонта штольни 16 Ахталъского барит-полиметаллического месторождения. 1—порфириты; 2—кварц-порфиры; 3—контакт порфиритов и кварц-порфиров; 4—точки соединения полюсов источника с рельсами.

Имея расположение полюсов источника и контактное сопротивление отрезков рельса при помощи физического моделирования определена искомая линия с нулевым потенциалом. Исследования проводились в электролитическом баке, заполненном раствором медного купороса с удельным электрическим сопротивлением 5 Ом.м. При модельных исследованиях руководствовались теорией электрического моделирования [11]. Моделью рельса служила стальная проволока.

Сопротивление заземления отрезка рельса в порфиритах в 10 раз больше, чем в кварц-порфирах ($\rho_1/\rho_2=10$). При лабораторных работах вместо того, чтобы создать среду с двумя растворами с удельными сопротивлениями ρ_1 и ρ_2 , что очень трудно осуществить, использовали стальные проволоки разного диаметра ($d_1=1$ мм, $d_2=0,101$ мм), рассчитанные по формуле (1).

В результате лабораторных исследований установлено, что линия с нулевым потенциалом проходит по пикету 740 штольни, примерно по точке пересечения штольни с контактом двух пород.

Для теоретических расчетов выбрана прямоугольная система координат с начальной точкой, совпадающей с положительным полюсом

«линейно-двухполюсного» источника. Требовалось найти выражения для потенциалов в произвольно выбранных точках $P_1 (x_1, y_1, z_1)$ и $P_2 (x_2, y_2, z_2)$, расположенных в порфиригах и кварц-порфирах.

Потенциальные функции должны иметь конечные значения всюду, кроме точек, лежащих внутри источника, удовлетворять уравнению Лапласа и иметь такой вид, чтобы выполнялись условия на границе раздела двух пород, требующие непрерывности потенциала и нормальной составляющей плотности тока. В связи с единственностью решения задачи, удовлетворяющего перечисленным условиям, воспользовались методом зеркального отображения [9]. Обозначены части источника: интервал пикетов $0 \div 110$ штольни—1, $110 \div 740$ —2, $740 \div 830$ —3, $830 \div 1200$ —4, квершлаг—5, их отображения—1', 2', 3', 4', 5' (соответственно) (рис. 1).

При отыскании потенциала в точке P_1 , находящейся в части среды с удельным сопротивлением ρ_1 , предполагалось, что потенциал создается действительным электродом 1 с током $\sum_{j=1}^{n_1} I_{1j}$ и фиктивным электродом 1' с током пока неизвестной силы $\sum_{j=1}^{n_1} I'_{1j}$. При этом принято, что все пространство занято средой с удельным сопротивлением ρ_1 .

Используя формулу определения потенциала для простого «линейно-двухполюсного», источника в однородной среде и исходя из расположения горных выработок и геологической ситуации изучаемого объекта, получено выражение для потенциала от первой части источника в точке $P_1 (U_{11})$.

$$U_{11} = \frac{\rho_1}{4\pi} \sum_{j=1}^{n_1} \left[\frac{I_{1j}}{r_{11j}} + \frac{I'_{1j}}{r'_{11j}} \right], \quad (2)$$

где I_{1j} —ток, протекающий в землю от j -го отрезка рельсового пути; r_{11j} —расстояние между точкой наблюдения P_1 и j -ым отрезком 1-ой части источника; r'_{11j} —расстояние между точкой наблюдения P_1 и j -ым отрезком части 1' мнимого источника.

Для составления выражения потенциала на точке P_2 предполагалось, что этот потенциал создается 1-ой частью «линейно-двухполюсного» источника, также неизвестной силы тока, находящегося в среде с удельным сопротивлением ρ_2 .

$$U_{22} = \frac{\rho_2}{4\pi} \sum_{j=1}^{n_2} \frac{I'_{21j}}{r_{21j}}, \quad (3)$$

где r_{21j} —расстояние между точкой наблюдения P_1 и j -ым отрезком 1-ой части источника.

В формулах (2) и (3)

$$r_{11j} = \sqrt{[x_1 + (b+c+10j-5) \cos \gamma]^2 + [y_1 - (b+c+10j-5) \sin \gamma]^2};$$

$$r'_{11j} = \sqrt{[x_1 + (b+c+10j-5) \cos \gamma]^2 + [y_1 + (b+c+10j-5) \sin \gamma]^2}$$

$$r_{21j} = \sqrt{[x_2 + (b+c+10j-5) \cos \gamma]^2 + [y_2 - (b+c+10j-5) \sin \gamma]^2}.$$

Учитывая граничные условия задачи, определены:

$$I_{ij}'' = k_{12} I_{ij}; \quad I_{ij}' = (1 - k_{12}) I_{ij} \quad (i = 1, 2, 3, 4, 5).$$

Возвращаясь к решению задачи, можно написать выражения для потенциалов точек, лежащих по обе стороны границы раздела от 1-ой части источника, подставляя значения I_{ij}' и I_{ij}'' в формулы (2) и (3).

Таким же образом можно найти формулы, выражающие потенциалы $U_{12}, U_{22}, U_{13}, U_{23}, U_{14}, U_{24}, U_{15}$ и U_{25} в точках P_1 и P_2 от частей 2, 3, 4, и 5 источника тока.

Для 1-ой и 2-ой частей источника

$$I_{ij} = \frac{I_{01} R_p^{j-1} \Omega_{ij}}{\prod_{m=1}^j (R_p + \Omega_{im})}$$

$$I_{01} + I_{02} = I_0 \quad \frac{I_{01}}{I_{02}} = \frac{\Omega_{21}}{\Omega_{11}}$$

для частей 3, 4 и 5

$$I_{03} + I_{04} + I_{05} = I_0$$

$$\frac{I_{03}}{I_{04}} = \frac{\Omega_{41}}{\Omega_{31}} \quad \frac{I_{04}}{I_{05}} = \frac{\Omega_{51}}{\Omega_{41}};$$

I_0 — ток, подаваемый в рельсы; $I_{01}, I_{02}, \dots, I_{05}$ — токи, разветвляющиеся в частях 1, 2, 3, 4 и 5 источника;

$\Omega_{11}, \Omega_{21}, \Omega_{31}, \Omega_{41}, \Omega_{51}$ — общие сопротивления частей источника, определяющиеся по формуле

$$\Omega_{i1} = \frac{(\Omega_{j+1} + R_p) R_k}{\Omega_{j+1} + R_p + R_k},$$

полученной путем использования законов Кирхгофа [2].

Здесь R_p — сопротивление Δl элементарного отрезка рельсового пути;

R_k — сопротивление заземления Δl отрезка пути;

$$a = 2 \ln \left(\frac{1}{2} \sqrt{\frac{R_p}{R_k}} + \sqrt{\frac{1}{4} \frac{R_p}{R_k} + 1} \right),$$

r_{1ij} и r_{2ij} — расстояние точек наблюдений P_1 и P_2 от j -го элементарного отрезка i -ой части источника;

r'_{1ij} и r'_{2ij} — расстояние точек наблюдений P_1 и P_2 от j' -го элементарного отрезка зеркального отображения i -ой части источника.

Пользуясь свойством суперпозиции потенциальных полей, получены формулы, выражающие потенциалы в точках P_1 и P_2 от «линейно-двухполюсного» разветвленного источника:

$$U_{P_1} = \sum_{i=1}^5 U_{1i} \quad (12); \quad U_{P_2} = \sum_{i=1}^5 U_{2i}. \quad (13)$$

Для более наглядного представления распределения поля БТ изучаемой модели с помощью формул (12) и (13) получены потенциалы при $I_0 = 10^2$ А. В результате построена карта потенциала (рис. 2).

Карта характеризуется изолиниями, огибающими полюса источника. Она резко отличается от поля прямого «линейно-двухполюсного» источника, расположенного в однородной среде (рис. 3а).

В первом случае поле характеризуется резкой асимметрией как по оси источника, так и по линии нулевого потенциала.

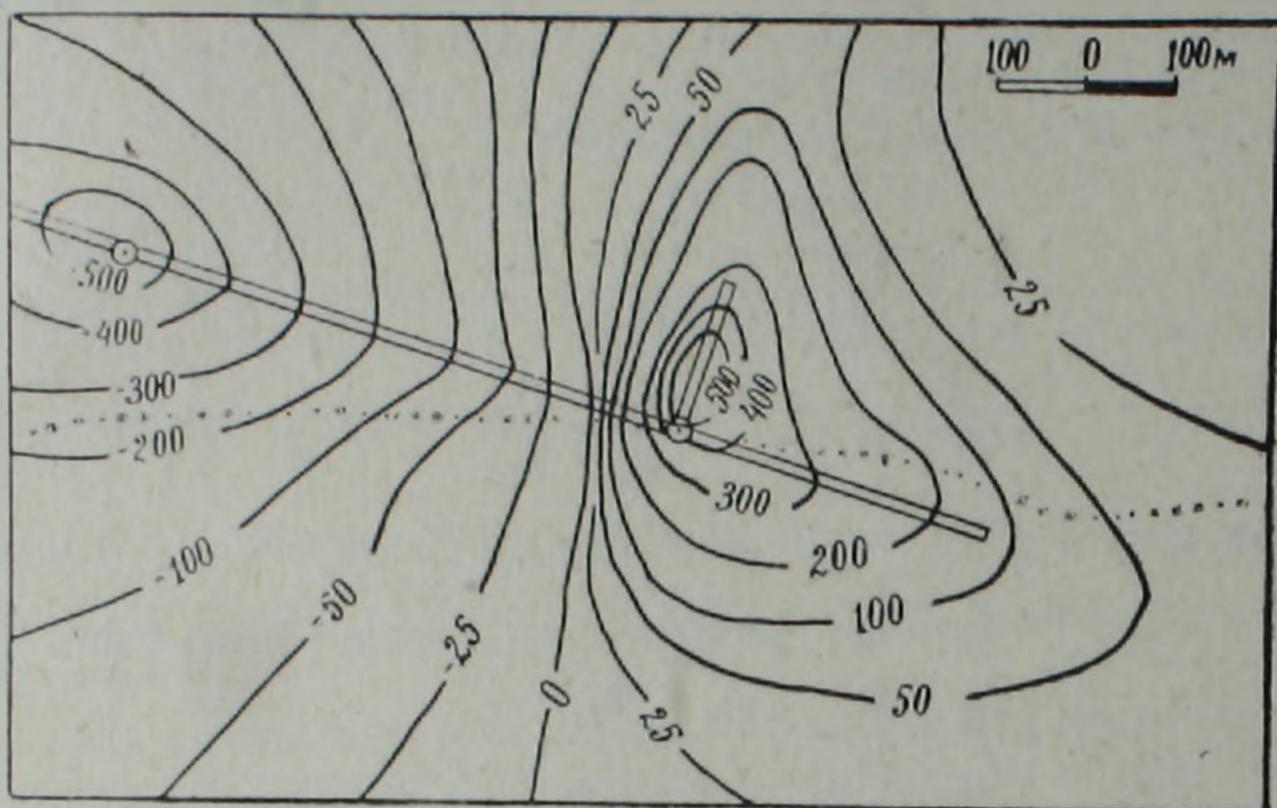


Рис. 2. Карта изолиний потенциала разветвленного источника блуждающих токов при наличии контакта двух пород.

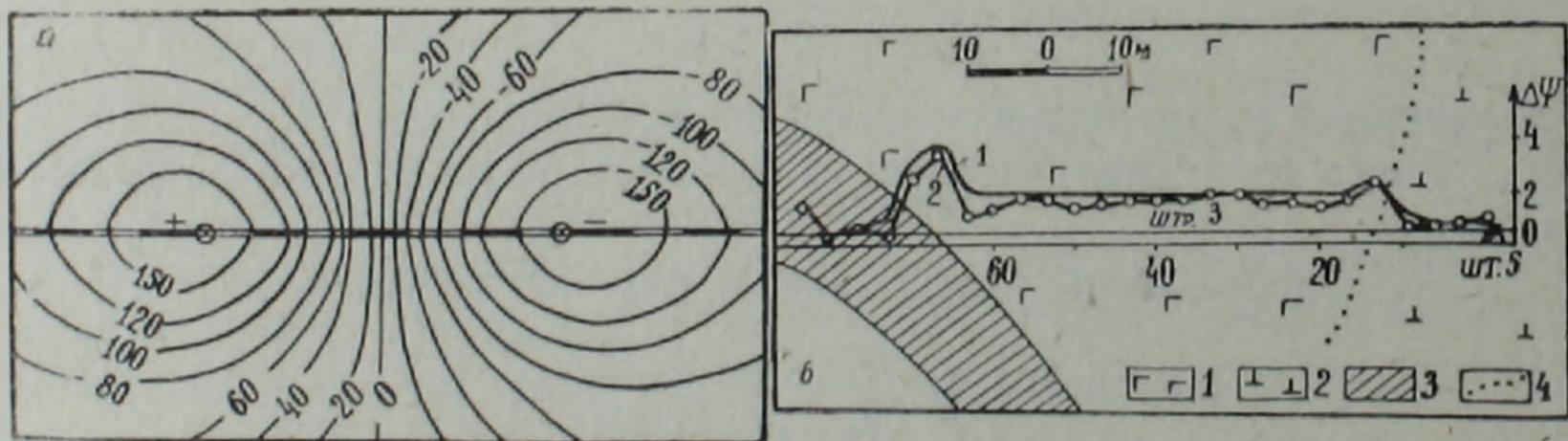


Рис. 3. Поле прямого источника блуждающих токов—а и б—кривые (теоретическая—1 и полевая—2) падения потенциала блуждающих токов при наличии контакта двух пород и хорошопроводящего рудного тела.

1—габбро; 2—перидотиты; 3—рудное тело, 4—контакт габбро и перидотитов.

Ввиду того, что отрицательный полюс источника прямой, расположен в порфиритах (далеко от контакта), поле с отрицательным потенциалом по своему характеру распределения сходно с нормальным.

Положительный полюс источника разветвленный, одной ветвью (квершлаг) расположен в порфиритах с $\rho = 10^3$ Ом.м, другой ветвью— в кварцевых порфирах с $\rho = 10^2$ Ом.м. В силу этого поле резко отличается от нормального. Изолинии более вытянуты вдоль квершлага.

В порфиритах наблюдается сгущение изолиний потенциала, т. е. повышение напряженности.

Полученная карта распределения потенциала может служить основой истолкования аномалий методом БТ на рудных месторождениях при наличии контакта двух пород.

На рис. 3б представлены кривые (теоретическая и экспериментальная) градиента потенциала блуждающих токов, нормированного по базисному пункту.

Выработка пройдена по габбро и перидотитам и пересекает зоны измененных пород. Удельное сопротивление габбро в 8,8 раз больше удельного сопротивления перидотитов и в 14 раз больше удельного сопротивления измененных пород.

Значения параметра $\Delta\psi$ в габбро варьируют в пределах 2÷3 единиц. В перидотитах наблюдается понижение значений изучаемого параметра. Над контактами пород и руд отмечаются скачки кривой.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 5. 03. 1984.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалян С. В., Газарян Г. О., Гамоян В. Б. Подземная электроразведка на рудных месторождениях Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1980.
2. Батыгин В. В., Топтыгин Н. Н. Сборник задач по электродинамике. Госиздфизматлит, М., 1962.
3. Березин Г. И., Семенов М. В. Об использовании полей блуждающих токов для электроразведки флангов разрабатываемых месторождений. Методика и техника разведки, № 86, Л., ОНТИ ВИТР, 1973.
4. Гамоян В. Б. Поле блуждающих токов при наличии плоской вертикальной границы раздела разнородных пород. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1979.
5. Гамоян В. Б. Поле блуждающих токов в анизотропной среде. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1981.
6. Гамоян В. Б. Потенциал поля блуждающих токов при наличии пластообразного тела. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1983.
7. Гамоян В. Б., Бадалян С. В., Лулечян Е. М. Электрическое поле однородно-заряженных перекрещенных пластин. В сб.: Подземная геофизика при поисках и разведке минерального сырья. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1983.
8. Геология Армянской ССР. Том 6. Металлические полезные ископаемые. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1967.
9. Заборовский А. И. Электроразведка. М., Гостоптехиздат, 1963.
10. Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Изд. ЛГУ, 1955.
11. Тетелбаум И. М. Электрическое моделирование. Физматгиз, 1959.
12. Якубовский Ю. В., Ляхов Л. Л. Электроразведка. М., Госгеолтехиздат, 1966.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 75—78, 1985.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК:550.834.01

С. С. СИМОНЯН

ИССЛЕДОВАНИЯ ХАРАКТЕРА СЕЙСМОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ВОДОНАСЫЩЕННОЙ ПОРОДЫ

Лабораторное изучение сейсмоэлектрического эффекта на водонасыщенных горных породах при их деформировании и разрушении представляет значительный интерес. Оно в перспективе открывает воз-

В порфиритах наблюдается сгущение изолиний потенциала, т. е. повышение напряженности.

Полученная карта распределения потенциала может служить основой истолкования аномалий методом БТ на рудных месторождениях при наличии контакта двух пород.

На рис. 3б представлены кривые (теоретическая и экспериментальная) градиента потенциала блуждающих токов, нормированного по базисному пункту.

Выработка пройдена по габбро и перидотитам и пересекает зоны измененных пород. Удельное сопротивление габбро в 8,8 раз больше удельного сопротивления перидотитов и в 14 раз больше удельного сопротивления измененных пород.

Значения параметра $\Delta\psi$ в габбро варьируют в пределах 2÷3 единиц. В перидотитах наблюдается понижение значений изучаемого параметра. Над контактами пород и руд отмечаются скачки кривой.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 5. 03. 1984.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалян С. В., Газарян Г. О., Гамоян В. Б. Подземная электроразведка на рудных месторождениях Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1980.
2. Батыгин В. В., Топтыгин Н. Н. Сборник задач по электродинамике. Госиздфизматлит, М., 1962.
3. Березин Г. И., Семенов М. В. Об использовании полей блуждающих токов для электроразведки флангов разрабатываемых месторождений. Методика и техника разведки, № 86, Л., ОНТИ ВИТР, 1973.
4. Гамоян В. Б. Поле блуждающих токов при наличии плоской вертикальной границы раздела разнородных пород. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1979.
5. Гамоян В. Б. Поле блуждающих токов в анизотропной среде. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1981.
6. Гамоян В. Б. Потенциал поля блуждающих токов при наличии пластообразного тела. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1983.
7. Гамоян В. Б., Бадалян С. В., Лулечян Е. М. Электрическое поле однородно-заряженных перекрещенных пластин. В сб.: Подземная геофизика при поисках и разведке минерального сырья. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1983.
8. Геология Армянской ССР. Том 6. Металлические полезные ископаемые. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1967.
9. Заборовский А. И. Электроразведка. М., Гостоптехиздат, 1963.
10. Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Изд. ЛГУ, 1955.
11. Тетелбаум И. М. Электрическое моделирование. Физматгиз, 1959.
12. Якубовский Ю. В., Ляхов Л. Л. Электроразведка. М., Госгеолтехиздат, 1966.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 75—78, 1985.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК:550.834.01

С. С. СИМОНЯН

ИССЛЕДОВАНИЯ ХАРАКТЕРА СЕЙСМОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ВОДОНАСЫЩЕННОЙ ПОРОДЫ

Лабораторное изучение сейсмоэлектрического эффекта на водонасыщенных горных породах при их деформировании и разрушении представляет значительный интерес. Оно в перспективе открывает воз-

возможности для контроля напряженного состояния не только горных массивов с целью прогноза землетрясения, но и строительных бетонных влагонасыщенных конструкций, находящихся под постоянной или меняющейся во времени и по направлению нагрузкой.

Причина возникновения сейсмоэлектрического эффекта в горных породах, насыщенных жидкостью, обусловлена упругой волной, проходящей через горную породу, при котором электрические сигналы измеряются на боковых гранях образца, по направлению распространения упругой волны. По частотному спектру сейсмоэлектрический эффект аналогичен спектру воздействующей звуковой волны.

Первым эффект «электризации» обнаружил Иванов А. Г. в 1939 г. при распространении упругой волны в поверхностных слоях почвы и назвал его сейсмоэлектрическим эффектом или эффектом Е.

В ИГИС АН Арм. ССР уже несколько лет проводится лабораторное изучение этого явления на водонасыщенных породах вулканического происхождения в зависимости от их напряженного состояния, по методике и аппаратурой, предложенной в работе [4].

Особый интерес для вышеуказанных целей представляют результаты, полученные на водонасыщенных образцах арктического туфа. Кубические образцы размерами 40 мм насыщались дистиллированной водой, где одна половина образцов имела $W=13\%$ насыщенность, а другая половина — $W=23\%$. Влажность в образцах определялась формулой

$$W = \frac{P_2}{P_1} \cdot 100 \%,$$

где P_2 — вес абсорбционной воды в образце; P_1 — вес сухого образца.

Все образцы перед насыщением высушивались до постоянного веса при температуре $t=60-70^\circ\text{C}$. Эксперименты проводились следующим образом:

а) осуществлялось однократное нагружение образцов с указанными двумя значениями влажности до момента разрушения;

б) именно на таких же образцах проводились испытания в пределах упругой деформации под одноосными знакопеременными циклами, т. е. образцы подвергались многократному циклу механического воздействия, где каждый цикл данного воздействия состоит из полуциклов до 50—60% от разрушающей нагрузки и с той же скоростью осуществлялся отпуск нагрузки. Такой процесс повторялся до момента разрушения образцов. Для этой цели использовалась жесткая механическая машина типа ХМЭ-10ТМ, имеющая 10 строго постоянных скоростей перемещения рабочего столика. Предел задающегося одноосного знакопеременного процесса обеспечивается автоматически с помощью бесконтактных выключателей. Ошибка измерения силы силовизмерителя составляет 2—3%, ошибка эксперимента около 3%. Частота воздействия упругой волны на испытываемый образец для генерации эффекта Е равна 10 кГц.

Из результатов, полученных по обоим типам (а и б) экспериментов, выявляются следующие особенности.

С увеличением одноосной нагрузки, которая увеличивается равномерно со скоростью $5 \cdot 10^{-2}$ мм/мин, происходит монотонное падение измеряемых параметров I и E (рис. 1), где I — акустическая интенсивность волны, проходящая через испытываемый образец. При деформировании образцов падение I связано с увеличением поглощаемой способности горной породы по отношению к звуковым волнам, прохо-

дующим через нее, чем и обусловлено падение эффекта E. Наблюдаемые особенности повторялись для обоих случаев насыщения образцов.

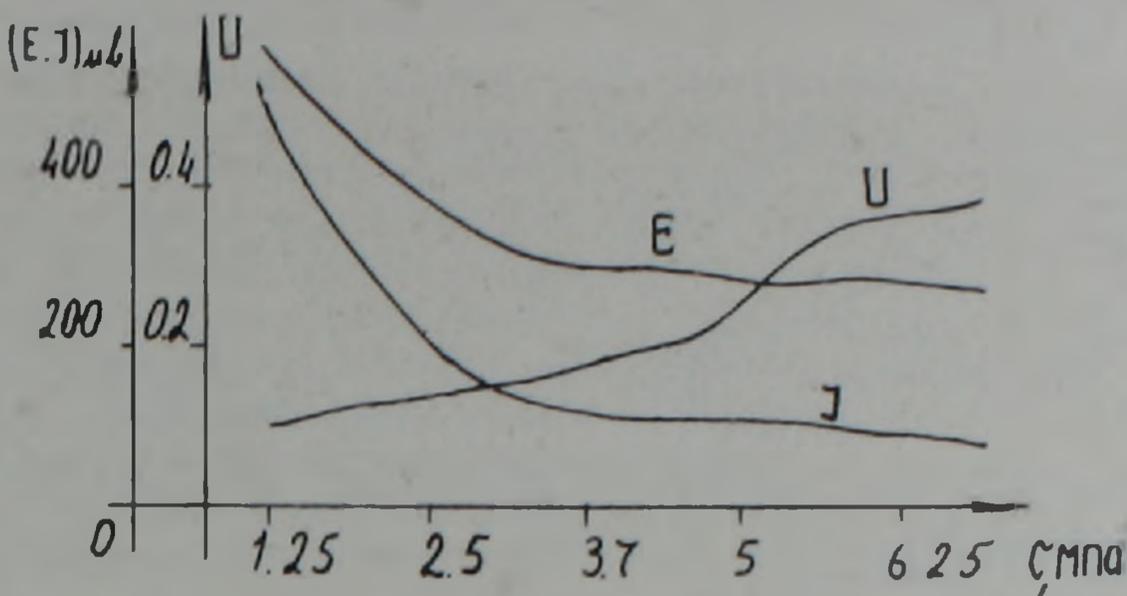


Рис. 1. Изменение сейсмoeлектрического эффекта при однократном нагружении образца: I—интенсивность звуковой волны, E—сейсмoeлектрический эффект.

Как видно из рис. 1, особый интерес, безусловно, представляет безразмерная величина U (где $U = E/I$). Здесь четко выявляется аномальное поведение данного вычисляемого параметра, которое по отношению к акустической интенсивности (I) увеличивается с ростом давления до момента разрушения образца.

Как видно из результатов (рис. 2), полученных на образцах, подвергнутых циклическому испытанию, измеряемые параметры E и I меняются симметрично относительно подаваемых полуциклов, т. е. с ростом нагрузки оба параметра уменьшаются до некоторого значения. В обратном цикле, когда нагрузка постепенно сбрасывается с образца, происходит увеличение E и I до первоначального уровня, при этом такое изменение наблюдается в каждом цикле до момента разрушения образца. Описанный процесс наблюдался на образцах при обоих типах насыщения ($W = 13\%$ и $W = 23\%$). В обоих случаях полученные результаты по характеру не отличаются друг от друга.

С другой стороны, для обоих типов насыщенных водой образцов характер изменения параметров, полученных на одном и том же фиксированном значении нагрузки, после каждого цикла не меняется до

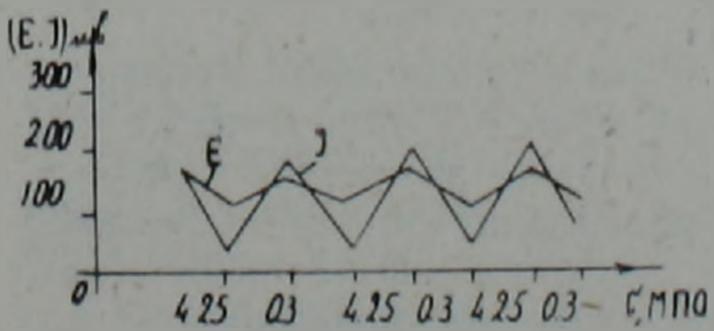


Рис. 2. Изменение измеряемых параметров E и I, при циклическом испытании образца.

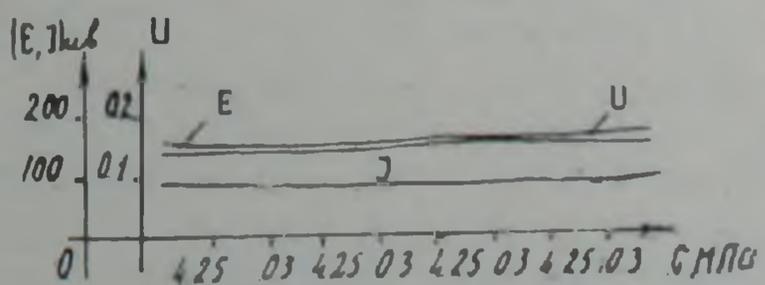


Рис. 3. Изменение эффекта E и U при циклическом испытании образцов, измеряемое при минимальных значениях нагрузки.

момента разрушения образцов (рис. 3). Что касается вычисляемого параметра U , то в этом случае он имеет прямолинейный характер и не меняется в ходе эксперимента.

Итак, по данным настоящих исследований можно установить, что изменения безразмерной величины U связаны с напряженным состоянием образца при однократном нагружении. Вероятная причина падения I в процессе деформирования—это трещины, увеличивающие поглощаемую способность образцов относительно волн, проходящих через нес. При циклическом испытании образцов, судя по значениям параметров E и I , измеряемых по минимальным значениям нагрузки, отношение $E/I=U$ практически не меняется до момента разрушения образца, которое возможно вероятнее всего при наличии обратимых внутрипротекающих процессов в испытываемом образце после каждого полцикла, обуславливающих сейсмоэлектрический эффект.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 26. 01. 1984.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мусаев И. А. Регистрация потенциалов собственной поляризации в скважине, связанных с землетрясениями, и природа естественного электрического поля Земли. Докл. АН СССР, № 5, 1977.
2. Соболев Г. А., Богиевский В. Н., Лементуева Р. А. и др. Изучение механоэлектрических явлений в сейсмоактивном районе. Сб.: Физика очага землетрясения, М., Наука, 1975.
3. Соболев Г. А., Демин В. М. Механоэлектрические явления в Земле. Наука, 1980.
4. Соболев Г. А., Симонян С. С. Изменение сейсмоэлектрического эффекта при деформировании и разрушении горной породы Сб.: Физические аспекты прогнозирования сейсмических явлений. Изд. Дониш, Душанбе, 1984.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 78—81, 1985.

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

О XXV МЕЖДУНАРОДНОМ ГЕОГРАФИЧЕСКОМ КОНГРЕССЕ, (ПАРИЖ, 27—31 АВГУСТА)

Открытие XXV Международного географического конгресса состоялось 27 августа 1984 г. в Большом амфитеатре Сорбонского университета. Приветственным выступлением конгресс открыл министр образования Франции Жан-Пьер Шевенман.

С кратким докладом о деятельности Международного Географического Союза выступил президент Союза проф. А. Мубугундже. Наряду с общей сессией конгресса состоялись также заседания Генеральной ассамблеи МГС, на которых были обсуждены общий и финансовый отчеты Союза. Состоялись выборы в руководящий орган МГС, встречи руководителей делегаций национальных организаций и т. д.

Научная программа на XXV конгрессе МГС, в отличие от прежних конгрессов, была составлена не по отраслям географической науки, а по проблемам. Следует отметить, что обычно в рамках географических конгрессов проходили также конференции Международной картографической ассамблеи. На этот раз, к сожалению, конференция по картографии была организована в г. Перте (Австралия), почти од-

момента разрушения образцов (рис. 3). Что касается вычисляемого параметра U , то в этом случае он имеет прямолинейный характер и не меняется в ходе эксперимента.

Итак, по данным настоящих исследований можно установить, что изменения безразмерной величины U связаны с напряженным состоянием образца при однократном нагружении. Вероятная причина падения I в процессе деформирования—это трещины, увеличивающие поглощаемую способность образцов относительно волн, проходящих через нес. При циклическом испытании образцов, судя по значениям параметров E и I , измеряемых по минимальным значениям нагрузки, отношение $E/I=U$ практически не меняется до момента разрушения образца, которое возможно вероятнее всего при наличии обратимых внутрипротекающих процессов в испытываемом образце после каждого полцикла, обуславливающих сейсмоэлектрический эффект.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 26. 01. 1984.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мусаев И. А. Регистрация потенциалов собственной поляризации в скважине, связанных с землетрясениями, и природа естественного электрического поля Земли. Докл. АН СССР, № 5, 1977.
2. Соболев Г. А., Богиевский В. Н., Лементуева Р. А. и др. Изучение механоэлектрических явлений в сейсмоактивном районе. Сб.: Физика очага землетрясения, М., Наука, 1975.
3. Соболев Г. А., Демин В. М. Механоэлектрические явления в Земле. Наука, 1980.
4. Соболев Г. А., Симонян С. С. Изменение сейсмоэлектрического эффекта при деформировании и разрушении горной породы Сб.: Физические аспекты прогнозирования сейсмических явлений. Изд. Дониш, Душанбе, 1984.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 78—81, 1985.

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

О XXV МЕЖДУНАРОДНОМ ГЕОГРАФИЧЕСКОМ КОНГРЕССЕ, (ПАРИЖ, 27—31 АВГУСТА)

Открытие XXV Международного географического конгресса состоялось 27 августа 1984 г. в Большом амфитеатре Сорбонского университета. Приветственным выступлением конгресс открыл министр образования Франции Жан-Пьер Шевенман.

С кратким докладом о деятельности Международного Географического Союза выступил президент Союза проф. А. Мубугундже. Наряду с общей сессией конгресса состоялись также заседания Генеральной ассамблеи МГС, на которых были обсуждены общий и финансовый отчеты Союза. Состоялись выборы в руководящий орган МГС, встречи руководителей делегаций национальных организаций и т. д.

Научная программа на XXV конгрессе МГС, в отличие от прежних конгрессов, была составлена не по отраслям географической науки, а по проблемам. Следует отметить, что обычно в рамках географических конгрессов проходили также конференции Международной картографической ассамблеи. На этот раз, к сожалению, конференция по картографии была организована в г. Перте (Австралия), почти од-

повременно с Парижским конгрессом, поэтому мне участвовать в работах рабочих групп по картам и атласам окружающей среды не удалось.

Тематика конгресса обсуждалась на шести секциях и трех общих симпозиумах. Функционировали нижеследующие секции и симпозиумы:

1) Развитие среды; 2) Природа и общество; 3) Пространство и общество; 4) Развитие, управление, планирование; 5) Образование и профессиональное обучение; 6) Информация, документация, методы.

Симпозиумы: 1) высокогорные проблемы; 2) география и окружающая среда; 3) картография, география и теледидикация.

Особое заседание было посвящено теме «Применение аудиовизуальных средств при обучении географии».

При конгрессе было организовано несколько выставок: техническая и коммерческая, картографическая, географической литературы и т. д.

В секции 1 обсуждались темы: процессы эрозии и их измерение; человек как агент эволюции физической среды; климатические изменения, происшедшие за последнее время.

В секции 2—использование ресурсов океана; использование и охрана лесов; пресные воды и промышленность.

Секция 3—последние изменения земледелия и сельского населения развивающихся стран; урбанизация в развивающихся странах; тенденция развития сельского хозяйства и населения в индустриальных странах; побочная экономическая активность и урбанизация в индустриальных странах.

Секция 4—расселение и использование земельных ресурсов в странах европейской экспансии со времен Великих открытий; природные ресурсы, развитие и управление; роль администрации в управлении пространством; региональные различия.

Секция 5—развитие географии и образования; роль картографии и географии в образовании;

Секция 6—анализ данных и создание моделей в географии; роль географии в создании банков данных и библиографии, история географии и картографии; подходы и идеологические направления в географии.

В рамках общих симпозиумов обсуждались:

Симпозиум I—демографические, социальные и урбанистические изменения в горах; типы экономической организации в горах (высокогорье и низкогорье); туризм и отдых в горах; экологическое состояние как базис, лимитирующий развитие в горах; изменение окружающей среды в высокогорных районах и послеледниковый период.

Симпозиум II—ландшафт и восприятие; влияние природного потенциала на человеческое общество.

Симпозиум III—роль картографии в восприятии и представлении географического пространства; картография и теледидикация; роль спутников в изучении поверхности Земли.

В отдельной подсекции обсуждались также вопросы применения аудиовизуальных методов при обучении географии.

Одновременно с этим симпозиумом проходили встречи различных постоянно действующих групп при МГС, а именно: биоклиматология; здравоохранение и климат; тропическая климатология и человеческие поселения; география здоровья; география туризма и отдыха.

В последние годы советские и французские географы проводили совместные исследования Альп-Кавказ. Здесь, в Париже, проходили встречи этих групп.

Большой научно-прикладной интерес представляли доклады, посвященные эколого-экономическим вопросам горных областей, из которых следовало, что в настоящее время во всем мире обоснованную тревогу вызывает экономическое положение и благосостояние населения горных районов.

По тематике, охватывающей проблемы гор, было представлено более 36 докладов, посвященных различным природным и социально-экономическим аспектам горных районов. Несколько докладов было посвящено населению и миграционным процессам в горах. В сообщениях отмечались вопросы уменьшения населения в горных районах. Некоторые доклады были посвящены проблеме районирования, доступности и высотным зональным моделям. Обсуждались также вопросы, посвященные значению географического анализа для горных районов. Например, «Роль географических исследований при планировании сельскохозяйственного развития горных районов» (Польша); «Новая политика в отношении преобразования и заселения опустевших горных районов среднегорья» (Франция); «Высотная зональность и сельскохозяйственные работы»; «Программа оздоровления экономики в развитии горных районов в Италии». Несколько докладов были посвящены проблемам туризма и отдыха в горах. Ряд докладов был посвящен проблемам экологии и охране среды горных геосистем и др. При этом необходимо подчеркнуть, что в рамках конгресса был организован специальный симпозиум, посвященный проблемам рекреации, происходивший в Лозанне (Швейцария). Для этого симпозиума мною был представлен доклад «Природные ресурсы отдыха и туризма Закавказья».

Особый интерес вызвала богатая выставка карт и атласов, на которой многие государства мира демонстрировали изданные за последние четыре года картографические произведения. Богатую коллекцию карт и книг демонстрировал и Советский Союз.

Следует отметить, что наряду с многочисленными картами и атласами общегеографического характера на выставке демонстрировалось много карт среды и ее динамики, экологические и др., а также ресурсно-оценочные и карт изменения среды под воздействием человеческой деятельности и охраны природы.

Интересные карты среды и естественных ресурсов были представлены Канадой, Австралией, Чехословакией и др. Так например, австралийцы демонстрировали карту землепользования с довольно оригинальной легендой, на которой были указаны все землепользователи, в том числе земли, предназначенные для военных целей, резервации для аборигенов, природоохранные резерваты и др. Канадцы, к примеру, продемонстрировали карту энергоресурсов, с показом энергетических возможностей солнца, ветра, биогенных источников, карты природоохранных мероприятий территорий, климатического комфорта и т. д.

Индия демонстрировала 3 и 7 тома Национального атласа. При этом, седьмой том был посвящен социально-экономическим проблемам. Здесь были представлены и три тома Национального атласа Финляндии посвященные сельскому хозяйству, рыболовству и промышленности.

На выставке демонстрировалось много планетарных карт, карты аридных областей мира, охраны экосистем мира с нижним пределом деления — биогеографические провинции (193 провинции), а также образцы различных интегральных карт.

Довольно богатый материал демонстрировался на стендах США. Здесь были карты оценки природных ресурсов США, представлены

карты оценки среды, цветные топокарты береговой линии (в масштабе 1:250000), карты, изготовленные по космическим материалам, примеры цифровых карт банков данных и т. д.

Интересны были многочисленные атласы мира специального назначения, например, атлас мира для Австралии и Новой Зеландии. Канада представила атлас льдов канадских морских путей и др.

Турция демонстрировала несколько карт: Османской Империи, административное деление Турецкой республики, карту дорог, планы Стамбула и Анкары и т. д.

В связи с мощным развитием рекреационного дела и экскурсий на выставке демонстрировались различные дорожные атласы, карты туризма и т. д. На стендах социалистических стран, особенно Чехословакии, Венгрии и ГДР демонстрировалось много интересных карт.

Демонстрировалось много оригинальных карт Словацкого национального атласа, в том числе диагностические и прогностические. Здесь иллюстрировались карты ландшафта и оценки окружающей среды: районирование ландшафта по водному балансу, типы рельефа для целей туризма, строительства, путей сообщений, населенных пунктов и технических объектов. Много оригинальных оценочных карт: географические типы окружающей среды; геологические типы окружающей среды; типы ландшафта с точки зрения санитарной чистоты питьевой воды; здоровья населения; типы ландшафта в зависимости от эксплуатации почвенных фондов; развития позитивных элементов окружающей среды, негативных элементов окружающей среды, геоэкологические типы окружающей среды; социально-экономические типы окружающей среды; охраняемые территории; потенциал ландшафта с точки зрения структуры населенных пунктов, и т. д. Венгрия представила различные карты и атласы планетарного охвата.

На выставке демонстрировались также различные карты и атласы геополитического характера; так например, Атлас морской политики в юго-восточных азиатских морях: карты с текстом «Юго-восточные азиатские моря и мир»; с характеристиками физических и химических параметров морей, в том числе карты неорганический фосфор, общий фосфор, мангровые леса островов и т. д. В этих атласах приведены карты торговли нефтью и газом, танкерного движения 1980-х гг. и т. д. Много интересных данных можно было видеть в атласе использования морей в северной части Тихого океана. Здесь приводятся также карты живых ресурсов, загрязнения, научных исследований, оценки среды океана и др.

Знакомство с картографической выставкой привело нас к заключению, что мы не располагаем достаточной информацией о многочисленных работах, проводимых во всем мире, которые могли бы быть использованы при составлении карт и атласов оценки среды, ее рационального использования, охраны природы и т. д.

В рамках конгресса проходили предконгрессовские и послеконгрессовские симпозиумы и экскурсии.

Местом проведения следующего 26 конгресса, выбрана Австралия, представитель которой избран Президентом МГС.