

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

ԽՄՐԱԴՐԱԿԱՆ ԿՈՂՆԴԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր),
տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդա-
սարյան, երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ.
Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանր. գիտ.
թեկն. Խ. Տ. Միրիջանյան, երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Է. Ա. Ռոս-
տոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Ա. Ա. Ֆա-
րամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян (ответственный редактор),
член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Баг-
дасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, академик АН Арм. ССР А. А.
Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, канд. геол.-мин. наук
Р. Т. Мириджанян, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), канд.
геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (заместитель ответственного редактора),
канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

Խմբագրութեան հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Բարեկամութեան 24 ա.

Адрес редакции: 375019, Ереван 19, Барекамутян, 24а

© Издательство АН Арм. ССР
Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1981

ԳԾԽ 409

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ա. Տ. Ասլանյան, Կ. Գ. Շիրինյան, Ա. Ա. Կառապետյան. Զրարերի հանքավայրի պերլիտեն-
րում հայտնաբերված գրանիտոիդային ներփակման պետրոգրաֆիան, քիմիզմը և
հրամետամորֆիզմի յուրահատկությունները 3

Ա. Ի. Կառապետյան, Վ. Հ. Պարոնիկյան, Հ. Ա. Թումանյան. Ալավերդի-Շամլուղ-Ախթալա
հանքային հանգույցի և Ալավերդու հանքային շրջանի նրան հարող մասերի հան-
քարերության քանակական կանխատեսման փորձ 15

Ռ. Հ. Սարգսյան, Ս. Հ. Աշիֆզյոզյան, Ս. Ա. Զոհրաբյան, Հ. Գ. Միրզոյան. Նոր տվյալներ
Ղափանի հանքային շրջանի ստրուկտուրայի մասին 28

Յու. Պ. Սրովեցկի, Գ. Վ. Եզուրկինա. Կենտրոնական Հայաստանի խորքային մագմատիկ
դիապիրիզմը 41

Բ. Ց. Երեմյան. Կովկասի հարավ-արևելյան մասի խզումնային սելսմոզեն գոտիները 46

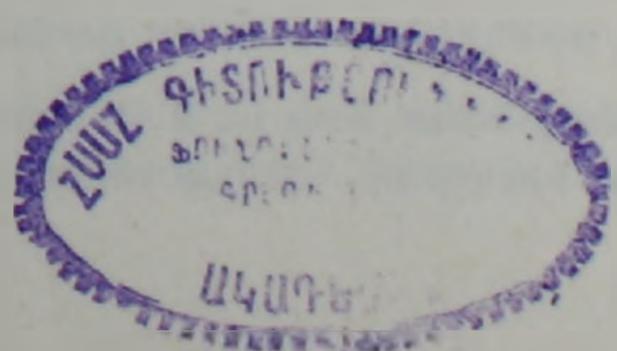
Ռ. Հաբիրյանցու, Գ. Կրիստոֆ. Սիլիկատների տարբեր ստրուկտուրաներում թերմոդինամիկ
իզոտոպային էֆեկտների հետազոտությունը 56

Հ Ա Մ Ո Ւ Ռ Ց Հ Ա Ղ Ո Ր Դ Ո Ւ Մ Ն Ե Ր

Մ. Ա. Կուկուլյան. Կապարի սուլֆոանտիմոնիտների առաջացման հաջորդականությունը և
նրանց բյուրեղացման պայմանները Մարջանի բազամետաղային հանքավայրի
օրինակով 68

Գ. Ս. Զրբաշյան. Հալոցքային ներփակումների հոմոգենացման ջերմաստիճանների շա-
փումների ժամանակ թերմոգրադիենտի ուղղման որոշումների մեթոդիկայի
վերաբերյալ 75

Վ. Խ. Պողոսյան. Հանդաֆտային-ֆացիալ պրոֆիլավորումը որպես լեռնահովանի լանդ-
շաֆտների ուսումնասիրման մեթոդ (Մաղկաձոր գետի հովտի օրինակով) 83

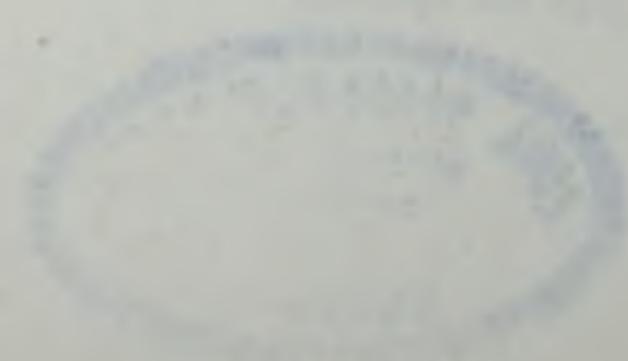


СОДЕРЖАНИЕ

<i>А. Т. Асланян, К. Г. Ширинян, С. Г. Карапетян.</i> Петрография, химизм и особенности пирометаморфизма гранитоидного включения в перлитах Джраберского месторождения	3
<i>А. И. Карапетян, В. О. Пароникян, Г. А. Туманян.</i> Опыт количественного прогноза оруденения рудного узла Алаверди—Шамлуг—Ахгала и прилегающих частей Алавердского рудного района	15
<i>Р. А. Саркисян, С. О. Ачикгёзьян, С. А. Зограбян, Г. Г. Мирзоян.</i> Новые данные о структуре Кафанского рудного района	28
<i>Ю. П. Оровецкий, Г. В. Егоркина.</i> Глубинный магматический диапиризм Центральной Армении	41
<i>Б. Ц. Еремян.</i> Разрывные сейсмогенные зоны юго-восточной части Кавказа	46
<i>Р. Хаберландт, Г. Кристов.</i> Исследование термодинамических изотопных эффектов в различных структурах силикатов	56

Краткие сообщения

<i>М. А. Кукуляч.</i> Последовательность выделения сульфогимонитов свинца и условия их кристаллизации на примере Марджанского полиметаллического месторождения	68
<i>Д. С. Джерблячян.</i> К методике определения поправки на термоградиент при замерах температур гомогенизации расплавных включений	75
<i>В. Х. Погосян.</i> Ландшафтно-фациальное профилирование как метод исследования горно-долинных ландшафтов (на примере долины р. Цахкадзор)	83



УДК: 553.535 : 552.11 (479.25)

А. Т. АСЛАНЯН, К. Г. ШИРИНЯН, С. Г. КАРАПЕТЯН

ПЕТРОГРАФИЯ, ХИМИЗМ И ОСОБЕННОСТИ ПИРО- МЕТАМОРФИЗМА ГРАНИТОИДНОГО ВКЛЮЧЕНИЯ В ПЕРЛИТАХ ДЖРАБЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В статье излагаются петрографические, минералогические и химические особенности включения гранитоидной породы, вынесенной на поверхность липаритовой магмой в районе Джраберского месторождения перлитов. Детальное изучение включения позволяет считать его аналогом тоналитовых интрузий доверхнеконьякского возраста, широко развитых в зоне сочленения Севано-Ширакского синклиория и Цахкуняцкого горст-антиклинория. Рассматриваются последствия температурного воздействия липаритовой магмы на включение и на основании особенностей термометаморфизма минералов и использования имеющихся результатов экспериментальных исследований по выплавлению и кристаллизации гранитоидных расплавов в различных Р-Т условиях, а также известных данных по изучению газовой-жидких расплавных включений, восстанавливается приблизительная картина той термодинамической обстановки, в которой протекали контактовые изменения гранитоидной породы под влиянием липаритовой магмы.

Включения в вулканических породах несут определенную информацию о составе глубинного вещества земной коры и верхней мантии и, в частности, позволяют судить об особенностях метаморфизма глубинных пород под влиянием транспортировавших их магм и получить представление о физико-химическом состоянии магматических расплавов на путях их подъема к дневной поверхности.

В этой связи каждая находка включений глубинных пород, вынесенных на поверхность при вулканических извержениях, заслуживает тщательного изучения.

Недавно А. Т. Асланяном в пределах развития известного плейстоценового комплекса липаритовых пород (липариты, перлиты, обсидианы), в районе с. Джрабер, по дороге Ереван-Севан, была обнаружена глыба крупнозернистой гранитоидной породы с припаянным к ней слоем светло-серого перлита.

Глыба эта была обнаружена в осыпи (в глыбовом делювии), состоящей исключительно из обсидианов и перлитов, прослеживаемых вдоль карниза коренных черных обсидианов, эффектно выступающих в верхней части правого склона ущелья Ашридзор, ниже селения Джрабер, у новой автострады Ереван-Севан, в 4,5 км к З-ЮЗ от вершины четвертичного вулкана Гутансар.

Включения гранитоидных пород в дальнейшем были обнаружены также в перлитах и обсидианах юго-западного подножья вулканов Гутансар, Атис, севернее с. Нурнус и в других участках района.

Краткая геологическая характеристика района находки включения

В районе, где было обнаружено включение, да и во всей левобережной полосе р. Раздан, коренные выходы гранитоидных интрузий не известны.

По данным геологических съемок, здесь под плио-плейстоценовыми вулканогенно-осадочными образованиями, пользующимися в районе широким распространением, залегают сильно размытый эрозионно-расчлененный комплекс песчано-глинистых отложений сармата и более древние—среднемиоценовые соленосные отложения. Складчатый комплекс сарматского яруса полого перекрывается светло- и темно-серыми андезито-базальтовыми лавами и их ошлакованными разностями, обнажающимися в ущелье р. Раздан (в районе с. Нурнус), в долине р. Кетран и на северных и южных склонах Капутанского отрога г. Атис. Указанные породы вместе с сарматскими отложениями в ряде мест прорваны штоками и дайками андезито-базальтов-андезитов: у сел. Нурнус сармат пересекается дайкообразным телом черного андезито-базальтового агломерата (К/Аг возраст 6 млн. лет) и штоком роговообманковых андезитов с ксенолитами апатит-магнетитовой руды и меланократовых пород, аналогичных ксенолитам, описанным А. С. Остроумовой [12] из андезитовой дайки р-на с. Капутан (К/Аг возраст дайки 5—6 млн. лет).

В районе с. с. Гюмуш и Авазан сарматские отложения прорываются одноименными куполами липарито-дацитового состава, имеющими возраст 4,5—5 млн. лет. [8].

За этими образованиями следуют долеритовые базальты верхнего плиоцена, абсолютный возраст которых 3,5 млн. лет [1]. Последние у с. Нурнус подстилают и фациально замещают свиту диатомитов, в которых П. П. Гамбаряном был найден зуб плиоценового гиппариона [7].

В среднем течении бассейна р. Раздан долеритовые базальты кверху сменяются черными пористыми андезито-базальтами, в которые у кур. Арзни и у сел. Нор Гехи врезана галечная терраса (+110 м), сопоставляемая с советашенской террасой апшеронского возраста.

На размытой поверхности диатомитов, с перерывом, располагается нурнусский поток андезито-базальтов (абсолютный возраст 1,7—1,8 млн. лет), который к востоку от сел. Нурнус уходит под липаритовый комплекс вулкана Гутансар. Далее, в каньоне р. Раздан, вблизи сел. Нурнус, у Гюмушской ГЭС и сел. Арзни, под разрезом четвертичных образований на глубине 65—70 м ниже русла реки залегают галечники, над которыми расположены андезито-базальты с ксеногенным кварцем, с прубой столбчатой, а в верхней части шагреновой поверхностью. Он относится к нижнему плейстоцену (Бжнийский поток, по А. Т. Аслаяну).

Вблизи Гюмушской ГЭС на этих андезито-базальтах залегают галечники, за которыми выше следуют диатомиты, а за диатомитами вновь галечники (конгломераты). Выше, на размытой поверхности конгломератов и диатомитов располагаются породы липаритовой формации (обсидианы, перлиты, липариты, литоидные пемзы), возраст которых, определенный трековым методом, составляет 310 тыс. лет. Описываемое включение гранитоидной глыбы вынесено указанными вулканистами (перлитами). Центры извержения пород липаритовой формации представлены двумя крупными (Атис, Гутансар) и двумя небольшими (Алапарс, Фонтан) конусовидными и куполовидными вулканическими

сооружениями, а также трещинными экструзивными образованиями района с. Джрабер.

Формация вулканитов, связанная с указанными центрами, отличается от аналогичных вулканитов среднеплиоценового возраста районов с. с. Гюмуш и Авазан большим объемом продуктов извержения (преимущественно перлитов и обсидианов), их хорошей сохранностью и рядом петрографических и петрохимических особенностей [8].

По своему строению Гутансар и Атис являются уникальными вулканическими сооружениями, названными нами *совмещенными вулканами*.

Гутансар морфологически представляет собой правильный конус с диаметром основания около 3 км и высотой 400 м. На вершине имеется воронкообразный кратер с диаметром по гребню около 600 м и глубиной 50—65 м. Несмотря на кажущуюся простоту морфологической формы, Гутансар является сложным, двухъярусным сооружением. Нижний ярус вулкана сложен перлит-пемзовыми пирокластами и излияниями липарит-обсидианов, сменяющихся кверху липарито-дацитовыми эвтакситовыми лавами. Верхний ярус вулкана образовался после определенного перерыва, вследствие эксплозивно-эффузивной активности андезито-базальт-андезитовой магмы. Эксплозивная активность вулкана отмечена вершинным кратером и небольшими шлаковыми конусами на южном склоне.

Указанная последовательность вулканических событий повторяется и на вулкане Атис, пьедесталом для которого до высоты 2000 м служат нижне-среднеплиоценовые вулканогенно-обломочные породы андезито-базальт-андезитового состава, прорванные многочисленными дайками. Наиболее крупной из них является так называемая Капутанская дайка. На размытой поверхности указанных образований залегают породы липаритовой формации, представленные снизу вверх перлитовой пирокластикой, липаритовыми потоками, перлит-обсидиановыми агломератами, липарито-дацит—дацитами. Впоследствии, как и на Гутансаре, кислые вулканиты прорываются андезит—андезито-базальтовыми лавами, центры которых отмечены сильно размытыми шлаковыми конусами (Тек, Текблур, Харамблур).

Особенности строения вулканов Гутансар и Атис возможно являются следствием уникального пространственного совмещения двух разновозрастных и разноглубинных очагов. Причем, если липаритовая магма образовалась в результате выплавления гранито-метаморфического фундамента земной коры, то андезито-базальт-андезитовая—вследствии дифференциационно-ассимиляционных преобразований первичных подкоровых расплавов базальтового состава [2].

Особенности петрографии, состава и контактовых изменений включения

Вынесенный липаритовой магмой на поверхность обломок интрузивной породы представляет угловатый по форме массивный ксенолит,

размером 15 см в поперечнике, к которому на площади 50 см² крепко припаяна корочка слегка вспученного светло-серого перлита.

Гранитоидная порода имеет порфировую структуру; на светло-серой полнокристаллической массе, сложенной из полевого шпата и кварца, отчетливо выделяются довольно крупные (до 5 мм) идиоморфные кристаллы темно-бурого биотита и несколько уступающего ему по размерам амфибола.

Под микроскопом количественный минеральный состав породы представлен (в %): плагиоклазом—56,2, биотитом—16,2, амфиболом—8,5, кварцем—15,1, рудными и акцессорными минералами ~ 4,0.

Приведенное соотношение минералов, согласно принятой Международной классификации, показывает, что включение интрузивной породы имеет состав кварцевого диорита-тоналита.

Такой вывод подтверждается также химическим анализом породы (I) и числовыми характеристиками по А. Н. Заварицкому (II):

SiO_2 —63.62, TiO_2 —0.59, Al_2O_3 —17.89, Fe_2O_3 —3.16,
(I) FeO —1.14, MnO —0.05, CaO —5.50, MgO —2.30, Na_2O —3.70,
 K_2O —1.30, P_2O_5 —0.23, H_2O —0.72, ппп—0.43, Сумма—100,33.

$a = 10.3$, $c = 7.0$, $b = 8.2$, $s = 74.5$, $f' = 46.6$, $m' = 48.3$,
(II) $a = 5.1$, $n = 81.0$, $\varphi = 32.0$, $Q = 21.4$, $a/c = 1.47$.

Плагиоклаз—преобладающий минерал в породе, представлен полисинтетическими двойниками по альбитовому и периклиновому законам. Наибольшие по длине кристаллы достигают 2 мм; состав отвечает андезину (№ 32).

Биотит в породе образует крупные кристаллы в виде табличек; цвет—буро-красный. В удлиненных разрезах, где видна спайность, минерал плеохроирует от буро-красных до желтовато-зеленых тонов.

Роговая обманка представлена идиоморфными короткопризматическими зернами размером 0,2—0,5 мм в длину. Отдельные длиннопризматические кристаллы достигают величины 1,3 мм, имеют неровные края, плеохроируют от темно-бурых до желтовато-зеленых тонов. По оптическим константам отвечают обыкновенной роговой обманке. Как биотит, так и роговая обманка опацизированы.

Кварц—третий по значимости минерал в породе, представлен в виде неправильных ксеноморфных зерен размерами до 1,5 мм, заполняющих интерстиция ранее выделившихся минералов. Рентгенографические данные указывают на его принадлежность к низкотемпературному—альфа-кварцу.

Акцессорные минералы представлены, в основном, рудным минералом, цирконом, сфеном и апатитом.

Состав и структурно-текстурные особенности перлита

Как видно из нижеприведенного химического анализа, магма, транспортировавшая обломок кварцевого диорита, имеет состав липари-

та. Согласно систематике А. А. Маракушева [11], основанной на кремнекислотности и щелочности пород, анализированный образец перлита по своему составу является переходным от нормальных липаритов к трахилипаритам: SiO_2 —71.42, TiO_2 —0.33, Al_2O_3 —12.59, Fe_2O_3 —1.00, FeO —0.52, MnO —0.07, MgO —0.60, CaO —1.40, Na_2O —3.50, K_2O —4.50, H_2O —0.29, P_2O_5 —0.04, S —0.07, Cl —0.28, *п.п.п.*—3.26, сумма—99.87. Под микроскопом структура перлита гиалиновая с переходом к микрофельзитовой. Текстура стекла ажурно-волоконистая с многочисленными завихрениями, в особенности вблизи зоны контакта с кварцевым диоритом. Отдельные участки стекла имеют типичную микроперлитовую отдельность. В скрещенных николях местами отмечаются мельчайшие сферолиты, образовавшиеся вследствие девитрификации стекла. Окраска стекла от почти бесцветного до светло-желтого. В зоне контакта стекло приобретает желтую окраску. Здесь же меняются структурные и текстурные особенности стекла: структура становится гиалиновой и признаки микрофельзитового строения не наблюдаются; исчезают также ажурно-волоконистая и перлитовая текстуры и связанная с последней сферолитовая кристаллизация. В стекле появляются скопления железистых минералов, вследствие чего отдельные ее участки приобретают темно-желтую или бурую окраску. Все структурные новообразования стекла располагаются параллельно или субпараллельно граням кристаллов (рис. 1).

По микротрещинам породы, по границам минералов и, прежде всего, по границам кварца и полевого шпата, наблюдается проникновение липаритового стекла в интрузивную породу. Проникая в микротрещины кристаллов и разделяющие их поверхности, стекло гранулируется, как бы распадается на мелкие зерна, имеющие округлые, продолговатые, каплевидные, овальные формы (рис. 1).

Особенности пирометаморфизма включения

Детальное изучение включения кварцевого диорита (тоналита) под микроскопом позволило выявить целый ряд признаков явления пирометаморфизма.

Первое, что обращает на себя внимание, это резкое увеличение трещиноватости минералов и, прежде всего, кварца и плагиоклаза, причем не только в зоне непосредственного контакта с расплавом, но и в породе в целом.

Все трещинки заполнены стеклом; последнее, как бы заново «оклеивая» растрескавшиеся кристаллы, придает им мозаичный облик. С проникновением расплава в трещинки минералов связано явление микросмещения отдельных столбиков кристаллов, как бы «протаскивание» их расплавом.

Отдельные участки кристаллов имеют волнистое угасание, что является следствием определенных механических деформаций. Проникновение расплава в трещинки и вызванные этим явлением механические

деформации свидетельствуют о большом давлении магматического расплава, по крайней мере в зоне контакта с интрузивной породой.

Границы стекла с кварцем и плагиоклазом резкие, большей частью извилистые. Иногда стекло, глубоко проникая в зерна кварца и плагиоклаза, образует в них небольшие заливы. Детальные минералогические исследования показывают, что проникновение расплава происходило, как правило, вдоль механически наиболее нарушенных частей — ослабленных участков породы, к которым относятся стыки минералов и отдельности внутри них (в плагиоклазах плоскости второго и третьего пинакоидов). В контакте со стеклом углы кристаллов плагиоклаза и кварца обычно сглажены. Часто кварц и плагиоклаз теряют характерные кристаллографические очертания и становятся ксеноморфными.

Там, где нет непосредственного контакта липаритового расплава с минералами, плавление кристаллов не наблюдается. Исключение составляют кристаллы кварца, которые оплавлены повсеместно. Такое обстоятельство, видимо, связано с общим прогревом интрузивного обломка под влиянием контактировавшего с ним магматического расплава и, естественно, со сравнительно низкой температурой плавления кварца, и если в границах контакта кварца с другими минералами в обязательном порядке наблюдается вторичное стекло, то, несомненно, таковое образуется за счет плавления кварца.

С общим прогревом интрузивной породы, видимо, связано и другое явление — замутнение кристаллов плагиоклаза. Замутнение характерно для всех кристаллов плагиоклаза и вызвано присутствием в них многочисленных мельчайших темных частиц. Это явление не имеет равномерного характера; оно особенно интенсивно проявлено по плоскостям спайности и вдоль микротрещин, причем отдельные участки кристаллов иногда остаются совершенно свежими. В кристаллах с двойниковой структурой замутнение наблюдается иногда только в той части двойника, которая находится в контакте с расплавом. И вообще замутнение кристаллов плагиоклаза наиболее интенсивно проявлено в приконтактовых с расплавом зонах плагиоклаза. Мак-Грегор [16] подобную замутненность объясняет выделением железорудных минералов, ранее входивших в твердый раствор с плагиоклазом, вызванным термальным метаморфизмом.

Отмеченные выше явления опацизации минералов в интрузивной породе имеют важное значение для определения геологического положения интрузивов и оценки глубины захвата включения излившейся на поверхность магмой.

Опацизация наиболее интенсивно проявлена в кристаллах роговой обманки, вследствие чего мелкие кристаллы этого минерала почти нацело превращены в *опацит*. Крупные кристаллы роговой обманки и биотита (> 1 мм) распадаются на агрегаты плагиоклаза, ромбического пироксена и магнетита.

Изложенный выше материал позволяет нам прийти к определенным геологическим и петрологическим выводам.

Прежде всего следует отметить, что отчетливо проявленные во включении тоналитовой породы признаки термометаморфизма не оставляют



Рис. 1

Рис. 1. Микроструктура контактовой части перлитового стекла с кварцевым диоритом. Без анализатора. $d = 2,3$ м.

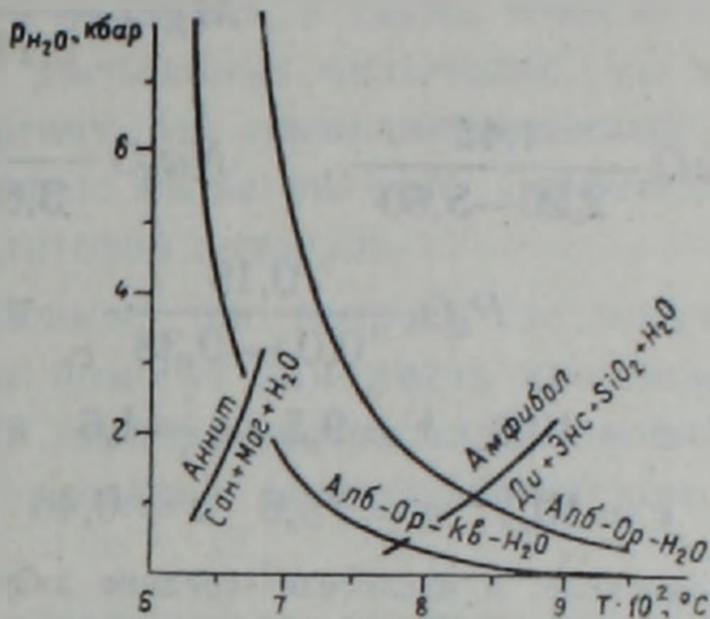


Рис. 2

Рис. 2. P_{H_2O} — T —диаграмма, иллюстрирующая взаимоотношения кривых плавления Алб—Ор—Кв— H_2O и Алб—Ор— H_2O с кривыми устойчивости аннита и амфибола.

сомнения о ее глубинном происхождении, иначе говоря, о выносе ее из таких глубин земной коры, где липаритовая магма длительное время находилась в контакте с интрузивной породой. Предположение о том, что обломок интрузива мог быть захвачен липаритовой магмой на земной поверхности отпадает, т. к. в условиях быстрого остывания липаритовой магмы, о чем свидетельствует ее гнабиновая структура, говорить о термометаморфизме не приходится.

Отмеченные нами особенности химизма и минерального состава включения дают основание считать его представителем пород тоналитовой формации, достаточно распространенной в зоне сочленения Севано-Ширакского синклинория и Цахкуняцкого горст-антиклинория, в 20—30 км к северу от месторождения перлитов.

Указанный формационный комплекс детально изучен Р. Л. Мелконяном, Б. М. Меликсетяном, Р. А. Хоренян, З. О. Чибухчяном [10].

Согласно данным указанных исследователей, эта формация представлена тоналитами и кварцевыми диоритами с тенденциями перехода в сторону гранодиоритов (для жильных дериватов кислого состава).

Химические особенности пород тоналитовой формации подробно изучены З. О. Чибухчяном.

Ниже приводятся данные о среднем составе пород тоналитовой формации (I) и числовые характеристики А. Н. Заварицкого по ним (II), полученные по 7 анализам пород Анкаванской, Такарлинской и Мирак-

ской интрузивных массивов, любезно предоставленные З. О. Чибухчаном.

$$\begin{aligned}
 & \text{(I)} \quad \text{SiO}_2 \frac{64,89}{63,27-66,58}, \quad \text{TiO}_2 \frac{0,52}{0,43-0,57}, \quad \text{Al}_2\text{O}_3 \frac{15,06}{13,45-16,30}, \\
 & \quad \text{Fe}_2\text{O}_3 \frac{4,01}{2,93-6,93}, \quad \text{FeO} \frac{2,54}{1,60-4,44}, \quad \text{MnO} \frac{0,11}{0,04-0,19}, \\
 & \quad \quad \quad \text{MgO} \frac{1,54}{0,18-3,13}, \\
 & \quad \text{CaO} \frac{4,42}{2,20-5,60}, \quad \text{Na}_2\text{O} \frac{3,87}{3,80-4,50}, \quad \text{K}_2\text{O} \frac{1,90}{1,30-2,75}, \\
 & \quad \quad \quad \text{P}_2\text{O}_5 \frac{0,19}{0,00-0,38}, \quad \text{п.п.п.} \frac{1,02}{0,44-2,12}. \\
 & \text{(II)} \quad a = 10,2 \quad b = 9,5 \quad c = 4,6 \quad s = 74,7 \quad f' = 62,3 \quad m' = 27,6 \\
 & \quad \quad \quad c = 10,1 \quad n = 75,6 \quad t = 0,46 \quad \varphi = 36,2 \quad a/c = 2,2 \quad Q = 25,4.
 \end{aligned}$$

Примечание. в числителе—средние значения, в знаменателе—пределы колебаний.

Минеральный состав интрузии тоналитовой формации представлен плагиоклазом (№ 25--50), кварцем, биотитом, роговой обманкой; иногда в весьма малых количествах присутствуют ортоклаз или калий-натровый полевой шпат (промежуточный ортоклаз), из акцессорных минералов—магнетит, ильменит, апатит, циркон и др.

Интрузивные породы тоналитовой формации представляют собой штокообразные, пластообразные, дайкообразные тела, внедренные либо в ядра антиклинальных структур, либо в зону Анжаванского разлома [10].

По данным А. Т. Асланяна, возраст их доверхнеконьякский (они прорывают вулканогенную толщу нижнего сенона и имеют гальку в базальных конгломератах верхнего коньяка), что, помимо геологических данных, подтверждается и радиогеохронологическими определениями.

Приведенные сопоставления дают основание считать, что распространенность интрузивных пород тоналитовой формации не ограничивается границами Базумо-Памбакской области.

Факт выноса липаритовой магмой на земную поверхность достаточно крупного и метаморфизированного обломка тоналита дает основание полагать, что интрузии этого семейства протягиваются в левобережную зону р. Раздан, где они находятся под осадочной толщей неогена и более молодыми вулканогенно-обломочными образованиями. Мы полагаем, что в районе Джраберского месторождения коренные интрузивные породы залегают не глубоко, хотя бы потому, что к северо-западу от места их предполагаемого залегания, на расстоянии всего 20—30 км, аналогичные породы выходят на дневную поверхность. По всей вероятности, в интересующем нас районе интрузивное тело сначала сформировалось на большой глубине, но впоследствии, ввиду воздымания местности и эрозии пород кровли, оказалось в близповерхностных ус-

ловнях. В четвертичное время интрузивное тело, оказавшись по соседству с очагом палингенной липаритовой магмы, подверглось термометаморфизму. Под влиянием магмы образовавшиеся на большой глубине роговая обманка и биотит в новых, близповерхностных условиях низкого давления, подверглись плавлению и дегидратации.

Данными о температуре плавления минералов тоналитовой интрузии мы не располагаем. Тем не менее, используя результаты экспериментальных исследований по выплавлению и кристаллизации гранитоидных расплавов в различных Р-Т условиях, а также известные данные по изучению газово-жидких и расплавных включений, мы можем восстановить приблизительную картину той термодинамической обстановки, в которой протекали описанные выше явления термометаморфизма минералов в ксенолите тоналитовой интрузии.

Ясно, что выводы по интересующему нас вопросу не могут быть окончательными, тем не менее они помогут нам иметь приближенные к действительности представления о температуре расплава палингенной липаритовой магмы и о глубине залегания ее периферического (возможно промежуточного) очага.

Г. И. Вересу и др. [6] удалось синтезировать чисто железистую гидрослюду при температуре 580—590°C в течение нескольких часов в автоклаве под давлением 750 кг/см². Верхний температурный предел стабильности синтезированной слюды (при давлении водяного пара около 1200 атм) оказался 765±25°.

Р. Джеймс и Д. Гамильтон [15] изучили систему Аб—Ор—Ан—Кв при давлении воды 1000 бар и выяснили, что при постоянном $P_{H_2O} = 1$ кбар плавление происходит в интервале 730—780°.

На диаграмме [9] $P_{H_2O} - T$ (рис. 2) показаны взаимоотношения кривых плавления Аб-Ор-Кв-Н₂О и Аб-Ор-Н₂О. Точки пересечения кривой Аб-Ор-Кв-Н₂О с линией дегидратации амфибола соответствуют $T=780^\circ$ и $P_{H_2O} < 0,3$ кбар, а аннит устойчив выше температуры 675° и $P_{H_2O} = 2,5$ кбар.

Согласно имеющимся данным [9] при $P_{общ} > P_{H_2O}$, что представляет наиболее часто встречаемый случай при палингенных явлениях, характерна тенденция смещения кривых дегидратации в область более низких температур в той мере, в какой $P_{общ} > P_{H_2O}$ и, наоборот, чем ближе значения $P_{общ}$ и P_{H_2O} , тем выше температура дегидратации слюд и амфиболов.

За последние годы получены интересные данные по магматогенным процессам путем прямых определений Р-Т параметров, основанных на изучении включения расплавов в минералах, что указывает на более высокие (на 100° и более) температуры минералообразования по сравнению с результатами, полученными по другим геотермометрам [5, 14].

Для нас большой интерес представляют данные по расплавным включениям в минералах из гранитных тел средних и близповерхностных уровней глубинности.

Л. Ш. Базаров и др. [3] изучили раскристаллизованные включения в кварце биотитовых гранитов из юго-западного Прибайкалья. Было установлено начало плавления кристаллических фаз при 650—700°C и полная гомогенизация первичных включений при 890—990°C.

Сходные результаты получены и другими исследователями [4], в том числе и для пород диоритового ряда [13].

Г. А. Казарян и Т. Ю. Базарова (неопубликованные данные) определили температурный интервал кристаллизации биотита в плиоценовом субвулканическом щелочном сиенит-порфире из Армянской ССР, равный 780—950°C.

Ограничиваясь приведенными примерами, укажем, что, по данным многочисленных исследований, начало плавления интересующих нас твердых минеральных фаз приходится на интервал 700—780°, интенсивное плавление — на интервал 760—820°C, а дальнейшее нагревание ведет к гомогенизации.

Термометаморфизм минералов в исследованном нами хадалите тоналитовой интрузии следует рассматривать как начальную стадию плавления минеральных фаз. Об этом свидетельствует то обстоятельство, что темноцветные минералы распадаются на агрегат магнетита, плагиоклаза и ромбического пироксена только по краевым зонам, плагиоклаз же сохраняет присущие ему кристаллографические формы и окружается лишь тонкой каймой оплавления. Даже такой низкотемпературный минерал, каким является альфа-кварц, который устойчив до температуры 573°C, хотя и оплавлен значительно сильнее других минералов, все же представлен уцелевшими реликтовыми участками кристаллов. Все это в совокупности с данными экспериментальных исследований и данными, полученными по расплавленным включениям, дает нам основание полагать, что явления термометаморфизма в ксенолите тоналитовой интрузии могли иметь место в температурном интервале 700—750°C. Надо полагать, что температура липаритовой магмы должна быть на 100—200° выше.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 13. V. 1983.

Ս. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ, Կ. Գ. ՇԻՐԻՆՅԱՆ, Ս. Հ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՋՐԱԲԵՐԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՊԵՐԼԻՏՆԵՐՈՒՄ ՀԱՅՏՆԱԲԵՐՎԱԾ ԳՐԱՆԻՏՈՒԴԱՅԻՆ
ՆԵՐՓԱԿՄԱՆ ՊԵՏՐՈԳՐԱՖԻԱՆ, ՔԻՄԻԶՄԸ ԵՎ ՀՐԱՄԵՏԱՄՈՐՖԻԶՄԻ
ՅՈՒՐԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ամփոփում

Հոդվածում շարադրված են Ջրաբերի պերլիտի հանքավայրի շրջանում լիպարիտային մագմայի կողմից երկրի մակերս դուրս բերված գրանիտոիդային ապարի պետրոգրաֆիական, միներալոգիական և քիմիական յուրահատկությունները: Ներփակման մանրակրկիտ ուսումնասիրությունը թույլ է տալիս այն համարել մինչ վերին կոնյակի հասակի տոնալիտային ինտրու-

զիվների նմանակը, որոնք լայն տարածում ունեն Սևան-Շիրակի սինկլինորիումի և Սաղկունյաց հորստ-անտիկլինորիումի համակցման շրջանում: Քրենարկվում են լիպարիտային մագմայի ջերմային ազդեցության հետևանքները ներփակման վրա և միներալների ջերմամետամորֆիզմի յուրահատկությունները տարբեր $P-T$ պայմաններում: Գրանիտոիդային հալոցքների հալցման և բյուրեղացման ուղղությամբ տարված փորձարարական հետազոտությունների արդյունքների, ինչպես նաև գազա-հեղուկային հալոցքային ներփակումների հետազոտման հայտնի տվյալների հիման վրա վերականգնվում է այն թերմոդինամիկ իրադրության մոտավոր պատկերը, որում տեղի են ունեցել գրանիտոիդային ապարի կոնտակտային փոփոխությունները լիպարիտային մագմայի ազդեցության տակ:

A. T. ASLANIAN, C. G. SHIRINIAN, S. H. CARAPETIAN

PETROGRAPHY, CHEMISM AND PYROMETAMORPHISM FEATURES OF A GRANITOID INCLUSION IN PERLITES OF DJERABER DEPOSIT

Abstract

Petrographical, mineralogical and chemical features of a granitoid rock inclusion carried out by rhyolitic magma to the surface in the Djeraber deposit region are stated in this paper. The detailed investigation of the inclusion allows us to consider it as an analogue of pre-Upper Cognac tonalitic intrusives which are wide-spread in the joint zone of Sevan-Shirak synclinorium and Tzaghkuniats horst-anticlinorium. The cosequences of rhyolitic magma thermal effects on the inclusion are considered and the appioximate thermodynamical conditions of granitoid rock inclusion contact alterations are re-established based on the minerals thermometamorphism features, on the experimental data of granitoid melts smelting and crystallization at different $P-T$ conditions as well as on the well known data on the gaseous-liquid melt inclusions investigations.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т., Багдасарян Г. П., Ширинян К. Г. Об одном ключевом разрезе для понимания взаимоотношений третичных вулканогенных толщ Армянского нагорья. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 6, 1979.
2. Асланян А. Т., Ширинян К. Г., Карапетян С. Г. Петрогенетические аспекты новейшего вулканизма Тавро-Кавказского орогена. В кн. «Доклады советских геологов на XXVI сессии МГК» (серия «Петрология»), «Наука». М., 1980.
3. Базаров Л. Ш., Косеяс Я. А., Сенина В. А. Включения магматических расплавов в кварце мелкозернистых биотитовых гранитов. ДАН СССР, т. 189, № 4, 1969.
4. Базаров Т. Ю., Бакуменко И. Т., Костюк В. П., Панина Л. И., Соболев В. С., Челуров А. И. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. «Наука», Новосибирск, 1975.
5. Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. Чтения им. В. И. Вернадского, IV. Изд-во АН СССР, М., 1962.
6. Верес Г. И., Меренкова Т. Б., Островский И. А. Искусственная чисто железистая гидроконльная слюда. ДАН СССР, т. 101, № 1, 1955.

7. Гамбарян П. П. Геолого-петрографический очерк р-на средней Занги. «Бассейн р. Занги», часть 2, геолого-гидрологическ.-очерк. Изд. АН СССР, Тр. СОПСА по изучению природных ресурсов. Серия Закавказья, Л., 1934.
8. Карапетян С. Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1972.
9. Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. «Наука», Новосибирск, 1975.
10. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Изд-во АН Армянской ССР, Ереван, 1981.
11. Маракушев А. А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород. «Изв. вузов», Геология и разведка, № 8, 1973.
12. Остроумова А. С. Включения меланократовых пород в экструзивных дацитах горы Гадис (Армения). Известия АН СССР, сер. геол., № 2, 1967.
13. Полянский Е. В. История формирования Бом-Горхонского гранитного интрузива и ассоциация с ним оруденения. В кн.: «Геология рудных месторождений», № 3, М., 1973.
14. Рябчиков И. В. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта. В кн.: «Минералогическая термометрия и барометрия», т. 1 «Наука», М., 1965.
15. James R. S., Hamilton D. L. Phase Relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — SiO_2 at 1 kilobar water vapour Pressure. Contr. mineral and Petrol., 1969, v. 21, № 2.
16. Mak Gregor A. G. Clouded feldspars and thermal metamorphism. Mineral Mag. 22, 1931.

УДК: 553.3/4 : 002.6(479.25)

А. И. КАРАПЕТЯН, В. О. ПАРОНИКЯН, Г. А. ТУМАНЯН

ОПЫТ КОЛИЧЕСТВЕННОГО ПРОГНОЗА ОРУДЕНЕНИЯ РУДНОГО УЗЛА АЛАВЕРДИ—ШАМЛУГ—АХТАЛА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ЧАСТЕЙ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В настоящей статье сделана попытка путем применения количественных методов интерпретации геологической информации в пределах рудного узла Алаверди-Шамлуг-Ахтала и прилегающих частей выделить такие участки, которые наиболее перспективны для выявления промышленных концентраций руд.

В настоящее время, когда благодаря применению различных методов геологических исследований объем информации непомерно возрос, возникла необходимость при определении направлений поисковых работ перейти к более совершенным и объективным методам обработки информации. Интерпретация геологической информации традиционными качественными способами, ввиду чрезвычайно большой роли субъективных представлений исследователя, не может удовлетворять современным требованиям.

Основные черты геологического строения рудного узла и прилегающих частей

Расоматриваемый рудный узел расположен в пределах Алавердского антиклинория, который входит в состав Сомхето-Карабахской эвгеосинклинали, прослеживаемой в виде выгнутой к северу дуги в направлении Байбург-Алаверди-Кедабек-Степанакерт-Горадиз.

Тектонические структуры второго порядка по А. Т. Асланяну¹ расположены в основном поперек простирания зоны в ее центральной, Закавказской части. В целом Сомхето-Карабахская зона построена из кулисообразно сочетающихся антиклинориев и синклинориев антикавказского простирания. Эта особенность структуры указанным автором объясняется, вероятно, антикавказским простиранием структур древнего фундамента, которые проявляются в мезо-кайнозойском чехле. Одной из внутренних кулисообразных структур является Чатиндагский антиклинорий, имеющий в плане форму выгнутой к северо-западу дуги, параллельной р. Дебед на участке Дсех-Алаверди-Айрум. Ядро этого антиклинория прослеживается по ущельям р.р. Барана и Кохб на юго-

¹ А. Т. Асланян, Э. Х. Гулян, Г. О. Пиджян, Ш. О. Амирян, А. С. Фарамазян, Э. Ш. Овсепян, С. Г. Аругюнян, Х. Г. Галстян. Техутское медно-молибденовое месторождение. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 33, № 5, 1980.

запад к массивам гор. Шиштапа и Чатиндаг. Северо-западное крыло антиклинория прослеживается от с. Агви к Алавердскому и далее к Шамлугскому месторождениям и с. Чочкан. Структура антиклинория, по данным аэровысотных и наземных съемок, осложнена серией радиальных разломов северо-восточного, северо-западного простираний. Один из таких разломов северо-восточного простирания прослеживается вдоль главной рудоносной зоны Алавердского месторождения и прослеживается на восток в пределы Шамлугского месторождения, где пересекается меридиональным разломом Ахтальского месторождения (А. Т. Асланян и др., 1980).

В пределах Алавердского антиклинория выделяется субмеридиональная мозаично-мелкоблочная зона, которая прослеживается вкрест простирания Алавердского антиклинория и характеризуется широким развитием интрузивных и субвулканических образований, разрывных нарушений и гидротермально измененных пород, развивающихся на стыках субмеридиональных и субширотных разломов. С северо-запада зона разграничивается крупным линейamentом, объединяющим в себе кулисообразно расположенные Урутокую, Лалварскую, Банушскую и Баграташен-Эльскую системы разломов. Вдоль них выделяется Леджан-Лалвар-Алавердский тектонический блок, который с юго-запада разграничен Дзорагетской, а с юго-востока — Дебедской системами разломов. Сананин-Алавердским разломом указанный тектонический блок делится на более мелкие Леджанский, Лалварский, Алавердский тектонические блоки. Последние в свою очередь разбиты на узкие, сундучные структуры (Шахтахтская, Арчиглухская и др. грабен-синклинали), асимметричные приразломные складки близмеридионального — антикавказского простирания, кулисообразно расположенные во фронтальных частях тектонических блоков приразломные структуры близширотного-общекавказского простирания, линейные или дугообразные сбросы, надвиги, взбросы, зоны дробления, расланцевания, кливажа, милонитизации, а также серии даек различных возрастов.

Устанавливается дискордантное наложение на Алаверди-Шамлуг-Ахтальский среднеюрский тектонический блок отложенный верхнеюрско-нижнемелового структурного яруса, а последние в свою очередь также дискордантно перекрываются образованиями эоцена.

В пределах Алавердского антиклинория наиболее интенсивно проявлены руды медноколчеданной, колчеданно-полиметаллической и медно-молибденовой формаций. Устанавливается отчетливо проявленная связь месторождений указанных формаций с дизъюнктивными нарушениями и, в особенности, с узлами пересечения и сочленения длительно развивающихся субширотных-общекавказских и близмеридиональных-антикавказских структур. Промышленные концентрации руд колчеданных формаций в основном приурочены к границам среднекислых вулканогенно-обломочных и перекрывающих (экранирующих) терригенных, преимущественно песчано-глинистых отложений.

Алавердское и Шамлугское месторождения, Ераванкское (Уч-килинское) и др. рудопроявления приурочены к единой субмеридиональ-

ной системе рудоконтролирующих разломов и расположены на узлах пересечения отмеченных субмеридиональных и ряда субширотных (Дзо-рагетский, Санаин-Лалварский, Алавердский, Ераванкский) разломов.

Алаверди-Шамлугская система нарушений имеет северо-восточное простирание и представлена в основном тремя разломами, наиболее крупным из которых является Жангский, прослеживающийся от г. Джейран, через бассейн р. Жанг (приток р. Лалвар), западный склон г. Шахтахт до выходов Банушской интрузии. Остальные два разлома прослеживаются параллельно линиям: Ленрудник (Алавердское месторождение) — рудопроявление Ераванк (по восточному склону г. Шахтахт) и г. Кошаберд—г. Воскесар — месторождение Шамлуг.

Алавердское месторождение расположено между отмеченными первыми двумя субмеридиональными разломами и приурочено к дацитовым туфобрекчиям и песчано-глинистым отложениям байоса, а Шамлугское — к указанным туфобрекчиям, перекрытым песчано-глинистыми отложениями верхнего байоса и келловея.

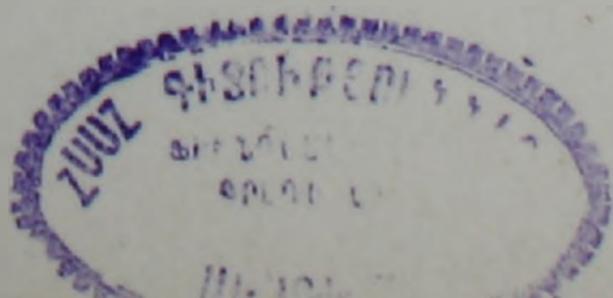
Количественный прогноз оруденения

Количественное прогнозирование, по А. Д. Щеглову, при региональном металлогеническом анализе открыло бы широкие перспективы для более правильного и эффективного направления поисковых работ, так как способствовало бы концентрации геологических исследований на наиболее перспективных площадях.

При количественном прогнозе наиболее часто применяется метод аналогии, который, основываясь на теории вероятностей, многомерной математической статистике и тренд-анализе большого числа геологических признаков и характеристик, определяет степень сходства изучаемой территории с такими, где уже установлены месторождения. Задача формулируется следующим образом: в пределах ряда локальных участков рассматриваемой территории, изученной комплексом методов, известны месторождения различных формаций и масштабов, необходимо выделить такие участки, которые по совокупности ряда важных данных идентичны или сходны с участками развития известных месторождений и, следовательно, наиболее перспективны в отношении поиска месторождений того же типа. Истолкование комплекса данных на количественной основе для прогнозирования месторождений может иметь только приближенный статистический характер с выводами, лишь с известной степенью риска. Однако по сравнению с качественными методами достоверность прогнозных заключений на количественной основе выше, соответственно меньше ошибочных оценок¹.

При выборе объектов прогнозирования мы основывались на известных в пределах рассматриваемой территории промышленных месторождениях, которые прежде всего представлены медноколчеданной, колче-

¹ Количественные методы прогнозирования месторождений. Методические рекомендации, Ленинград, ВСЕГЕИ, 1980.



данно-барито-полиметаллической (вулканогенно-гидротермальной) и медно-молибденовой (плутоногенно-гидротермальной) рудными формациями. Учитывая особенности Алавердского рудного района, в качестве близких к рентабельным рассматривались также сравнительно мелкие месторождения этих и других рудных формаций (золото-полиметаллической, окарново-железорудной и др.).

При выборе признаков для прогноза оруденения учитывается совокупность информации, полученной при изучении известных здесь месторождений, общетеоретических концепций рудообразования, а также закономерностей локализации оруденения. Среди факторов, определяющих локализацию оруденения, наиболее важными являются тектонический, магматический, стратиграфо-литологический. В качестве дополнительных факторов, определяющих место оруденения в общей истории тектоно-магматического развития рудного района, рассматриваются возраст, эрозионный срез и связь с определенными типами структур. В зависимости от типа и формационной принадлежности прогнозируемых месторождений информативность одних и тех же признаков меняется от слабсинформативного до высокоинформативного, набор необходимых для прогноза признаков существенно разный.

Количественное описание выбранных признаков произведено путем решения задач сглаживания полей и разделения аномалий или описания изменчивости полей и их анизотропии. При этом исходные данные получены из геологической карты, составленной на формационной основе, а также из металлогенической карты, на которой показаны месторождения и рудопроявления, первичные и вторичные ореолы рассеяния и др. информации, связанные с оруденением.

Числовая характеристика полей произведена с помощью трансформации и вычислительных операций со значениями поля, попадающего в пределы площадки трансформации (палетки). Полученное значение относится к элементарной ячейке—центру площадки трансформации, затем палетка перемещается в новое положение и вычислительные операции повторяются, т. е. осуществляется трансформация со скольжением.

Имеющиеся в нашем распоряжении карты¹ позволяют для количественной характеристики выбрать следующие признаки: многообразие пород, напряженность разрывных нарушений и интенсивность развития дайкового комплекса, которые для прогноза гидротермального колчеданного оруденения являются универсальными.

Многообразие пород относится к логическим (неметрическим) переменным и является одним из общих геологических критериев, поддающихся цифровому отражению на картах количественной интерпретации геологической информации. Предлагаемая нами *карта многообразия пород* (рис. 1) составлена на основании цифровых данных, полу-

¹ Использованы крупномасштабная геологическая карта Алавердского рудного поля (автор П. Ф. Сошко), среднемасштабная геологическая карта Алавердского рудного района (автор Г. А. Туманян) и мелкомасштабная карта магматических и метасоматических формаций (автор А. И. Карапетян и др.).

ченных путем вычисления разновидностей пород, развитых в пределах площадки трансформации, размеры которой равны 5×5 см. Подсчитывалось число разновидностей пород (включая метасоматиты), различающихся составом, происхождением и возрастом. Когда в пределах площадки трансформации имелось несколько обособленных контуров

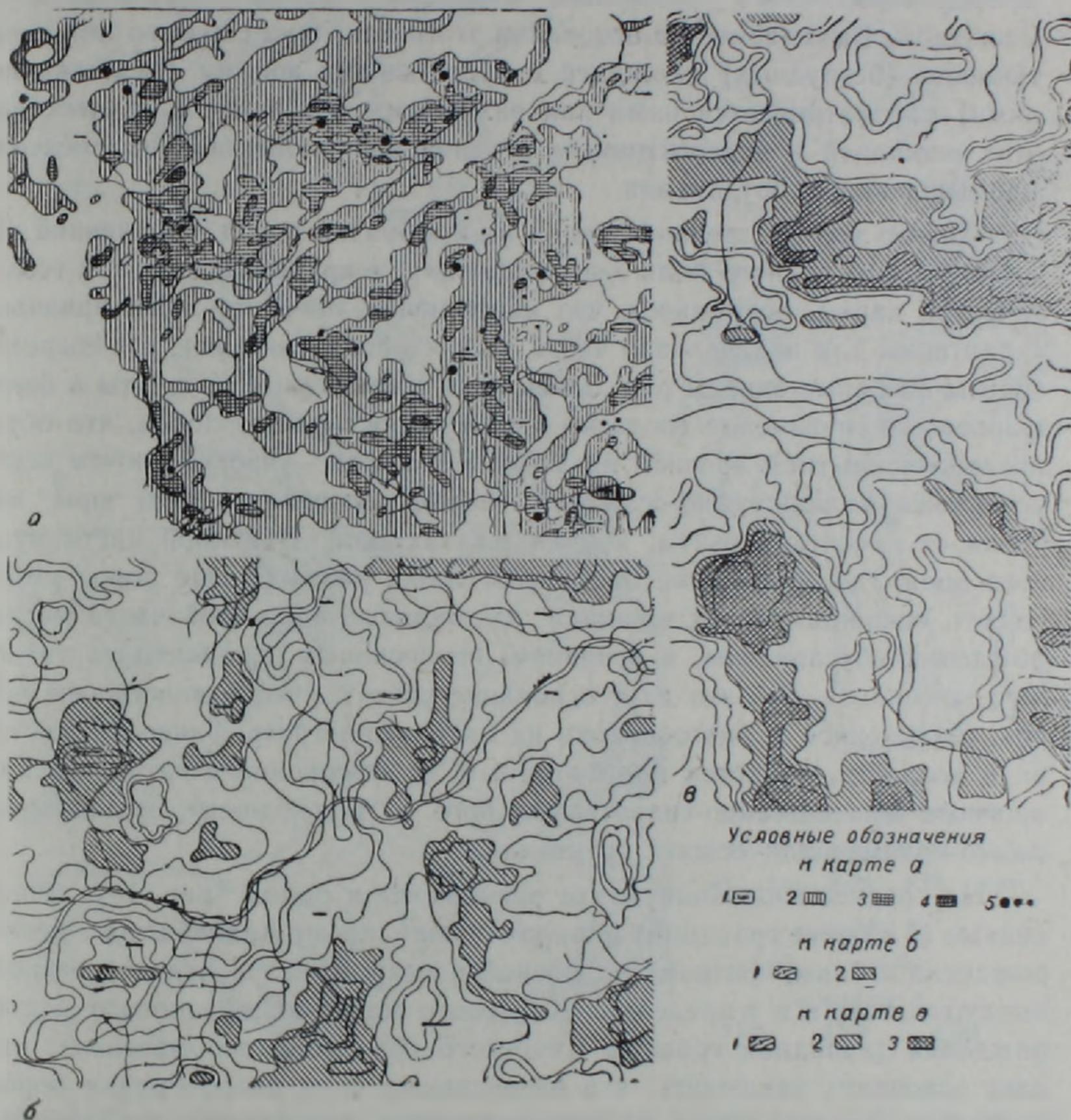


Рис. 1. Карта многообразия пород. Составлена на основании: а) мелкомасштабной карты магматических и метасоматических пород Алавердского рудного района; б) среднемасштабной геологической карты района; в) крупномасштабной геологической карты Алавердского месторождения. Условные обозначения к карте а): 1—поля с однообразием пород, 2—поля низкой степени многообразия пород, 3—поля средней степени многообразия пород, 4—поля высшей степени многообразия пород, 5—месторождения и рудопроявления различных рудных формаций; к карте б): 1—изолинии градаций прогноза, 2—площади повышенной интенсивности прогноза; к карте в): 1—изолинии градаций прогноза, 2—площади повышенной интенсивности прогноза, 3—площади максимальной интенсивности прогноза.

пород одинакового состава и возраста, они учитывались как одна разновидность. Следующее цифровое значение признака получается путем подсчета разновидностей пород после сдвига площадки трансформации

(палетки) на 1 см, т. е. на шаг наблюдения и т. д. Составленные таким образом карты (рис. 1) показывают, что наиболее высокие значения многообразия пород или же участки со сложным геологическим строением в преобладающем большинстве случаев соответствуют участкам развития вулканогенно-гидротермального, в меньшей мере плутоногенно-гидротермального оруденения, имеющим нередко промышленные масштабы. Выявляемое на основании этого признака сходство или идентичность (безрудных) площадей с рудоносными зонами (рудными полями) рассматривается нами как важнейшее основание для отнесения этих площадей к перспективным в отношении наличия в их пределах промышленного оруденения.

Анализ количественной оценки многообразия пород, полученной для Алавердского рудного поля с использованием крупномасштабной геологической карты, показывает, что наибольшие значения этого признака характерны для центральной части рудного поля (рис. 1в), где сосредоточены основные запасы руд. Здесь поля максимумов вытянуты в близширотном направлении согласно общему простиранию пород, что обусловлено вскрытием эрозией на этом небольшом участке почти всего комплекса вулканогенно-осадочных пород нижней—средней юры, начиная от дебедской свиты, кончая шахтахтской. В южной части рудного поля, где оруденение проявлено слабо, разнообразие пород резко падает, сокращаются их площади. Аномальные поля этой части месторождения обусловлены, в основном, интенсивным проявлением дайкового комплекса. Все это дает основание считать, что разнообразие пород, выраженное в многообразии их литолого-петрографического состава и возраста, является индикаторным и высокоинформативным для прогноза вулканогенно-гидротермального и, в частности, медноколчеданно-полиметаллического оруденения.

На среднемасштабной карте разнообразия пород (рис. 1б) интенсивные (5 и более градаций) и широкие поля, кроме Алавердского месторождения и близширотной рудоносной полосы Шамлуг-Ахгала, вырисовываются также и в пределах Техутского медно-молибденового месторождения (западная граница Кохского гранитоидного массива), что дает основание заключить, что интенсивные поля разнообразия пород являются универсальным и информативным признаком для прогноза вулканогенно- и плутоногенно-гидротермального оруденения (колчеданные, медно-молибденовые, золоторудные и др. формации).

В этой связи заслуживают внимания выявленные путем количественного прогноза нижеследующие две полосы повышенного разнообразия пород близмеридионального простирания: первая из них, протяженностью 4 км и шириной 500—700 м, начинается от участка Воскесар и протягивается к северу, другая начинается от рудопроявления Тохмахкала и далее прослеживается к югу до ущелья р. Дебед, длина полосы 3,5 км, ширина—250 м.

Карта напряженности разрывной тектоники (рис. 2) составлена на основании числовой характеристики всех разломов и других дизъюнктивных нарушений, нанесенных на геологическую карту. Она дает коли-

чественную характеристику плотности тектонических (дизъюнктивных, разрывных) нарушений на определенной единице площади. Числовое выражение этого признака характеризует как интенсивность, т. е. плотность, так и напряженность тектонических нарушений в пределах пло-

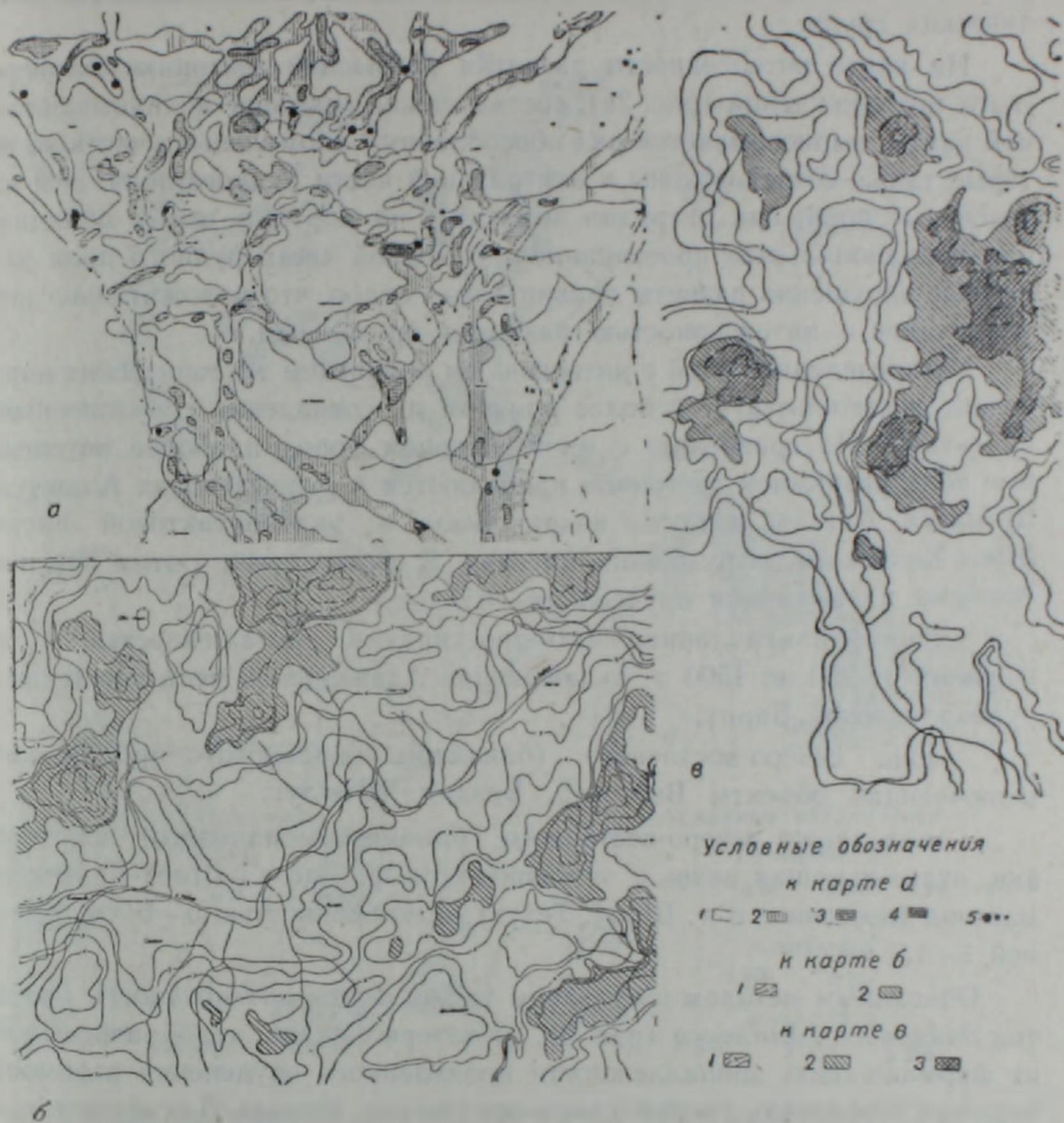


Рис. 2. Карта напряженности разрывных нарушений: основы карт а, б, в те же, что и на рис. 1. Условные обозначения: к карте а) 1—поля, в пределах которых разрывные нарушения отсутствуют или не закартированы, 2—поля низкой степени напряженности разрывных нарушений, 3—поля высшей степени напряженности разрывных нарушений; к карте б) 1—изолинии градаций прогноза, 2—площади повышенной интенсивности прогноза; к карте в) 1—изолинии градаций прогноза, 2—площади повышенной интенсивности прогноза, 3—площади максимальной интенсивности прогноза.

щадки трансформации размером 5×5 см и обеспечивается путем определения на этой площадке числа и длины нарушений, попадающих в различные ячейки палетки. Составленная на такой основе карта позволяет рассматриваемую территорию дифференцировать на существенно разные в отношении развития разрывных нарушений поля и выделить те, которые по такому важному параметру, как плотность и протяжен-

ность нарушений, сходны или идентичны с полями промышленных месторождений. Из предложенных карт (рис. 2) нетрудно заметить, что поля интенсивного развития разрывной тектоники в большинстве случаев совпадают с полями развития гидротермального (иногда промышленного) оруденения как вулканогенной, так и плутоногенной генетических групп.

На карте интенсивности развития разрывной тектоники Алавердского месторождения (рис. 2в), составленной на основе крупномасштабной карты, вырисовывается ряд обособленных аномальных участков, которые также сосредоточены в центральной части рудного поля. Эти интенсивные поля, как нетрудно заметить на карте, в целом обладают близмеридиональным простиранием. В южной части рудного поля разрывные нарушения развиты сравнительно слабо, что положительно коррелируется с интенсивностью развития оруденения.

Распределение полей с интенсивным развитием тектонических нарушений свидетельствует о более близком их совпадении с рудоносными объектами. По сравнению с многообразием пород наиболее интенсивные поля разрывной тектоники проявляются в рудных полях Алаверди, Шамлуга, Ахталы, а также вокруг экзо- и эндоконтактовой частей Шнох-Кохбского интрузивного массива. В соответствии с этим перспективными в отношении оруденения являются:

—зона близмеридионального простирания, протяженностью 4 км, шириной от 250 до 1500 м, включающая Алавердское месторождение и рудопроявление Барит;

—зона северо-восточного (близмеридионального) простирания, включающая объекты Воскесар, Бендик, Шамлуг;

—зона также северо-восточного (близмеридионального) простирания, охватывающая экзо- и эндоконтактовые части Шнох-Кохбского массива (восточнее с. с. Шнох, Техут), протяженностью 5—6 км, шириной 1—1,5 км.

Описанным методом составлены также карты интенсивности развития дайкового комплекса (рис. 3), из которых видно, что в зависимости от формационной принадлежности проявленного оруденения взаимоотношения интенсивных полей даек и оруденения разные. Для вулканогенно-гидротермальных рудных формаций имеет место некоторое смещение полей оруденений по отношению к полям максимального развития дайкового комплекса. Для плутоногенно-гидротермального оруденения такого смещения не наблюдается или же оно проявлено слабо. Поля средней и низкой интенсивности развития дайкового комплекса характерны как для вулканогенно-, так и плутоногенно-гидротермального оруденения.

Карта интенсивности проявления дайковых пород Алавердского рудного поля (рис. 2в) охватывает породы основного, среднего и реже кислого составов. По этому признаку рудное поле Алавердского месторождения четко разделяется на две части—северную и южную. Первая из них охватывает центральную часть месторождения со сравнительно низкими (фоновыми, 1,2, реже 3 градаций) концентрациями даек, между

тем как в южной части концентрация даек резко превалирует над северной с образованием широких аномальных полей (5, 6 и 7 градаций). Здесь они в основном имеют близширотное простирание с подавленными близмеридиональными и северо-восточными максимумами. Таким

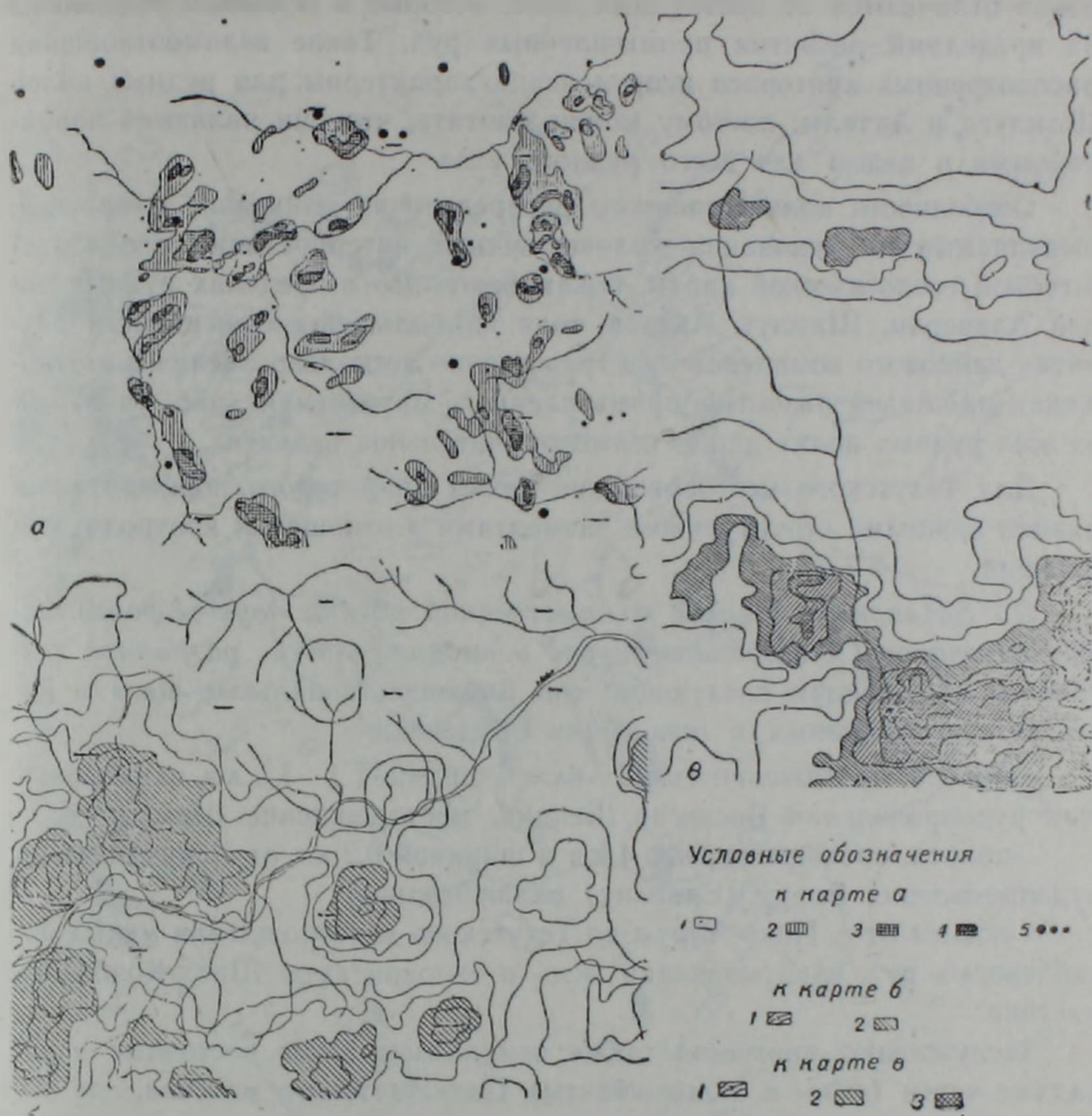


Рис. 3. Карта интенсивности развития дайкового комплекса: основы карт а, б, в те же, что и на рис. 1. Условные обозначения: к карте а) 1—поля, в пределах которых дайки либо отсутствуют, либо имеют незначительное развитие, 2—поля низкой интенсивности проявления даек, 3—поля средней интенсивности проявления даек, 4—поля высшей интенсивности проявления даек, 5—месторождения и рудопроявления различных рудных формаций; к карте б) 1—изолинии градаций прогноза, 2—площади повышенной интенсивности прогноза; к карте в) 1—изолинии градаций прогноза, 2—площади повышенной интенсивности прогноза, 3—площади максимальной интенсивности прогноза.

образом, в отличие от направленности разрывных нарушений и многообразия пород интенсивность развития дайкового магматизма, взятая в целом, является сложнопроявленным признаком для прогноза колчеданного оруденения. При использовании этого признака необходим дифференциальный подход к дайкам различного состава и относительного

возраста, т. к. в зависимости от своих возрастных взаимоотношений с рудной минерализацией они существенно отличаются друг от друга. Дорудные дайки более кислого состава по своей информативности и индикаторности в отношении колчеданного оруденения стоят выше и существенно отличаются от пострудных даек, которые в основном проявлены за пределами развития промышленных руд. Такие взаимоотношения рассмотренных критериев и оруденения характерны для рудных полей Шамлуга и Ахталы, поэтому можно считать, что они являются характерными в целом для всего рудного узла.

Особенности количественного распределения дайкового комплекса, выявляемые на основании количественной интерпретации среднемасштабной геологической карты, показывают, что в пределах рудных полей Алаверди, Шамлуг, Ахтала поля наибольшей интенсивности развития дайкового комплекса пространственно несколько смещены в отношении площадей развития промышленного оруденения (рис. 3а, б), но во всех рудных полях дайки имеют значительное развитие.

Для Техутского месторождения дайки диоритового порфирита являются важными структурными элементами в отношении контроля оруденения.

По суммарным данным количественной оценки двух информативных признаков (многообразие пород и напряженность разрывной тектоники) выделяются следующие три близмеридиональные зоны в качестве перспективных в отношении оруденения:

—полоса, протяженностью 5—6 км и шириной 1—1,5 км, охватывающая рудопроявления Воскесар, Бендик, месторождение Шамлуг;

—полоса, протяженностью 4 км и шириной 0,2 км от Ленрудника до рудопроявления Барит (Ераванк) включительно;

—полоса от с. Покр Айрум до Техутского месторождения медно-молибденовых руд, охватывающая экзо- и эндоконтакты Шнох-Кохбского массива.

Заслуживают внимания также отмеченные выше восточные и западные части (экзо- и эндоконтакты) Цахкашатского массива, где интенсивные поля многообразия пород сочетаются с умеренной напряженностью разрывной тектоники.

По суммарным данным количественной оценки трех информативных признаков (многообразия пород, напряженности разрывных нарушений, интенсивности развития дайкового комплекса) (рис. 4) на мелкомасштабной карте выделяются изометрические и вытянутые в близмеридиональном направлении поля, местами совпадающие с площадями развития промышленного оруденения. Все промышленные месторождения вулканогенно-гидротермальных формаций контролируются полями средних и (или) высоких значений многообразия пород разрывной тектоники и дайкового комплекса. Алавердское месторождение приурочено к полям с высшим значением многообразия пород, Шамлутское и Ахталское месторождения несколько смещены по отношению к нему, но все они характеризуются средней интенсивностью развития даек и дизъюнктивных нарушений.

Для плутоногенно-гидротермального оруденения отчетливо проявлены приуроченность к полям максимального значения разрывной тектоники и некоторое смещение по отношению полей высоких и средних значений многообразия пород и дайкового комплекса.



Рис. 4. Карта многообразия пород, напряженности разрывных нарушений и интенсивности развития дайкового комплекса (составлена на основании мелкомасштабной карты магматических и метасоматических формаций). Условные обозначения: 1—поля средней степени многообразия пород, 2—поля высшей степени многообразия пород, 3—поля средней степени напряженности разрывных нарушений, 4—поля высшей степени напряженности разрывных нарушений, 5—поля средней интенсивности проявления даек, 6—поля высшей интенсивности проявления даек, 7—поля совместного проявления двух критериев прогноза (1,4; 1,6; 2,3; 2,4; 2,5; 3,5; 4,5; 4,6), 8—поля совместного проявления трех критериев прогноза, 9—месторождения и рудопроявления эндогенных рудных формаций.

Таким образом, на основании количественной оценки трех информативных признаков на мелкомасштабной карте выделяются следующие перспективные поля в отношении промышленного колчеданного оруденения:

— зона близмеридионального простирания, шириной 1,5—2 км, проходит с западного фланга Алавердского рудного поля к северу, протяженность зоны около 8—9 км;

— зона также близмеридионального простирания, шириной порядка 1,5—2 км, протяженностью 4,5—5 км, расположена к востоку от Алавердского месторождения в 2—2,5 км. Эти две зоны соединяются поперечной, перспективной в отношении оруденения, зоной, которая проходит параллельно руслу реки Дебед;

— зона близширотного простирания, протягивается от месторождения Шамлуг до месторождения Ахтала и далее протягивается к северо-востоку на 3—4 км, а также к западу на 1—1,5 км от Шамлугского месторождения;

— участок изометрической формы, расположенный между рудными полями Алаверди и Ахтала.

В отношении перспективности плутоногенно-гидротермального оруденения, согласно количественной оценке трех критериев, выделяется близмеридиональная зона, шириной 1—1,5 км, протяженностью 5—5,5 км, которая прослеживается от с. Шнох к югу до месторождения Техут и далее на 1—1,5 км. Близкими к этой зоне особенностями характеризуется участок, расположенный в 1,5—2 км к западу от Техутского месторождения.

В заключение отметим, что полученные нами на основе количественного прогноза перспективные поля совпадают с аномальными участками, выявленными геохимическим, металлометрическим, гидрохимическим и другими методами, что дает основание примененный метод считать надежным для прогноза оруденения колчеданной и медно-молибденовой формаций. Вместе с тем этот метод является весьма рациональным и перспективным, ибо он, будучи основан на количественной оценке геологической информации существующих карт, будет способствовать не только выявлению перспективных площадей, но и дальнейшему повышению качества различных геологических карт, необходимых для количественного прогнозирования.

Институт геологических
наук АН Армянской ССР,
Управление геологии
Армянской ССР

Поступила 30. IV. 1983.

ԱԼԱՎԵՐԴԻ-ՇԱՄԼՈՒԳ-ԱԿԻՏԱԼԱ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՀԱՆԳՈՒՅՑԻ ԵՎ ԱԼԱՎԵՐԴԻ
ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՆՐԱՆ ՀԱՐՈՂ ՄԱՍԵՐԻ ՀԱՆՔԱԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ՔԱՆԱԿԱԿԱՆ
ԿԱՆԽԱՏԵՍՄԱՆ ՓՈՐՁ

Ամփոփում

Հոդվածը նվիրված է մեր հանրապետությունում հանքաբերության քանակական կանխատեսման առաջին փորձի արդյունքներին: Աշխատանքի վերնագրում նշված տարածքում հայտնի կոլլեզանային և պղինձ-մոլիբդենային ֆորմացիաների հանքադաշտերի և նրանց հարակից մասերի երկրաբանական կարևորագույն շափանիշներին թվային արտահայտություն տալու և նրանց քարտեզագրման միջոցով առանձնացվել են մի շարք հեռանկարային դաշտեր, որոնք համընկնում են երկրաբիմիական մետաղամետրական, ջրաբիմիական և ուրիշ մեթոդներով հայտնաբերված անոմալիաների հետ: Իր հիմքում ունենալով արդեն գոյություն ունեցող երկրաբանական քարտեզները, մեթոդը մեծապես բարձրացնում է երկրաբանական քարտեզագրման իմաստը, իրականում նրա հետագա զարգացումը և կատարելագործումը:

A. I. KARAPETIAN, V. H. PARONIKIAN, H. A. TUMANIAN

AN ATTEMPT OF MINERALIZATION QUANTITATIVE
PROGNOSTICATION IN THE ORE KNOT OF ALAVERDI-
SHAMLUGH-AKHTALA AND ADJOINING PARTS OF ALAVERDI
ORE REGION

Abstract

By application of quantitative methods of interpretation of geological information within the ore knot of Alaverdi-Shamlugh-Akhtala and adjoining parts an attempt is made to distinguish such areas which are more perspective for revealing the ores industrial concentration.

УДК: 553:3/4 551.24.05(479.25)

Р. А. САРКИСЯН, С. О. АЧИКГЕЗЯН, С. А. ЗОГРАБЯН, Г. Г. МИРЗОЯН

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРУКТУРЕ КАФАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Отчетливо проявленная пространственная приуроченность продуктов вулканизма среднеюрских и некоторых позднеюрско-раннемеловых построек к Халаджскому нарушению и вулканитов палеогенового возраста к Хуступ-Гиратахскому глубинному разлому свидетельствует об их магмоуправляющей роли.

Исследованием структуры Кафанского рудного поля и, особенно, самого месторождения занималось не одно поколение геологов. Среди них следует выделить работы А. Д. Эрна, В. Н. Котляра, В. Г. Грушевого, А. Л. Додина, Б. С. Вартапетяна, А. Е. Кочаряна, С. С. Ванюшина, Ю. А. Лейе, Э. В. Ананяна, Р. А. Саркисяна, С. А. Зограбяна и др.

Изучая геологическое строение Кафанского рудного района, некоторые исследователи [1] в составе Кафанского сегмента рассматривают ряд антиклинальных и синклинальных линейно-брахиформных структур, в целом составляющих антиклинорное сооружение, охватывающее территорию рудного района от р. Воротан до Цавского интрузивного массива на юге.

Выяснение условий формирования вулканических и разрывных структур, во многом определяющих закономерности пространственного размещения колчеданно-медно-полиметаллического оруденения Кафанского рудного района приобретает большое практическое значение с точки зрения постановки и целенаправленного ведения поисково-разведочных работ.

Первые сведения о вулканической природе некоторых структур в Кафанском районе содержатся в работах Ю. А. Лейе [6] и Р. А. Саркисяна [8].

За последние годы авторами проведены крупномасштабные геолого-картировочные работы на территории рудного района с выделением различных фаций вулканогенных, вулканогенно-осадочных, экструживно-субвулканических и дайковых образований с целью выявления и реконструкции палеовулканических структур. Анализ фактического материала позволяет критически пересмотреть прежние представления о структуре рудного района и выделить ряд разновозрастных вулканических аппаратов, а именно среднеюрского, позднеюрско-раннемелового и палеогенового возрастов.

Вулканические структуры

Отнесение закартированных вулканических центров к той или иной возрастной группе основано, в первую очередь, на геологических дан-

ных, исходя из возраста фаунистически охарактеризованных вулканогенно-осадочных и осадочных образований, тесно ассоциирующих с комплексами вулканических пород. Наряду с этим принимались во внимание петрографический состав и петрохимические особенности эффузивных, пирокластических, субвулканических и жерловых образований, слагающих отдельные структуры [4]. При определении времени формирования вулканических аппаратов были использованы также данные абсолютного возраста вулканитов. Кроме того, учитывались сведения, полученные путем дешифрирования разномасштабных аэрофото-материалов, помогающие фиксировать примерное местоположение вулканических центров на основании наличия радиальных, кольцевых и секториальных структур.

При интерпретации геологических материалов, а также выделении вулканических и разрывных структур и описании глубинного строения рудного района использованы данные геофизических методов исследований (электроразведочного, сейморазведочного профилирования, гравиметрического, магнитометрического, радиометрического и аэромагнитного), полученные Южной геофизической партией Управления геологии, Институтом геофизики и инженерной сейсмологии АН Арм.ССР, партией ВИРГ-а и другими организациями.

Представления о вулканической природе структур рудного района отнюдь не исключают возможность существования связанных нарушений, особенно на периферийных частях крупных вулканических сооружений, где большое развитие получают вулканогенно-осадочные образования (по полосе сс. Давид-Бек, Кахнут, Егвард, Агарак и др.). Слабая складчатость и мелкая гофрировка осадочных пород иногда наблюдается внутри отдельных тектонических блоков и непосредственно у самих разрывных нарушений.

Обобщение материалов дает возможность в пределах изученной территории выделить ряд крупных разновозрастных (среднеюрских, позднеюрско-раннемеловых и палеогеновых) вулканических структур типа стратовулканов (Кавартская, Антарашатская, Барцраванская, Чимянокая и др.). В пределах отдельных вулканических сооружений часто фиксируются несколько побочных или латеральных центров, продукты извержения которых нередко осложняют общую структуру и создают трудности при палеовулканических реконструкциях.

а) Вулканические структуры среднеюрского возраста. Среднеюрские вулканические центры располагаются в северо-западном направлении рудного района по линии Кафан-Саядкар-ферма Чанахчи, образуя в целом удлиненную, положительную структуру, контролируемую, по-видимому, крупным магмоподводящим разломом, проходящим по долине р. Халадж.

Центры вулканических извержений среднеюрского возраста картируются с большим трудом, вследствие эродированности и плохой сохранности пород различных фаций, а также из-за интенсивной гидротермальной их переработанности. Однако, различное сочетание и пространственное совмещение пород жерловой и околожерловой, экстру-

зивно-субвулканической и эффузивной фаций с учетом структурных элементов позволяет выделить наиболее вероятные местоположения вулканических центров среднеюрского возраста. К ним относятся Шаумянский, Катарский, Неркин-Вачаганский, Кавартский, Норашеникский, Антарашатский, Чанахчинокий. Наиболее крупными из них являются Кавартокая и Антарашатская вулканические постройки.

В пределах *Кавартской* постройки развиты андезит-базальты, андезиты, андезит-дациты, туфы, игнимбриты, жерловые и околожерловые брекчии андезит-дацитового состава, а также субвулканические тела кварцевых андезитов, кварцевых дацитов и риодацитов.

Здесь широким распространением пользуются вторичные кварциты и локальные пропилиты, развитые по жерловым и субвулканическим образованиям средне-кислого состава. В районе постройки развиты различно ориентированные разрывные линейные (Мец-Магаринское, Башкендское, Восточно-Саядкарское и др.), а также кольцевые и полукольцевые нарушения, создавая ее мозаично-блоковое строение. К описываемому сооружению приурочено Кафанское медноколчеданное месторождение (рис. 1).

В верховьях р. Халадж выделено другое крупное *Антарашатское* сооружение, в пределах которого откартированы лавы и брекчиевые лавы миндалекаменных андезит-базальтов, андезит-дациты, туфы, игнимбриты кварцевых дацитов, жерловые и околожерловые брекчии дацитового состава и штокообразное тело кварцевых дацитов. В районе этого сооружения установлен ряд кольцевых, секториальных и радиальных разрывных нарушений, подчеркивающих вулканическую природу данной структуры.

Сравнительно мелкие вулканические центры среднеюрского возраста выделены по совокупности и пространственной совмещенности жерловых, околожерловых брекчий и субвулканических тел андезитового, андезит-дацитового (Шаумянский, Неркин-Вачаганский, Катарский, Дзорастанский) или дацитового (Чанахчинский, Норашеникский) составов. Кроме этого, принимались во внимание участки наибольшей концентрации жильных пород, их состав и пространственное размещение, а также наличие кольцевых и радиальных структур. Важное место занимает также выявление участков пород, подвергшихся интенсивным метасоматическим преобразованиям, что может координатно указать на существование проницаемых зон, т. е. на близость вулканического центра. Так например, в пределах Норашеникского вулканического аппарата установлены андезиты, гналокластиты миндалекаменных андезит-базальтов и субвулканическое тело кварцевых дацитов с небольшими выходами жерловых брекчий. Здесь развиты минеральные фации вторичных кварцитов и пропилитов, а также ряд кольцевых структур.

Следует отметить, что по сейсморазведочным и магниторазведочным работам выделена Норашеникская вулканоструктура, центр которой находится «в области сочленения кольцевых структур с широтной тектоно-магматической зоной». Последняя соединяется с центром Арцваникской вулкано-структуры. Эти «узлы» сочленения разломов орто-

гональной системы с кольцевыми разломами, ограничивающими кальдерные уступы вулкано-структур, рассматриваются как наиболее перспективные на поиски скрытого оруденения.

В пределах Шаумянского вулканического аппарата выделены субвулканические кварцевые андезиты (барабатумские), инъекционные вулканические брекчии кварцевых андезитов [5] и дайки андезитового,

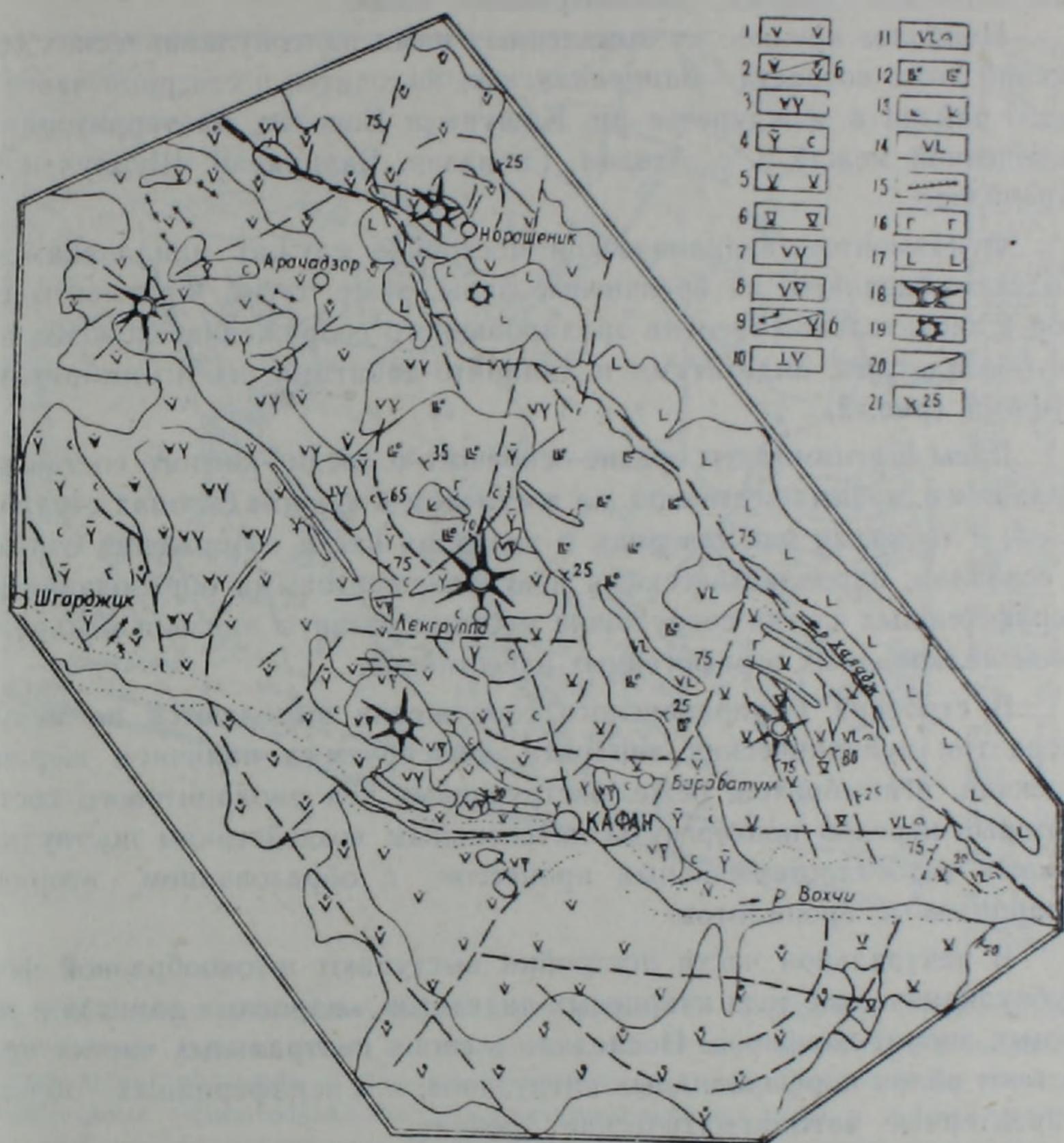


Рис. 1. Схематическая геологическая карта центральной части Кафалеского рудного поля. А—Вулканиты среднеюрские ($J_2^{b/j_2-b'}$): 1—андезиты миндалекаменные; 2—брекчиевые лавы (а), гиалокластиты (б) миндалекаменных андезитов; 3—брекчиевые лавы андезитодацитов; 4—туфы, игнимбриты андезитодацитов, кварцевых дацитов с линзами известковистых песчаников; 5—кварцевые андезиты (барабатумские); 6—инъекционные вулканические брекчии кварцевых андезитов; 7—базокварцевые андезитодациты; 8—жерловые и околожерловые брекчии андезитодацитов; 9—дайки (а) и штоки (б) кварцевых дацитов; 10—риодациты. Б—вулканиты верхнеюрско-нижнемеловые ($J_3^{o/r_2} - K^{o/1}$): 11—туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты андезитобазальтов с линзами известняков; 12—гиалокластиты андезитобазальтов; 13—силлы редкопорфировых андезитобазальтов; 14—штоки андезитобазальтов; 15—дайки диабазовых порфиритов; 16—габбро; 17—четвертичные потоки базальтов и базанитов. В—вулканические центры: 18—среднеюрские; 19—четвертичные, 20—разрывные нарушения; 21—элементы залегания.

андезито-дацитового и базальтового составов. По породам жерловой и субвулканической фаций широко развиты процессы вторичного окварцевания и пропилитизации. К этой вулканической структуре приурочено Шаумянское золото-полиметаллическое месторождение.

б) *Верхнеюрско-нижнемеловые вулканические структуры* также выделены на основании комплекса геолого-структурных и палеовулканикологических данных, рассмотренных выше.

Наиболее крупное из выявленных нами палеовулканических сооружений этого возраста—*Барцраванское*, находится в северной части рудного района в междуречье рр. Кашуни и Воротан, на территории, заключенной между с. с. Агвани, Галидзор, Барцраван, Шурнух и Нор-Арачадзор.

Фундаментом вулканической постройки служат миндалекаменные андезито-базальты, их брекчиевые лавы, реже туфы. Фрагменты склонов в значительной степени эродированного сооружения сложены андезитобазальтами, андезитами и липарито-дацитами, их игнимбритами и туфами (рис. 2).

Лавы и игнимбриты средне-основного и средне-кислого составов сохранились, преимущественно, на восточном и южном склонах стратовулкана, в то время как северная и западная части сооружения сложены, в основном, пирокластическими и вулканомиктовыми образованиями. В периферийных частях сооружения местами развиты линзы и мелкие прослойки мелководных и рифогенных известняков.

В строении Барцраванского сооружения выделяются по меньшей мере три вулканических аппарата, фиксируемых наличием жерловых брекчий, игнимбритов, реже экструзивных тел риодацитового состава, которые нередко подвергнуты интенсивным воздействиям поствулканических газогидротермальных процессов с образованием вторичных кварцитов и пропилитов.

В центральной части постройки выступают штокообразной формы субвулканические тела кварцевых андезитов, кварцевых дацитов и кварцевых диорит-порфиров. Последние в своих центральных частях приобретают облик порфировидных интрузивов, а в периферийных—образуют характерные автомагматические брекчии.

Данными сейсморазведки в пределах сооружения, на глубине, установлено наличие довольно крупного интрузивного тела, по нашим представлениям являющегося характерным для подобного типа структур гиповулканическим интрузивом, фиксирующим местоположение питающей камеры стратовулкана.

На изученных нами разномасштабных аэроснимках в районе Барцраванского вулканического сооружения четко фиксируется ряд полукольцевых и линейных структур, существование которых частично подтверждено полевыми наблюдениями и данными геофизических исследований. Указанные структуры придают территории постройки блоковое строение.

Отметим, что к северо-западной части Барцраванского вулканического сооружения приурочено одноименное золото-полиметаллическое

рудопроявление. Наличие ряда благоприятных факторов позволяет нам обосновать перспективность на оруденение также северо-восточной и южной частей постройки.

Помимо вышеописанной крупной вулканической структуры, на площадях развития верхнеюрско-нижнемеловых образований установлен ряд небольших более или менее четко выраженных вулканических ап-

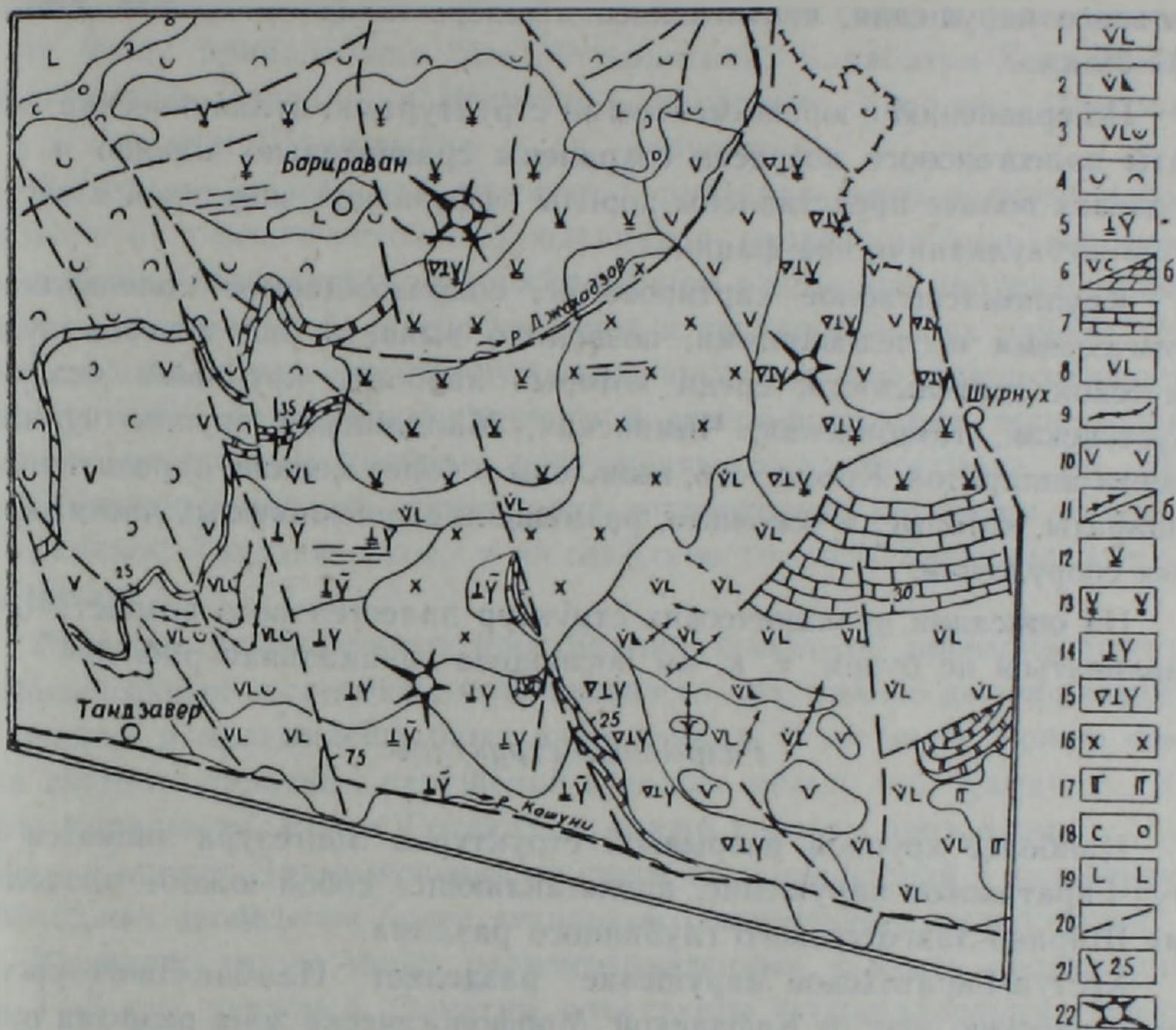


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района с. Барираван. А—Верхнеюрско-нижнемеловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования: 1—миндалекаменные андезитобазальты с линзами известняков и туфов; 2—брекчиевые лавы миндалекаменных андезитобазальтов; 3—лапиллиневоглыбовые туфы и туфоконгломераты андезитобазальтов и андезитов; 4—туфы нерасчлененные, песчаники, известняки; 5—туфы и игнимбриты риодацитов; 6—туфы и игнимбриты андезитов и дацитов (а) с линзами известняков и песчаников (б); 7—известняки; 8—штоки андезитобазальтов; 9—силлы и дайки долеритовых базальтов; 10—штоки андезитов; 11—дайки андезитов и трахитовых андезитов (а), штоки трахитовых андезиодацитов (б); 12—кварцевые андезиты; 13—кварцевые дациты; 14—риодациты; 15—жерловые и околожерловые брекчии андезитов, дацитов, риодацитов; 16—кварцевые диоритопорфириты; 17—габбро палеогеновые; 18—туфы, туфоконгломераты (горисская толща) плиоценовые; 19—четвертичные потоки базальтов; 20—разрывные нарушения; 21—элементы залегания; 22—поздньюрско-раннемеловые вулканические центры.

паратов, фиксируемых сочетанием пород жерловой, околожерловой и субвулканической фаций, иногда подвергнутых неинтенсивной гидротермальной аргиллизации и пропилитизации. Подобные, относительно небольшие, вулканические аппараты, приуроченные к узлам пересече-

ния разрывных нарушений преимущественно близширотного и северо-западного простираний, нередко в сочетании с кольцевыми и полукольцевыми структурами, закартированы нами в районах с. с. Шгарджик, Верин Вачаган, Гехануш, Карачиман, Сизнак, Неркин Гедаклу, Шабдин, Доврус и выс. Пеллор.

в) *Вулканические структуры палеогенового возраста* в пределах исследуемой территории тяготеют к полосе Хуступ-Гиратахского регионального нарушения, протягиваясь в северо-западном направлении на 20—25 км.

По сравнению с юрско-меловыми структурами, вулканические аппараты палеогенового возраста сохранены сравнительно хорошо и в их пределах полнее представлены породы эффузивной, жерловой и экстрезивно-субвулканической фаций.

Крупномасштабное картирование, сопровождаемое палеовулкано-логическими исследованиями, позволило выявить ряд центров вулканической деятельности, среди которых наиболее крупными являются Хуступская, Комбахская, Чимянская, Малдашюкая группы вулканических аппаратов. Кроме того, выявлены и более мелкие, паразитические аппараты, которые, в основном, размещены в присклоновых частях крупных сооружений.

На описании вулканических структур палеогенового возраста останавливаться не будем, т. к. им посвящена специальная работа.

Разрывные структуры

Наиболее крупной разрывной структурой Зангезура является Хуступ-Гиратахское нарушение, представляющее собой южное продолжение Ширако-Зангезурского глубинного разлома.

Хуступ-Гиратахское нарушение разделяет Памбак-Зангезурскую тектоническую зону от Кафанской. Морфологически зона разлома выражена несколькими субпараллельными швами близмеридионального северо-западного простирания ($330—340^\circ$), плоскости которых падают на юго-запад под углами $70—85^\circ$. Общая мощность зоны разлома доходит до одного километра, в то время как отдельные ее швы, представленные перемьятыми и раздробленными породами, имеют мощность в 40—50 метров.

Стратиграфические разрезы в крыльях этого глубинного разлома разные. Так например, мощность мезокайнозойских образований в восточном крыле на 4800 м больше по сравнению с западным крылом [2].

По данным сейсмического профилирования, по Хуступ-Гиратахскому разлому породы западного блока приподняты относительно восточного примерно на 4 км.

Строгая приуроченность центров вулканических извержений палеогенового возраста к зоне Хуступ-Гиратахского глубинного нарушения овидетельствует о магмоподводящей роли этой структуры.

Что же касается морфологии, внутреннего строения, характера блоковых перемещений и истории формирования разрывных нарушений

Кафанского месторождения и рудного поля, то они достаточно подробно описаны в многочисленных работах, поэтому здесь не рассматриваются. Отметим только, что почти все более или менее крупные нарушения представлены одной или несколькими зонами развальцевания, перемятия пород с образованием глинки притирания различной мощности. При большой интенсивности проявления тектонических подвижек основные швы нарушений сопровождаются параллельно или кулисообразно расположенной системой разрывов общей мощностью до сотни и более метров. К их числу принадлежат Мец-Магаринский, Барабатум-Халаджский, Башкендокий, Западно- и Восточно-Саяджарские, Западно-, Централь-но- и Восточно-Шаумянские и др. нарушения.

Выделение разрывных структур в пределах всего рудного района основано на геологических наблюдениях и дешифрировании аэрофото-материалов. Наибольшим распространением разрывные нарушения пользуются в центральной, северо-западной и западной частях района. Среди них выделяются системы крутопадающих разрывов северо-западного, субширотного, близмеридионального и северо-восточного простираний. Первые две системы наиболее протяженные и выдержанные. Из нарушений северо-западного простирания сравнительно крупными являются Халаджское, Тандзаверское, а из северо-восточных—Хотананское и Севакарское.

Разрывы субширотного простирания выявлены преимущественно геофизическими исследованиями, многие из них хорошо дешифрируются на средне- и мелкомасштабных аэроснимках. В их числе можно отметить систему широтных нарушений в полосе между гор. Кафан, сс. Каварт, Карачиман, Верин Гедаклу, а также разлом, проходящий по долине р. Кашуни. Для выяснения природы этих нарушений в дальнейшем необходимо проведение более детальных специальных исследований.

Выявлено также много разнонаправленных и менее протяженных (до 3—5 км) разломов. Отметим, что группа субпараллельных северо-западных нарушений находится в северной части района и протягивается в бассейн р. Воротан, а близмеридиональные разломы отмечаются большей частью на восточном, южном и западном флангах района. На востоке эти нарушения прослеживаются в пределах развития осадочных образований, в то время как на западе они секут вулканогенно-обломочные породы хребта Чимян и его восточных склонов в виде параллельной системы кулисообразно расположенных структур, тяготеющих к Хуступ-Гиратахской зоне. Ниже вкратце приводится описание некоторых из вышеотмеченных нарушений.

Халаджский разлом проходит по долине одноименной реки, а южнее совх. Сюник—вдоль русла реки Вохчи. Он подсечен многочисленными поисково-структурными скважинами и вскрыт горными выработками. Разлом представлен зоной (мощностью в 5—15 м) перемятых и раздробленных пород северо-западного простирания с падением ее плоскости на северо-восток под углами 70—80°. Он протягивается в северо-западном направлении более чем на 20 км. Халаджский разлом нами

рассматривается в качестве одного из важных структурных элементов разрывной тектоники рудного района. К зоне этого нарушения тяготеют многие выходы кислых субвулканических пород, а также ряд вулканических центров, которые, в целом, образуют вытянутую в северо-западном направлении цепочку вулканических построек, что, по всей вероятности, обусловлено магмоконтролирующей ролью описываемой структуры. По данным аэромагнитной съемки северо-восточный фланг рудного района характеризуется аномалией положительной интенсивности, в то время как в пределах юго-западной части явно преобладают аномалии отрицательной интенсивности магнитного поля и границей их раздела является р. Халадж.

Тандзаверское нарушение также имеет немаловажное значение в формировании структуры района. Оно протягивается на северо-запад примерно на 15 км с места впадения р. Хотанан в р. Халадж, далее на северо-запад, через перевал Аджимамед-юрт, с. Тандзавер уходит под четвертичные базальты у с. Галидзор. Южнее с. Тандзавер разлом разветвляется, западная ветка которого проходит через с. Антарашат. Тандзаверское нарушение контролирует выходы кислых субвулканических образований (кварцевых дацитов и липарито-дацитов) в полосе Тандзавер-Галидзор. Плоскость нарушения падает на северо-восток под крутыми углами $70-80^\circ$. Судя по расположению выходов известняков, по этому нарушению происходили небольшие опущения с поднятием всякого бока (район с. Барцраван).

Из других нарушений северо-восточного простирания следует выделить *Хотананское* (аз. падения $300-310^\circ$, угол падения $70-75^\circ$), которое протягивается на 10 км от с. Арачадзор через с. Неркин Хотанан до с. Шамсуз. По плоскости этой структуры породы основания верхней юры смещены на значительную амплитуду (в плане видимое смещение составляет примерно 1500 м); юго-восточный блок (лежащее крыло) приподнят.

Севакарское нарушение проходит западнее г. Пеллор через с. Севакар в направлении дома отдыха Кармракар и, возможно, оно является северо-восточным продолжением Барабатум-Халаджского разлома, который очень четко картируется в горных выработках Шаумянского месторождения. Это нарушение хотя и хорошо дешифрируется, но по нему особых блоковых перемещений пород практически не устанавливается.

Широтные структуры пользуются значительным развитием в районе самого месторождения и в южной и северной частях района. Крупное нарушение субширотного простирания отмечено вдоль реки Кашуни, которое, протягиваясь в западном направлении, перекрывается риодацитами Малдашской вулканической постройки. На этом же участке сходятся разрывные структуры северо-западного простирания. Много непротяженных трещинных структур субширотной ориентировки зафиксировано в различных частях бассейна р. Воротап, особенно на участках развития среднекислых пород.

Следует отметить, что подавляющее большинство рудных жил различного минерального состава на месторождениях Кафан и Шаумян также имеет субширотную ориентировку с преимущественным южным падением.

Разрывные нарушения, вмещающие магматические тела различного петрографического состава, распространены неравномерно и часто образуют отдельные скопления или группы. Так, силлы и дайки долеритовых базальтов установлены преимущественно в северо-восточной части района, где они имеют северо-западное простирание, в то время как дайки диабазов и андезитов находятся на склонах вулканических построек и выполняют трещины северо-восточного и близмеридионального направления, а габбро-диабазы и кварцевые дациты тяготеют к нарушениям северо-западного простирания.

Согласно материалам сейсморазведочных и гравимагнитных наблюдений [7], схема блокового строения и разрывной тектоники Кафанского рудного района представляется в виде взаимоперпендикулярных и прямолинейных зон разломов меридионального и широтного направления, причем выделенные отдельные структуры совпадают с геологическими данными.

Помимо разрывных нарушений линейного характера, путем дешифрирования аэрофотоснимков и отчасти по полевым наблюдениям, нами в рудном районе установлен ряд кольцевых и полукольцевых структур, наиболее крупные из которых размещены в пределах Кафанского рудного поля, в верховьях р. Халадж, а также в районе сс. Норашеник, Барцраван, Ачхлу и Егвард.

Эти разрывные нарушения развиты преимущественно в пределах установленных нами вулканических сооружений и в некоторых случаях, возможно, фиксируют собой кальдерные обрушения, образованные после опорожнения питающих вулканы магматических камер. Диаметр крупных кольцевых структур колеблется в пределах 5—10 км; они часто представлены несколькими концентрическими нарушениями, иногда имеющими центриклинальные падения.

Наличие кольцевых и полукольцевых структур на Кавартском, Норашеникском и Барцраванском вулканических сооружениях подтверждено и геофизическими данными.

Довольно трудно объяснимыми являются кольцевые структуры, локализованные в известняках в районе с. Егвард. Вероятно, мы здесь имеем дело с криптовулканической структурой, погребенной под известняками раннемелового возраста.

Кроме вышеупомянутых крупных кольцевых структур, в рудном районе имеются и более мелкие структуры аналогичного характера, диаметр которых не превышает 2—2,5 км.

Вышесказанное нами мнение о природе кольцевых разломов носит предположительный характер, и эти интересные с геологической точки зрения структуры нуждаются в дальнейшем изучении.

Выявление глубинного строения Кафанского рудного района имеет большое научное и практическое значение.

Существующие геофизические материалы по данным гравиразведки [3], магнито- и сейсморазведки [7] позволили исследователям представить схему глубинного строения территории республики и Кафанского района в частности.

Анализируя геолого-геофизические материалы по Кафанскому рудному району, Г. Р. Мкртчян и Р. А. Саркисян выделили пять разновозрастных комплексов пород и ряд интрузивных тел среднекислого состава, залегающих на различных глубинах.

По данным глубинного сейсмического зондирования выделяются различные опорные сейсмические границы, соответствующие определенным литолого-стратиграфическим горизонтам.

Сейсмическое профилирование, проведенное в различных частях рудного района, дает предположительные границы раздела по отражающим площадкам между кровлями средней и верхней юры, нижней и средней юры, а также фиксирует поверхности складчатого и доскладчатого фундаментов, гранитного и базальтового слоев. При этом подошва юрских образований отмечена на глубине около 3 км (на западе района), в то время как на востоке (район с. Агарак) она уходит на глубину более 5 км. Складчатый и доскладчатый фундаменты соответственно залегают на глубинах от 5 до 9 км, а граница между базальтовым и гранитным слоями проходит в среднем на уровне 16 км. Следует отметить, что на профилях некоторые тектонические нарушения пересекают фундамент и уходят в гранитный слой, а по Хуступ-Гиратахскому разлому западный (Зангезурский) блок приподнят настолько, что фундамент имеет выход на дневную поверхность. В районе с. Барцраван отмечается выход интрузивного тела, ограниченного нарушениями и погружающегося в юго-западном направлении, а в районе г. Кафана интрузивное тело залегают на глубине 1,5 км (разрез Гехануш-Кафан-Норашеник-Барцраван). Небезынтересно отметить, что на этом же разрезе под Кафаном отражающие площадки, разделяющие поверхности фундамента, гранитного и базальтового слоев значительно прерваны и не исключена возможность, что это обстоятельство может быть объяснено с точки зрения связи юрского вулканизма с базальтовым слоем. Именно на этом же месте отражающие площадки наклонены в разные стороны, как бы подчеркивая существование приподнятой структуры. Геологическими исследованиями нами именно здесь выделяется крупное Кавартское вулканическое сооружение.

Выводы

1. Обобщение материалов, полученных при фациальном расчленении вулканитов, геологической интерпретации обширной геофизической информации и дешифрировании разномасштабных аэрофотоснимков позволяет критически пересмотреть прежние представления о структу-

ре Кафанского рудного района и выделить ряд разновозрастных вулканических аппаратов: среднеюрского, позднеюрско-раннемелового и палеогенового возрастов. Наличие разномасштабных палеовулканических аппаратов, продуктами извержения которых сложены крупные палеовулканические сооружения, дает возможность рассматривать Кафанский брахиантиклинорий как систему сложно построенных, длительно развивающихся вулкано-тектонических структур.

2. Среди разрывных нарушений особое место принадлежит Хуступ-Гиратахскому глубинному разлому северо-западного простирания, являющемуся западной границей рудного района. Установлена его магмоконтролирующая роль, наиболее отчетливо проявляющаяся по отношению к вулканизму палеогенового возраста, что доказывается тесной пространственной приуроченностью палеогеновых вулканических центров к полосе Хуступ-Гиратахского глубинного разлома.

3. Тяготение крупных среднеюрских вулканических построек и ряда мелких аппаратов позднеюрско-раннемелового вулканизма к Халаджскому разрывному нарушению, также имеющему северо-западное простирание, свидетельствует о магмоконтролирующем характере этой структуры.

4. Кроме линейных разрывных нарушений выявлен ряд кольцевых структур (диаметром в 1,5—10 км), часто представленных несколькими концентрическими разломами, центриклинальные падения которых иногда устанавливаются как геологическими, так и геофизическими данными. Эти структуры развиты, преимущественно, в пределах выявленных вулканических сооружений и, возможно, фиксируют кальдерные обрушения, образованные в результате опорожнения питающих вулканы магматических камер.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23. II. 1983.

Թ. Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ, Ս. Հ. ԱԶԻԲՅՈՂՅԱՆ, Ս. Ա. ԶՈՀՐԱԲՅԱՆ, Հ. Դ. ՄԻՐՉՈՅԱՆ

ՆՈՐ ՏՎՅԱԼՆԵՐ ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

Ամփոփում

Մավալուն փաստացի նյութի վերլուծության հիման վրա Ղափանի հանքային շրջանի սահմաններում առաջին անգամ առանձնացվում են սարբեր՝ միջին յուրայի, ուշ յուրայի-վաղ կավճի և պալեոգենի հասակների հրաբխային կառույցներ: Ղափանի բրախիանտիկլինորիումը դիտվում է որպես բարդ կառուցվածք ունեցող և երկարատև զարգացում ապրող հրաբխա-տեկտոնական ստրուկտուրաների մի համակարգ:

Միջին յուրայի և որոշ ուշ յուրայի-վաղ կավճի հասակի հրաբխային կառույցների որոշակի արտահայտված տարածական առնչությունը հալաջի խախտմանը, իսկ պալեոգենի հասակի հրաբխածին առաջացումներինը՝ հուստուփ-Գիրաթաղի խորքային բեկվածքին, վկայում են այդ խղումնային խախտումների մագմավերահսկող դերի մասին:

NEW DATA ON THE KAPHAN ORE REGION STRUCTURE

Abstract

On the basis of factual data analysis, for the first time in the Kaphan ore region volcanic edifices of different ages are revealed such as Middle Jurassic, Late Jurassic-Early Cretaceous and Paleogene. The Kaphan brachy-anticlinorium is considered as a system of complicated built and long-term developed volcano-tectonic structures.

Distinctly manifested spatial connection of Middle Jurassic and some Late Jurassic-Early Cretaceous edifices volcanic products to the Khaladj fault dislocation as well as the close connection of Paleogene volcanites to the Khustup-Guiratagh abyssal fracture zone indicate the magmacontrolling role of both of the fractures.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Закавказья. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, Ереван, 1958.
3. Асланян А. Т., Вегуни А. Т., Михай Т. А., Никольский Ю. И., Сироткина Т. Н. Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1975.
4. Ачикгезян С. О., Зограбян С. А., Мирзоян Г. Г., Саркисян Р. А. Петрохимические особенности мезокайнозойских магматических комплексов Кафанского рудного района и некоторые вопросы их рудоносности. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1983.
5. Зограбян С. А. Эксплозивные брекчии кварцевых андезитов-дацитов Кафанского месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1971.
6. Лейе Ю. А. О верхнебайосском вулканическом аппарате и связанном с ним проявлении молибденита из Кафанского рудного поля. ДАН АН Арм. ССР, т. 36, № 3, 1963.
7. Мирошникова О. В., Сепоян Р. П., Халатян А. А., Шопин Ю. Г. Основные элементы тектоники Кафанского рудного района по геофизическим данным. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1976.
8. Саркисян Р. А. К вопросу о структуре и особенностях локализации оруденения Кафанского месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1973.

УДК: 552.3(479.25) + 550.382.7

Ю. П. ОРОВЕЦКИЙ, Г. В. ЕГОРКИНА

ГЛУБИННЫЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ДИАПИРИЗМ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРМЕНИИ

По материалам МОВЗ в пределах Центральной Армении выделена трансоровая акустическая аномалия. Ее размеры: глубина—70 км, ширина в приповерхностной части—75 км, у основания—20 км. Ряд признаков позволяет отождествить ее с глубинным магматическим диапиром, который сопровождается палингенным очагом. Этот интрузивный комплекс может представлять собой богатое геотермальное месторождение.

В пределах региона, в свое время, проводились профильные исследования МОВЗ с целью выяснения его глубинного строения [3—5]. В предлагаемой работе прежние результативные материалы анализируются под иным углом зрения. Целью переинтерпретации является выделение трансоровых акустических аномалий, отождествляемых с крупными интрузиями первично ультраосновного состава, названными глубинными магматическими диапирами [6—11]. Для МОВЗ это области с повышенной способностью к генерации обменных волн, для ГСЗ—участки, где отражающие элементы фиксируются сравнительно редко. Форма аномалий воронкообразная или усеченного перевернутого конуса. Ширина вблизи поверхности—70÷160, а у основания—20÷80 км. Эти аномальные области пересекают толщу континентальной земной коры. Раздел М, по отношению к сопредельным территориям, приподнят. Поле силы тяжести—широкий пологий минимум, усложненный небольшими положительными аномалиями. На поверхности широко развит магматизм. Примером этих структур на территории Украинского щита, где они были впервые выделены, могут служить Корсунь-Новоукраинская, Коростенская и Кировоградская трансоровые акустические аномалии. Первые две сопровождаются интрузиями анортозит-ралаквивгранитной формации на площадях соответственно 6600 и 12000 км²; над основанием Кировоградской развиты палингенные граниты на территории 3500 км².

Магматические образования на фоне вмещающих пород также можно рассматривать в качестве аномалий, но уже структурно-вещественных, которые продолжаются трансоровыми акустическими аномалиями до глубин, где существует, или существовала некогда, астенообласть Земли. Приведенная характеристика дает основание для отождествления этих аномальных областей с глубинными магматическими диапирами.

В пределах профиля III—III (рис. 1) выделена трансоровая акустическая аномалия. Размеры ее: глубина — около 70, ширина в при-

поверхностной части—75, у основания—20 км. Раздел М залегает на глубине 37 км, что на 3—5 км выше, чем в прилегающих территориях [3—5]. Аномальное гравитационное поле характеризуется широким пологим минимумом с двумя локальными максимумами. На поверхности широко развиты магматические образования неоген-антропогенного возраста, вулканические аппараты и современные гидротермальные проявления. Границы транскоровой акустической аномалии повторяют границы Севанского оротектонического пояса. Уже только эти перечисленные признаки позволяют отождествить транскоровую акустическую аномалию с глубинным магматическим диапиром, но существуют и другие, характеризующие магматическую структуру как относительно молодую. К их числу относятся: аномалия максимальной плотности теплового потока— $97 \mu\text{Вт}/\text{м}^2$ против $50 \mu\text{Вт}/\text{м}^2$ в сопредельных областях [1]—и высокие значения геотермического градиента, составляющие здесь $5^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. К северо-востоку и юго-западу от мегаинтрузии эти значения уменьшаются до 1,2 и $1,5^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ соответственно [2]. Вероятен также структурно-гидрографический контроль: русла рек Аракс, Раздан, Арпа и их притоков, оконтуривающие округлую в плане структуру (рис. 2), вполне могут наследовать, в каком-то приближении, границы глубинного магматического диапира, занимающего территорию свыше 6000 км^2 . В связи с этим Севанский и Вединский гипербазитовые пояса офиолитовой формации оказываются расположенными на периферии магматической структуры. Их можно отнести к периферической фации мегаинтрузии, что позволяет судить о первично ультраосновном составе ее расплава.

Аналогичная модель глубинного магматического диапира, эволюция вещества которого определялась, в основном, процессами ксеногибридизации и гравитационной дифференциации расплава, была просчитана на ЭВМ с целью компенсации гравитационного поля. Решение прямой задачи гравиметрии показало, что удовлетворительное совпадение расчетного поля с наблюдаемым достигается при условии, когда глубинный магматический диапир задается в виде стратиформной интрузии [8, 11].

Такое крупное тело ультраосновного состава могло быть нагрето, принимая во внимание температуру становления эффузивных аналогов гипербазитовой магмы, до 1500°C . Обладая, из-за своих размеров, большой тепловой инерцией, оно неизбежно должно было вызвать в перекрывающих породах существенные преобразования, вплоть до их ультраметаморфизма. Мощность палингенного очага гранитного состава, в этом случае, должна составлять не менее 7 км, а минимальное время его существования—порядка $20 \cdot 10^5$ лет [9, 10].

Поверхность «базальтового» слоя в транскоровой акустической аномалии залегает на глубине 18 км [3]. Если считать ее апикальной частью глубинного магматического диапира, тогда кровля палингенного очага должна располагаться на 7 км выше, т. е. на глубине порядка 11 км. Примерно на этом уровне находится граница, условно относимая к поверхности консолидированной коры ($V_s = 5,8 \div 6,2 \text{ км}/\text{с}$, что характеризует граниты). На этом основании можно допустить, что в настоя-

щее время на глубинах 11÷18 км размещается интрузия, представленная переплавленными коровыми породами кровли глубинного магматического диапира. Наличие в третичном интрузивном комплексе Армении множества ксенолитов более древних вулканогенных и карбонатных образований [2] также подчеркивает его палингенное происхождение.

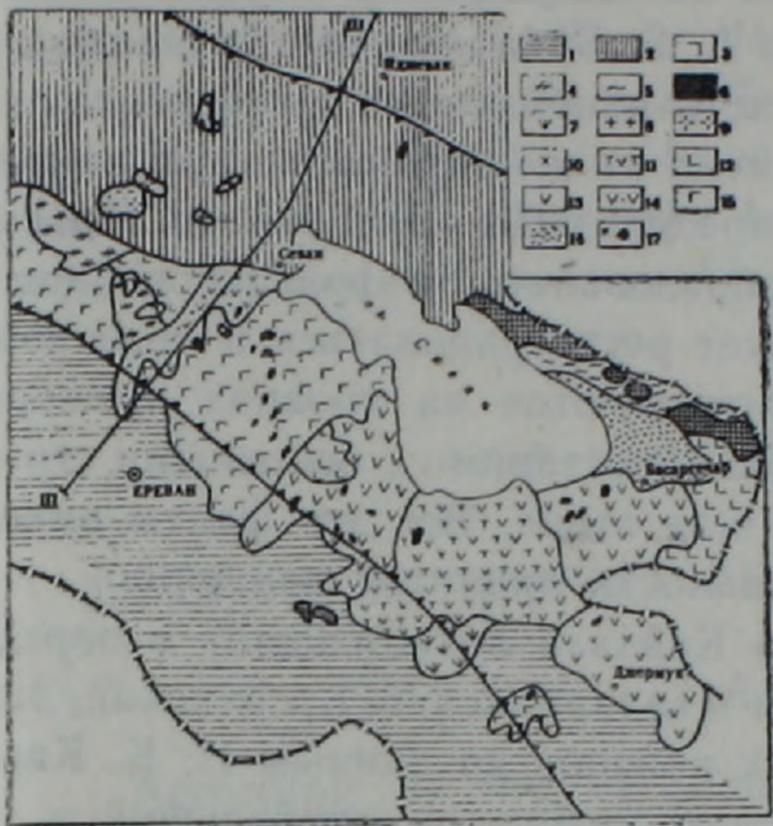


Рис. 1

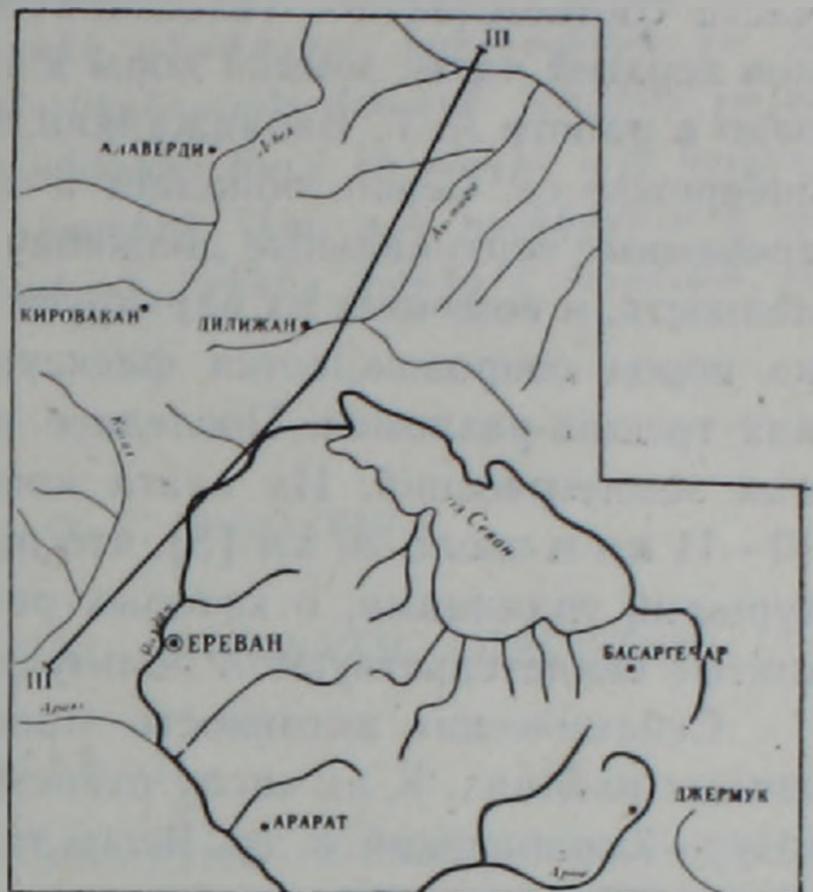


Рис. 2

Рис. 1. Геологическая схема центральной части Армении (по А. Т. Асланяну, А. Т. Вегуни, 1968. Упрощено). 1—преимущественно вулканогенно-осадочные образования широкого возрастного (от карбона до неогена) диапазона; 2—преимущественно вулканогенно-осадочные образования возрастного диапазона от юры до неогена; 3—гранитоиды палеозоя; 4—метаморфические образования позднего протерозоя-кембрия (?); 5—осадочные породы позднего мела; 6—гипербазиты мел-палеогенового возраста; 7—раннеэоценовые эффузивы; 8—позднеэоценовые гранитоиды; 9—олигоценые гранитоиды; 10—олигоценые снениты; 11—позднемиоцен-четвертичные эффузивы; 12—андезиты, дациты среднего палеоцена; 13—раннечетвертичные базальты, андезиты, дациты; 14—среднечетвертичные базальты, дациты; 15—позднечетвертичные базальты, андезитобазальты; 16—современные аллювиальные образования; 17—вулканические аппараты.

Рис. 2. Схема структурно-гидрографического контроля глубинного магматического диапира.

Современная температура палингенного очага изменяется, согласно геотермическому градиенту, от 550°C в его апикальной части до 900°C в подошве. Это почти на 300°C ниже солидуса пород основного состава и на такую же величину выше ликвидуса гранита. Поэтому в нижней половине палингенного очага, несмотря на значительную глубину, можно ожидать какую-то часть кислого материала еще в жидкой фазе. Такая обстановка показывает, что в настоящее время глубинный магматический диапир и сопровождающий его палингенный очаг находятся в стадии остывания. Потеря тепла через поверхность выражается в аномально высокой плотности теплового потока.

Фазовые переходы в силикатных системах сопровождаются изменением объема в среднем до 10%. Это, в приложении к рассматриваемой

обстановке, выразится в просадке толщи пород, перекрывающих остывающий палингонный очаг. Проседание (в абсолютных величинах) будет тем большим, чем большей будет мощность интрузии. При условии конусообразной формы магматической камеры наименьшие и наибольшие величины просадки можно ожидать на ее периферии и центральной части соответственно. Телескопическое погружение тектонических блоков верхней части земной коры в этом же направлении отчетливо показано в работе А. Г. Бабаджаняна. По А. Г. Бабаджаняну, юго-западное побережье оз. Севан попадает в область наибольшего погружения; современные вертикальные движения имеют ту же отрицательную направленность, и величина их варьирует в пределах 0,4—3,00 мм/год. Просадка пород сопровождается флексурообразованием и возникновением в них трещин-разломов. Последнее может регистрироваться в виде коровых землетрясений. Их очаги концентрируются на уровнях примерно 10—11 км и около 20 км [5], что прямо сопоставимо с основными структурными границами, о которых речь шла выше. Все эти факты вместе взятые свидетельствуют в пользу реальности принятой концепции.

Сейсмическая активность Малого Кавказа локализована в определенных районах. К их числу относятся Ахалкалакский, Греванский, Зангезуро-Карабахский и др. Всего таких районов по данным Н. К. Карапетян [2]—семь. В пределах последнего находится наибольший в регионе Ордубад-Мегринский плутон. Если связывать местные землетрясения с эволюцией вещества глубинных магматических диапиров, можно считать, что выделенная нами на территории Малого Кавказа мегаинтрузия не единственная.

Таким образом, интенсивный магматизм и современная гидротермальная деятельность, размещение вулканических аппаратов и трубок взрыва, отрицательная направленность современных вертикальных движений, аномалия максимальной плотности теплового потока, сопровождаемая высокими значениями геотермического градиента, очаги местных коровых землетрясений, специфическая аномалия силы тяжести и, наконец, Севанский оротектонический пояс сконцентрированы в одной локальной области Малого Кавказа. Такое пространственное совпадение, по сути дела, дополняющих друг-друга явлений представляется не случайным стечением обстоятельств и должно иметь единую причину. Ею, как показано, может быть присутствующий на глубине сравнительно молодой многофазный (последняя фаза—в позднем эоцене) глубинный магматический диапир, представляющий собой также богатое геотермальное месторождение.

Институт геофизики АН УССР.

Институт физики Земли

АН СССР

Поступила 30 XII 1982.

ԿԵՆՏՐՈՆԱԿԱՆ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԽՈՐՔԱՅԻՆ ՄԱԳՄԱՏԻԿ ԴԻԱՊԻՐԻԶՄԸ

Ամփոփում

Նրկրաշարժերի հարուցած փոխանակային ալիքների մեթոդի կիրառմամբ ստացված նյութերի հիման վրա Կենտրոնական Հայաստանում առանձնացված է անդրկեղևային ակուսիկ անոմալիա, որի չափերն են՝ խորությունը 70 կմ, լայնությունը մերձակերեսային մասում 75 կմ, լայնությունը հիմքում 20 կմ: Մի շարք հատկանիշներ թույլ են տալիս այն նույնացնել այնպիսի խորքային մագմատիկ դիապիրի հետ, որն ուղեկցվում է պալինգեն օջախով: Այդ ինտրուզիվ կոմպլեքսն իրենից կարող է հարուստ պեոթերմալ հանքավայր ներկայացնել:

Yu. P. OROVETSKI, G. V. YEGORKINA

CENTRAL ARMENIA ABYSSAL MAGMATIC DIAPIRISM

Abstract

According to the earthquake stimulated exchange waves methods data a transcrustal acoustic anomaly is revealed in Central Armenia which has following dimensions: depth-70 km, width at the near-surface part-75 km and width at the base-20 km. A number of indications allows us to identify it with an abyssal magmatic diapir which is accompanied by a palingenetic chamber. This intrusive complex may be a rich geothermal deposit.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аветисянц А. А. Геотермические условия недр Армении. Наука, М., 1979.
2. Геология СССР, т. 43, Армянская ССР, Недр, М., 1970.
3. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. Сов. геология, № 6, 1973.
4. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. Сов. геология, № 3, 1976.
5. Егоркина Г. В. Структура земной коры и верхней мантии Малого Кавказа (Армения) по данным обменных волн. В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Наукова думка, Киев, 1978.
6. Оровецкий Ю. П. Транскоровые акустические аномалии в структуре Украинского щита. Геофиз. журн., т. 3, № 2, 1981.
7. Оровецкий Ю. П. Проблема глубинного магматического диапиризма на территории Украинского щита. Геофиз. журн., т. 3, № 3.
8. Оровецкий Ю. П. Геологическая природа Кировоградского минимума силы тяжести. Геофиз. журн., т. 4, № 2.
9. Оровецкий Ю. П., Кутас Р. И. Тектономагматические аспекты эволюции глубинных диапиров и природа верхнекоровых волноводов. В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Наукова думка, Киев, 1980.
10. Оровецкий Ю. П., Кутас Р. И. Гранитизация как следствие глубинного магматического диапиризма. Докл. АН УССР, сер. Б, № 11, 1981.
11. Оровецкий Ю. П., Яблочкина Л. М. Строение Кировоградской области глубинного магматического диапиризма. Докл. АН УССР, сер. Б., № 8, 1982.

УДК 550.347.62.016(479)

Б. Ц. ЕРЕМЯН

РАЗРЫВНЫЕ СЕЙСМОГЕННЫЕ ЗОНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАВКАЗА

Исследованы ощутимые землетрясения юго-восточной части Кавказа с 139 года по 1981 год. Используются макросейсмические сведения о них с 1679 г. Составлена карта распределения землетрясений исследуемой территории, выделены сейсмоактивные области и разрывные сейсмогенные зоны, совпадающие в основном с активными тектоническими разломами.

В настоящее время уже можно считать доказанным, что сильные землетрясения возникают на границах соприкосновения литосферных плит или подплит, являющихся, со своей стороны, глубинными тектоническими разрывами. Доказано также, что не всякий тектонический разрыв может провоцировать землетрясение. Возникновение сильных землетрясений приурочено к крупным активным тектоническим разрывам. Исследуемая территория расположена между крупными литосферными—Евразийской и Аравийской—плитами, которые давят друг на друга и обуславливают возникновение здесь сильных землетрясений. В результате погружения Аравийской плиты под Евразийскую возникли крупные активные системы разломов г. Загрос, к которым приурочены сильнейшие землетрясения; магнитуда некоторых из них превышает 7,5. Глубины очагов этих землетрясений достигают 300—400 км. Северная окраина Аравийской плиты в районе оз. Ван опирается на мегантиклинорий Восточного Тавра.

Подготовка сильных землетрясений связана с постоянным нарастанием напряжений, накапливаемых в процессе сдвиговых тектонических деформаций. Выявлено, что чем сильнее землетрясение, тем больше объем, в котором происходит нарастание напряженно-деформированного состояния среды [4]. Сильные землетрясения приурочены только к крупным разломам и имеют свои стадии развития: это их форшоковый и афтершоковый процессы развития. Такие землетрясения мы условно называем независимыми. Помимо таких землетрясений возникают менее сильные, не имеющие своих форшоков и афтершоков и разбросанные по всей сейсмоактивной территории, их плотность распределения остается во времени постоянной.

Объем очага сильных землетрясений можно охарактеризовать на основе исследования их форшоков и афтершоков. Модельные и экспериментальные исследования указывают, что размеры этого объема среды, заполненного форшоками и афтершоками главного землетрясения, обусловлены силой землетрясения [3]. Исследования особенностей распре-

деления форшоков и афтершоков позволяют определить глубину, ориентацию и протяженность плоскости разрыва.

Исследовались афтершоки всех сильных землетрясений восточной части Малого Кавказа, для которых они наблюдались. В сейсмоактивных районах-Зангезурском, Еревано-Игдырском, Ванском, Вартойском и др. определены площади распределения эпицентров афтершоков сильных землетрясений, имеющие эллиптическую форму и являющиеся проекциями объемов очагов землетрясений на поверхности Земли. Направления главной оси эллипса совпадают с направлением разрыва в очагах землетрясений.

Изучена зависимость площади распределения эпицентров афтершоков от магнитуды [4]. Выясняется, что эта площадь тем больше, чем больше магнитуда землетрясения (табл. 1).

Таблица 1

№ п/п	Дата			Момент возникновения ч. м. с.			Координаты		h, км	M	α°	R _x , км	R _y , км	S, км ²
							φ°_N	λ°_E						
1	27	04	1931	16	50	45	39,2	46,0	22	6,3	27	76	38	2880
2	07	01	1937	13	23	31	40,1	44,4	10	4,6	165	30	13	390
3	04	09	1962	22	59	16	39,9	44,1	10	5,2	10	33	14	530
4	31	12	1963	15	18	07	38,7	45,4	18	4,8	133	25	12	300
5	05	02	1964	10	24	20	40,4	46,0	6	4,0	93	25	10	250
6	27	04	1966	19	48	52	38,2	42,5	5	5,0	120	55	75	412
7	29	04	1968	17	01	55	39,24	44,23	18	5,4	20	40	25	1000
8	09	06	1968	00	56	29	39,2	46,2	11	4,9	150	28	13	365
19	01	09	1968	05	39	42	39,16	46,14	6	4,7	118	15	7,5	112
10	14	03	1970	01	51	39	38,6	44,8	16	5,1	135	45	15	675
1	24	11	1976	12	22	18	39,1	44,0	33	7,0	150	111	65	7215
12	01	01	1977	22	26	38	39,2	43,7	25	4,0	95	32	12	385
13	04	01	1981	07	19	42	38,4	44,9		4,8	72	70	10	700

Ориентацию и длину наблюдаемых на поверхности Земли разрывов, возникших при сильных землетрясениях, можно определить полевыми измерениями. Если разрыв скрыт в недрах Земли и недоступен для прямого обследования, тогда для его характеристики можно использовать наблюдения макросейсмического поля [1]. Объемы очагов сильных исторических и некоторых новых землетрясений из-за отсутствия достаточных данных инструментальных наблюдений не были определены. Для некоторых таких землетрясений имеются изосейсты макросейсмического поля. Изучены плейстосейстовые области макросейсмического поля некоторых сильных землетрясений [1] на исследуемой территории, с целью определения плоскости разрыва в очаге. Выявлено, что плейстосейстовые области имеют большей частью эллиптическую форму, и главная ось их совпадает с тектоническим разрывом. Данные прямых наблюдений и макросейсмического поля позволяют однозначно определить положение плоскости разрыва в очаге землетрясений. В данной работе использованы макросейсмические сведения о 70 землетрясениях, данные о которых приведены в табл. 2. Очаги этих землетрясений находятся

в земной коре. Определен азимут главной оси первой изосейсты (табл 2) и нанесен на карте сплошными жирными линиями (рис. 1), что приурочивается к активным тектоническим разрывам.

Имеются сведения о некоторых сильных землетрясениях, причинивших населению тяжелый ущерб. На Кавказе такие области находились, в частности, на территории Малого Кавказа. Сведения о землетрясениях

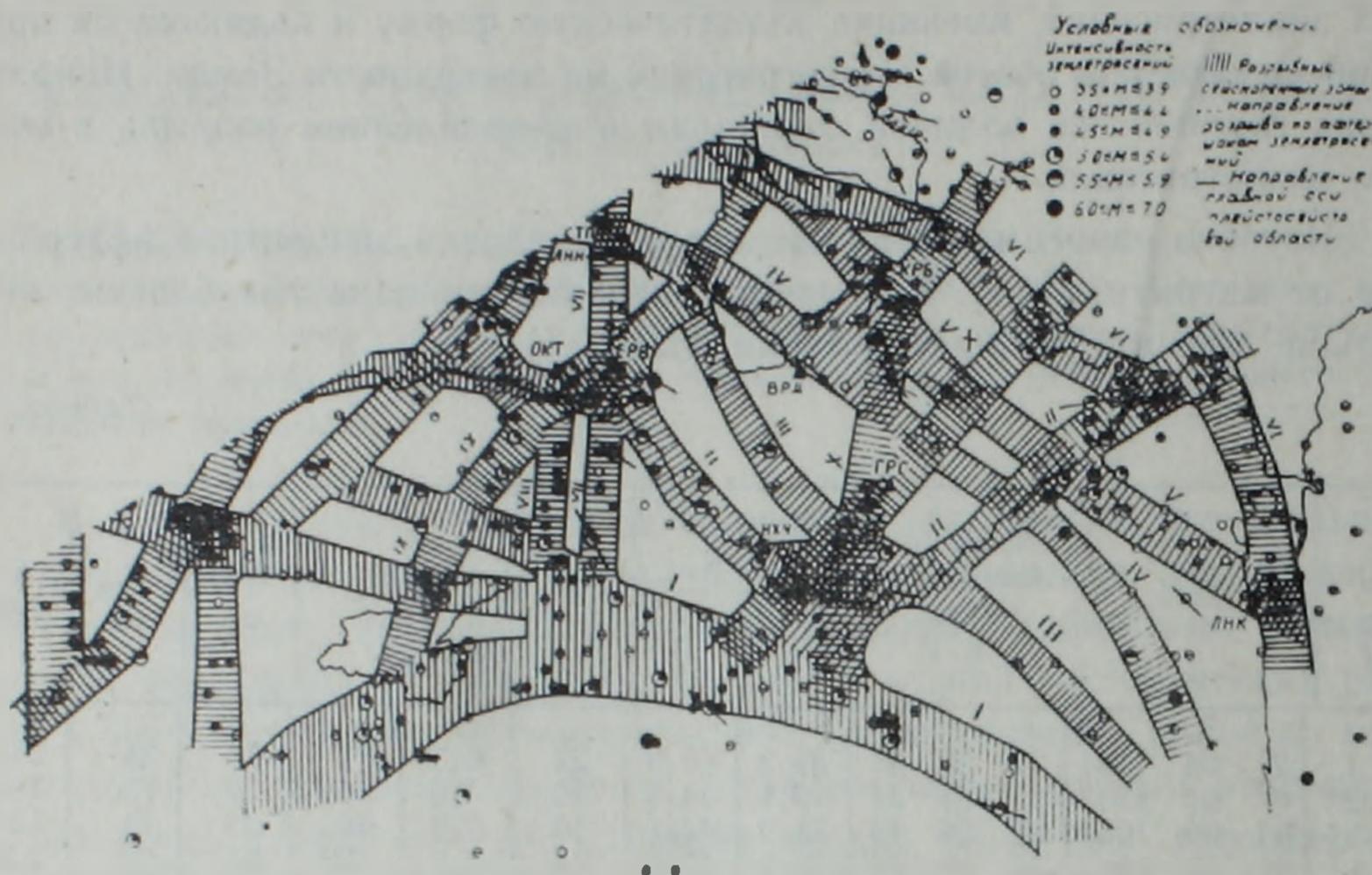


Рис. 1. Разрывные сейсмогенные зоны юго-восточной части Кавказа.

получены из литературных памятников народов, населявших территорию этих областей.

Систематическое собиранье макросейсмических сведений о землетрясениях Кавказа начинается с 1850 года [1]. До начала XX века изучением последствий землетрясений, как правило, занимались геологи. Исследовались плейстосейсмические области сильных землетрясений в основном на базе макросейсмических данных. Изучение макросейсмического поля отдельных землетрясений продолжается и в настоящее время, причем изучаются не только разрушительные, но и просто сильные землетрясения. Эти сведения и в настоящее время используются сейсмологами и инженерами-сейсмологами для изучения очагов землетрясений, а также для сейсмического районирования и микрорайонирования.

На рис. 1 приведена карта распределения эпицентров землетрясений Малого Кавказа. На основе анализа приведенной карты можно заключить, что на Кавказе выделяются более или менее обособленные сейсмоактивные области, проявляющие себя начиная с ранней эпохи и по настоящее время. Это Ереванская, Ленинаканская, Зангезурская, Кировабадская эпицентральные зоны, расположенные на восточной территории Малого Кавказа.

С целью выявления сейсмогенных разрывных зон важно иметь материалы наблюдаемых землетрясений в широком интервале времени. В частности, весьма ценными являются макросейсмические материалы зем-

летрясений прежних времен. По макросейсмическим данным землетрясений возможно получение сведений о размерах очага землетрясений. Совокупность таких данных о многих землетрясениях можно использовать для установления крупных разрывных нарушений, пересекающих земную кору (линеаментов и дизъюнктивных узлов). Макросейсмические данные о сильных землетрясениях для исследуемой территории имеются с 550 года до нашей эры [2]. Ниже приводится описание некоторых известных землетрясений исследуемого района, с целью разбора макросейсмической картины и оценки точности определения эпицентров землетрясений.

Землетрясения в Двине. На основе разбора имеющихся материалов приходим к заключению, что более точно аргументированные сведения о землетрясениях Двинского района в 851, 858, 863, 893 г.г. имеются у Т. О. Бабаян [2]. Эти данные используются нами без изменения. К этому сейсмоактивному узлу относятся также землетрясения: Гарнийское (1679 г.), Ереванское (1937 г.), Игдырское (1962 г.).

Зангезурская зона землетрясений. Эта зона, как сейсмоактивная, известна с древнейших исторических времен. Здесь в 1308, 1931, 1968 годах произошли разрушительные землетрясения, интенсивность которых в эпицентральных областях достигала 8—9 баллов. Для этих сравнительно менее сильных землетрясений, проведены макросейсмические обследования. Главные оси первой изосейсты всех землетрясений имеют меридиональное направление. На основании данных бюллетеней сейсмических станций Кавказа и первоклассных станций Сейсмологического института АН СССР переопределены координаты землетрясения от 6 ноября 1933 года, $\varphi = 39,1^\circ \text{N}$, $\lambda = 46,3^\circ \text{E}$.

Землетрясения Кировабадского района. Южнее города Кировабада расположена одна из сейсмоактивных областей Малого Кавказа, известная как раньше, так и в настоящее время сильными землетрясениями. Сильные землетрясения произошли здесь в 427, 1139, 1235, 1867 годах, интенсивность в эпицентрах которых составляла 8—9 баллов. Для большинства сильных землетрясений этого дизъюнктивного узла имеются макросейсмические данные; направления и длина большой оси первой изосейсты приводятся на карте (рис. 1). Сгущение эпицентров сильных землетрясений на расстоянии 50 км от этого места наблюдается также в северо-западном и северо-восточном направлениях [5].

Сабирабадская зона землетрясений. В этой зоне известны многие разрушительные землетрясения 1862, 1869, 1911, 1916, 1934, 1976 годов. Направления главной оси первой изосейсты этих и менее сильных землетрясений совпадают друг с другом и с меридиональным направлением составляют $\alpha = 45^\circ$. Ниже этой зоны находится зона менее сильных землетрясений Ленкоранского района. В этой зоне для Ардебильского землетрясения (1924 г.) различные авторы дают различные эпицентры [2]. По имеющимся макросейсмическим данным, эпицентр этого землетрясения должен иметь следующие координаты: $\varphi = 39,5^\circ \text{N}$, $\lambda = 47,8^\circ \text{E}$. Для исследования использовались также макросейсмические данные землетрясений Малой Азии и Ирана. На Малом Кавказе развитие разрывных

Микроскопические данные землетрясений (α -азимут главной оси
плейстоценовой области)

№ п/п	Дата ч. м. г.			Время ч. м. с.	Координаты			M	Балл J	α	Р а й о н
					φ°_N	λ°_E	h				
1	2			3	4	5	6	7	8	9	10
1	04	06	1679	04 00	40,1	44,7	15	5,9	8-9	118	Гарни
2	08	10	1827		40,5	44,8	9	5,0	7-8	73	Цахкадзор
3	02	07	1840	16 00	39,6	44,4	18	6,7	8-9	129	Арарат
4	24	05	1861	13 00	39,4	47,5	32	6,2	7	140	Южный Азербайджан
5	23	07	1867	12 00	40,6	46,3	15	5,8	7-8	18	Зурнабад
6	18	03	1868	18 00	40,0	46,8	35	6,3	7	122	
7	19	12	1869	03	39,9	48,3	32	5,2	7	140	
8	22	09	1896	05 00	41,6	45,2	18	5,2	(7)	108	
9	02	11	1903	22 12	41,1	47,1	36	5,0	6-7	28	
10	19	01	1907	22 10 50	41,2	46,5	28	5,0	6-7	150	
11	23	12	1907	14 25	38,7	46,0	21	4,3	5-6	155	
12	14	02	1908	06 17 45	41,1	46,1	36	4,0	4-5	40	
13	18	01	1910	03 35	40,7	46,3	18	4,5	5-6	116	
14	25	01	1910	01 54	40,1	44,6	9	4,0	6-7	62	Ереван
15	08	03	1910	02 25	40,8	44,6	10	4,5	6	150	
16	10	04	1910	18 21	40,8	46,0	9	4,2	5-6	140	
17	04	12	1910	14 02	39,3	48,0	37	5,4	7	15	
18	16	04	1913	06 00	39,1	48,6	12	5,1	7	160	Ленкоран
19	01	04	1915	05 41 50	40,5	44,5	35	4,8	5-6	90	
20	28	10	1916	20 48 00	40,1	44,1	20	4,9	6-7	50	
21	10	11	1916	05 57	40,1	46,4	19	4,7	5-6	142	
22	14	11	1916	13 54 34	40,8	44,4	26	5,3	6-7	87	
23	19	02	1924	07 00 02	39,4	48,6	75	6,6	7	150	Ардебил
24	13	01	1927	18 27	40,2	46,4	42	4,8	4-5	162	
25	14	05	1927	20 29 21	41,5	46,0	13	4,7	6-7	128	Бодокенд
26	28	03	1928	11 57 55	40,5	46,7	14	4,7	6-7	110	
27	16	05	1930	22 34 23	38,1	44,6	25	7,3	10	136	
28	27	04	1931	16 50 45	39,2	46,0	22	6,3	8-9	25	Зангезур
29	10	08	1932	17 00	39,2	46,1	20	4,4	6	22	Афтершок
30	14	10	1933	22 50 26	40,6	45,2	8	4,3	6	36	
31	22	02	1934	08 07 16	38,7	45,1	(29)	5,6	(7)	48	
32	29	10	1934	16 15 45	39,9	47,8	30	5,7	6-7	80	Сабирабад
33	06	01	1935	21 24 38	39,4	46,2	30	4,2	5	132	Ордубад
34	02	09	1936	13 12 25	41,5	46,6	22	5,3	6	108	Зак. гл. толчок
35	07	01	1937	20 47 42	40,13	44,43	10	4,6	6	48+5	Ереван
36	21	12	1938	12 23 51	40,6	46,6	16	4,4	6	126	Аджикент
37	17	05	1942	18 46 00	39,2	48,3	22	4,3	5	60	Михайлово-Аджикент
38	19	09	1942	07 26 34	40,5	46,4	12	4,6	6-7	135	
39	11	08	1945	09 32 55	40,1	45,0	9	4,0	6	130	
40	05	09	1945	20 24 00	40,7	45,0	6	4,4	7	148	Сванетия
41	29	06	1948	16 06 29	41,6	46,4	33	6,1	7	20	Закатала
42	03	06	1949	06 53 45	40,4	44,4	6	3,9	6	30	
43	07	08	1950	10 56 30	41,2	45,3	18	4,5	6	20	
44	02	09	1950	04 19 32	41,7	46,2	16	4,6	6	108	
45	02	09	1953	00 36 01	41,1	47,4	5	4,9	7	120	Варташен
46	11	05	1954	11 25 36	41,4	41,1	12	4,6	7	90	Гомарет
47	30	10	1954	23 43 29	40,1	45,9	6	4,6	7-8	130	Кельбаджар
48	22	01	1956	22 32 22	41,3	45,5	33	4,5	5	140	Акстафа
49	26	11	1958	00 12 07	41,6	45,9	19	4,6	6	135	
50	13	08	1959	00 33 11	39,9	48,2	12	4,7	6-7	35	Сабири
51	04	09	1962	22 59 16	39,9	44,1	10	5,2	7-8	180	Игдыр
52	12	10	1962	11 21 51	41,0	45,9	5	4,2	7-8	100	Тауз
53	23	04	1963	06 39 19	41,2	47,3	5	4,1	6-7	110	Нуха-Варташен
54	18	02	1963	14 03 39	40,1	46,9	6	4,2	7	120	Агдам
55	04	10	1964	23 07 31	41,2	45,8	14	4,0	5-6	125	Джейранчала
56	09	11	1964	08 05 48	39,8	48,2	14	4,75	6	95	
57	23	01	1965	11 23 34	38,8	48,9	15	3,9	5	140	
58	24	06	1965	01 39 43	39,5	48,8	30	4,3	5	140	

1	2			3			4	5	6	7	8	9	10
59	30	01	1967	01	20	26	41,03	44,32	5	5,0	6—7	75	Спитак
60	17	06	1967	09	56	04	41,7	45,3	7	4,0	6	75	Хацми
61	29	04	1968	17	01	55	39,0	44,5	18	5,4	7	160	
62	09	06	1968	00	56	29	39,2	46,2	11	4,9	7—8	70	Зангезур
63	14	03	1970	01	51	39	38,6	41,8	16	5,1	6—7	124	
64	05	11	1972	13	06	41	41,2	47,4	5—7	4,0	5	130	
65	16	06	1973	08	59	08	40,4	44,5	9	3,7	5—6	42	Ереван
66	27	06	1973	23	24	30	41,1	43,9	11	3,6	5—6	5	Гукасян
67	06	12	1973	01	15	01	40,3	46,4	5	4,1	5—6	131	
68	29	11	1976	28	12	00	41,3	47,1	5—6	4,0		155	
60	03	02	1976	16	40	41	39,9	48,4		4,7		48	
70	05	06	1979	14	43	21	40,0	45,0	7	3,5	5—6	140	Урцадзор

зон и связанных с ними сильных землетрясений обусловлено воздействием Аравийской плиты на эту территорию. В исследуемом регионе на существующих разрывах, имеющих сравнительно малые простирания и неглубокие залегания, отмечены максимальные землетрясения с $M \approx 6,5$. При выделении сейсмогенных разрывов мы исходим из нескольких принципов: совокупность очагов сильных независимых коровых землетрясений образует разрывную сейсмогенную зону и приурочивается к долгоживущим тектоническим разрывам; главная ось плейстосейстовой зоны макросейсмического поля землетрясений направлена вдоль разрыва.

Анализ и взаимосопоставление геологических, геодезических и геофизических материалов способствуют выделению зон активных тектонических разломов, с которыми связано существование сейсмогенных разрывов.

Проведенное исследование дало возможность установить разрывные сейсмогенные зоны для изучаемой территории. На карте показаны сейсмогенные зоны, которые являются крупными активными разрывами. Карта разрывных сейсмогенных зон составлена в масштабе 1 : 500000. На ней видно, что разрывные сейсмогенные полосы, имеющие в основном субширотные направления, пересекаются такими же полосами меридионального и других направлений. Взаимопересекающиеся полосы сейсмогенных зон разделяют территорию Малого Кавказа на отдельные блоки. Сейсмогенные разрывы имеют длину от двадцати до нескольких сот километров, ширину—от 15 до 35 км. Их активная глубина не превышает 35 км. Глубина некоторых из них по поверхностным волнам достигает $H=80$ км. Они отличаются друг от друга по длине, ширине, глубине и величине магнитуды землетрясений. Большинство эпицентров сильнейших землетрясений наблюдается в узлах, где пересекаются несколько разрывов. Ниже приводится их краткая характеристика.

1. *Тебризо-Ванский сейсмогенный разрыв.* Этот сейсмогенный разрыв является западным продолжением глубинного разрыва мегантиклинорий Эльбурса, проходит севернее г. Тебриз и оз. Резайе (Урмия) и у оз. Ван разветвляется на три ветви, две верхние из которых продолжают в западном направлении и соединяются с Анатолийским глубинным разломом. Нижняя ветвь сейсмогенного разрыва загибается у оз. Ван в юго-западном направлении и присоединяется к разлому у мегантиклинория Восточного Тавра. Этот сейсмогенный разрыв почти непре-

рывно прослеживается сильными землетрясениями. Для нескольких землетрясений этого разрыва имеются макросейсмические данные, главная ось плейстосейстовой области которых направлена вдоль разрыва. Эта разрывная сейсмогенная зона покрыта эпицентрами землетрясений с $3,5 \leq M \leq 7,0$. Самые сильные землетрясения с $M = 6,5$ отмечены в северной части оз. Резайе (Урмия).

II. *Разрывная сейсмогенная зона вдоль р. Аракс.* Эта разрывная сейсмогенная зона полностью совпадает с руслом течения р. Аракс. В восточная ее часть направлена в сторону г. Сумгаит, а западная соединяется с Анатолийским разломом. Она во многих местах пересекается с другими сейсмогенными разрывами различных направлений. В результате этого на ней имеются следующие основные сейсмогенные узлы: Сабирабадский, Тазакенд-Агдагский, Зангезурский, Ереванский. Эти сейсмогенные узлы характеризуются повышенной сейсмичностью и возникновением сильных землетрясений. Максимальная магнитуда землетрясений этих сейсмогенных узлов составляет $M = 6-7$ ($I = 8-9$ баллов), для остальных частей разрыва $M = 5-5,5$ ($I = 7$ баллов), кроме участка находящегося между Агдагским и Зангезурским сейсмогенными узлами. Этот участок разрыва почти асейсмичен, хотя его существование доказывается отраженными поверхностными волнами. Для некоторых сильных землетрясений этого разрыва имеются макросейсмические данные, главная ось плейстосейстовой области которых направлена вдоль этого разрыва. Возможно, что Зангезурский сейсмогенный узел является зоной пересечения двух разломов, простирающихся вдоль течения р. Аракс.

III. *Севано-Зангезурская разрывная сейсмогенная зона.* Эта зона берет свое начало у юго-западного побережья оз. Севан, проходит Зангезурский сейсмогенный узел и продолжается в сторону глубинного разлома мегантиклинория Эльбурса. Этот сейсмогенный разрыв почти непрерывно прослеживается эпицентрами сильных землетрясений. Происходящие на этом разрыве максимальные землетрясения имеют магнитуду в основном 4—5,5.

IV. *Базумо-Севанская разрывная сейсмогенная зона.* Эта разрывная зона, начиная с Севано-Зангезурского разрыва, присоединяется к глубинным разломам мегантиклинорий Эльбурса. В общей сложности создается крупный Анатолийско-Малокавказско-Эльбурсский сейсмогенный разрыв. Направления главной оси плоскости разрыва и плейстосейстовой области некоторых сильных землетрясений этого разрыва находятся в хорошей корреляции с направлением разрыва. Разрыв непрерывно прослеживается эпицентрами сильных землетрясений.

Рассматриваемая разрывная сейсмогенная зона во многих местах пересечена другими разрывами и в некоторых местах образует обширные сейсмогенные узлы. Такие узлы располагаются ниже гор. Кировабада, в северо-западной части оз. Севан, ниже Джавахетского нагорья, в районах Ардаган и Пасинлер. В этих местах скапливаются в основном все сильные землетрясения с магнитудами 6—7 ($I = 8-9$ баллов), в остальных местах разрыва происходят менее сильные, $M = 4-6$ ($I = 7-$

8 баллов). Эти сейсмогенные узлы на карте сейсмической активности хорошо коррелируются с участками повышенной сейсмичности.

V. *Ленкорано-Кировабадская разрывная сейсмогенная зона.* Этот сейсмогенный разрыв протягивается от Ленкорана до Казаха и пересекает Кировабадский, Агдагский и Ленкоранский сейсмогенные узлы. Эпицентры сильных землетрясений на этом разрыве распределены неравномерно. От начала разрыва до пересечения с р. Арез имеется большое скопление эпицентров: магнитуда максимальных землетрясений этого участка разрыва составляет 6--7 ($I=8-9$ баллов). Такими же зонами максимальных землетрясений являются Кировабадский и Агдагский сейсмогенные узлы. Главные оси плейстосейстовой области некоторых сильных землетрясений упомянутого разрыва ориентированы вдоль него.

VI. *Разрывная сейсмогенная зона, проходящая через Ленкоран, Сальны, Сабирабад, Евлах, Самух, Болнис, Ардаган, Артвин, Пазар.* Этот сейсмогенный разрыв начинается близ устья р. Куры и проходит вдоль ее русла до Болнис, затем пересекает северную часть Джавахетского нагорья, проходит через Ардаган, Артвин, Пазар и протягивается в сторону Черного моря. В пределах разрыва наблюдается много эпицентров сильных землетрясений, которыми он прослеживается. С другими взаимопересекающимися разрывами возникают сейсмогенные узлы: Ленкоранский, Сабирабадский, Евлахский, Мингечаурский, Акстафинский, Болнисский, Дманисский, Бакурианский, Ардаганский. Определены направления главной оси плейстосейстовой области некоторых сильных землетрясений, которые совпадают с ориентацией разрыва. На карте высокоактивные сейсмические участки совпадают с обнаруженными сейсмогенными узлами.

VII. *Транскавказская субмеридиональная разрывная сейсмогенная зона.* Этот разрыв проходит к востоку от оз. Ван, пересекает вулканические гряды Арарат-Арагац, к востоку от Джавахетского хребта продолжается в северном направлении, проходит к западу от гор. Каспи и направляется к г. Казбек. Этот разрыв разделяет Большой и Малый Кавказ на западную и восточную зоны. Части Большого Кавказа в сейсмическом отношении отличаются друг от друга и характеризуются своеобразными особенностями строения, напряженного состояния и условий сейсмичности. Такая картина наблюдается также и для Малого Кавказа, однако менее выразительно. Разрыв непрерывно прослеживается эпицентрами сильных землетрясений, некоторые его участки совпадают с грядами потухших вулканов. Вдоль и поблизости сейсмогенного разрыва наблюдаются активизированные, малогабаритные, различных направлений тектонические разломы. Крайний северный борт Аравийской плиты направлен вдоль разрыва, и его существование может быть объяснено давлением такого направления на территории Кавказа.

VIII. *Ани-Дигорско-Джавахетский сейсмогенный разрыв.* Этот разрыв является западным ответвлением Транскавказского сейсмогенного разрыва. Начинается у оз. Ван, проходит Анийскую и Дигорскую сейсмо-

генные области, продолжается вдоль русла р. Ахурян и упирается в Джавахетское нагорье. Эта зона непрерывно прослеживается эпицентрами сильных землетрясений, пересекает Еревано-Игдырский, Ахурянский и Джавахетский сейсмогенные узлы.

IX. *Разрывная сейсмогенная зона*, проходящая через оз. Ван, хр. Аладаг, Игдыр, западную часть оз. Севан, Акстафу, Хашми. Рассматриваемый сейсмогенный разрыв прослеживается сильными землетрясениями и пересекает несколько сейсмогенных узлов, из которых основными являются: Ереванско-Игдырский, Севанский, Акстафинский. В Ереванско-Игдырском сейсмогонном узле интенсивность максимальных землетрясений $M=6-7$ ($I=8-9$ баллов). В остальных сейсмогенных узлах и полосах $M=5-6$ ($I=7-8$ баллов). Направление главной оси плейстосейстовой области девяти сильных землетрясений подтверждает существование сейсмогенного разрыва приведенного направления. На карте выделяются участки повышенной сейсмичности, совпадающие с сейсмогенными узлами. Возможно, этот сейсмогенный разрыв представляет собой совокупность отдельных коротких разрывов разной длины и ориентации, между которыми мало генетических связей.

X. *Зангезуро-Кировабадский и Зангезуро-Уджарийский сейсмогенные разрывы*. Эти сейсмогенные разрывы берут свое южное начало у Тебризо-Ванского разрыва, пересекая друг друга в Зангезурском сейсмогонном узле, первый из которых продолжается в сторону Кировабадского сейсмогенного узла, а второй проходит через Уджары. В Кировабадском и Зангезурском сейсмогонном узлах интенсивность максимальных землетрясений $M=6-8$ ($I=8-9$ баллов). Направления главной оси плейстосейстовой области землетрясений совпадают с ориентациями разрывов. Главная ось очаговой зоны Зангезурского землетрясения 1968 г. совпадает с ориентацией второго разрыва.

Заключение

Выделены независимые землетрясения изучаемого региона. Переопределены эпицентры некоторых сильных землетрясений и составлена карта распределения эпицентров на исследуемой территории. Изучены плейстосейстовые области макросейсмического поля сильных землетрясений. Определены плоскости очаговых зон некоторых сильных землетрясений юго-восточной части Кавказа на основе изучения распределения афтершоков. Установлена определенная зависимость между размерами очага и магнитудой [2]. Выявлены сейсмогенные разрывные зоны юго-восточной части Кавказа.

Институт геофизики
и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 27. XII. 1982

ԿՈՎԿԱՍԻ ՀԱՐԱՎ-ԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ՄԱՍԻ ԽՉՈՒՄՆԱՅԻՆ ՍԵՅՍՄՈԳԵՆ ԳՈՏԻՆԵՐԸ

Ամփոփում

Հետազոտված են Կովկասի հարավ-արևելյան մասում մ. թ. 139 թ. մինչև 1981 թ. տեղի ունեցած զգալի երկրաշարժերը: Օգտագործված են դրանց մասին եղած մակրոսեյսմիկ տեղեկությունները՝ սկսած 1679 թ.: Կազմված է հետազոտվող շրջանի երկրաշարժերի տեղաբաշխման քարտեզը, առանձնացված են սեյսմոակտիվ մարզերը և խղումնային սեյսմոգեն գոտիները, որոնք հիմնականում համընկնում են ակտիվ տեկտոնական բեկվածքների հետ:

B. Ts. YEREMIAN

THE CAUCASUS SOUTH-EASTERN PART FRACTURE
SEISMOGENOUS ZONES

Abstract

The Caucasus south-eastern part perceptible earthquakes from 139 to 1981 are investigated. The macroseismic information on them is brought into use from 1679. A map of earthquakes distribution is drawn up as well as the seismoactive regions and fracture seismogenous zones are marked out the latter generally coinciding with the active tectonic fractures.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бюс Е. И. Сейсмические условия Закавказья. Изд. АН Гр.ССР, Тбилиси, ч. I, 1948, ч. II 1952, ч. III 1955.
2. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. Наука, М., 1977.
3. Пшенников К. В. О природе последующих толчков землетрясений. Бюллетень Совета сейсмологии, № 10, Изд. АН СССР, М., 1963.
4. Пшенников К. В. Механизм возникновения афтершоков и неупругие свойства земной коры. Наука, М., 1965.
5. Саваренский Е. Ф. и др. Атлас землетрясений в СССР. М., 1962.

УДК: 550.42 : 546.284

Р. ХАБЕРЛАНДТ, Г. КРИСТОВ

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ИЗОТОПНЫХ ЭФФЕКТОВ В РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРАХ СИЛИКАТОВ

На основе кратко изложенных важных соотношений статистической механики представлены теоретические изотопные эффекты. Используя эти уравнения, сравниваются изотопные эффекты или коэффициенты разделения изотопов различных силикатных структур. Из этого делаются заключения о геологических системах.

В нашем институте в Лейпциге исследуются три различных аспекта изотопно-геологических проблем.

— С помощью нейтронно-активационного анализа пород, предполагая при этом приблизительно постоянное соотношение естественных изотопов, делаются заключения об элементном составе исследуемой пробы и, следовательно, о происхождении или потенциальной перспективности месторождений [1].

— Второе направление — это определение возраста пород, основанное на распаде естественных радиоактивных ядер до стабильных изотопов. Таким образом могли быть получены интересные с точки зрения геологии величины [2]:

1. Время с момента внедрения радиоактивного ядра в породу, то есть возраст изверженной породы.

2. Изотопный состав к моменту внедрения. Отсюда можно также сделать заключения о происхождении исходного вещества.

— С помощью третьего метода — изучения изотопных вариаций стабильных изотопов — можно также получить сведения о вещественном составе пород. В центре внимания этих исследований находятся выводы о температурах равновесия при реакциях изотопного обмена между различными минералами, так называемая геотермометрия. С помощью исследования изотопных вариаций стабильных изотопов можно получить сведения не только об условиях образования минералов и пород, но и о динамике геологических процессов [3].

Этому третьему аспекту и посвящен настоящий доклад, причем основное внимание нами уделяется теоретической стороне поставленных проблем. Работа подразделяется на три части:

1. Обработка термодинамических величин с помощью статистической механики.

2. Применение к теоретическим изотопным эффектам.

3. Термодинамические изотопные эффекты в силикатных структурах.

1. Вычисление термодинамических функций с помощью статистической механики

Геологические и термодинамические системы состоят из многих частиц. Известно, что для вычисления термодинамических функций надо использовать методы статистической механики. Кратко напомним основные понятия статистической механики [4].

Статистическая механика или, иначе говоря, статистическая термодинамика — часть теоретической физики, которая занимается проблемами вычисления свойств многочисленных систем в равновесии.

Рассмотрим распределение одинаковых частиц и при равных температурах T и объемах V . Это так называемое каноническое распределение. Основная статистическая величина этого распределения — статистическая сумма.

$$Q(T, V, N) = \sum_i e^{-E_i/kT}, \quad (1)$$

E — энергия молекулы, k — постоянная Планка, T — температура. Надо суммировать по всем уровням энергии. Если $E_{i+1} - E_i \ll kT$, суммирование может быть заменено интегрированием, эти степени свободы называются классическими. Для квантовых степеней свободы $E_{i+1} - E_i \approx kT$ и для так называемых не возбужденных степеней свободы $E_{i+1} - E_i \gg kT$. Тогда в этом случае важен только первый терм суммы. Энергия разделяется на следующие части: поступательную ($E_{\text{пост.}}$), вращательную ($E_{\text{вр}}$), внутреннюю вращательную ($E_{\text{ввр}}$), колебательную ($E_{\text{кол}}$), электронную ($E_{\text{эл}}$) и ядерную ($E_{\text{яд}}$):

$$E = E_{\text{пост.}} + E_{\text{вр}} + E_{\text{ввр}} + E_{\text{кол}} + E_{\text{эл}} + E_{\text{яд}} \quad (2)$$

Из этого следует, что можно разделить и статистическую сумму на те же части

$$Q = Q_{\text{пост.}} \cdot Q_{\text{вр}} \cdot Q_{\text{ввр}} \cdot Q_{\text{кол}} \cdot Q_{\text{эл}} \cdot Q_{\text{яд}}. \quad (3)$$

Чтобы получить всю статсумму, надо вычислить эти множители. Первый фактор — поступательная часть — вычисляется классически и имеет вид

$$Q_{\text{пост.}} = V \left(\frac{2\pi mkT}{h^2} \right)^{3/2}, \quad E_{\text{пост.}} = \frac{1}{2m} p^2 \quad (4)$$

m — масса молекулы, p — импульс молекулы, h — постоянная Планка. Вращательная часть вычисляется только для не слишком высоких температур и для систем без водорода классическим образом и равно

$$Q_{\text{вр}} = \frac{1}{s} \pi^{3/2} \frac{(8\pi^2 kT)^{3/2} (I_a I_b I_c)^{3/2}}{h^3}, \quad E_{\text{вр}} = \frac{h^2}{2I} n(n+1) \quad (5)$$

s — число симметрии, I , I_a , I_b , I_c — моменты инерции, n — уровень вращательной энергии.

Самая важная — колебательная часть. Обязательно надо вычислить эту часть квантово-механическими методами.

$$Q_{\text{кол}} = \prod_{i=1}^{3N-6} \frac{e^{-u_i/2}}{1 - e^{-u_i}} \quad E_{\text{кол}} = h\nu_i(n + 1/2), \quad (6)$$

$$u_i = \frac{h\nu}{kT}$$

n — уровень колебательной энергии;

ν_i — частоты нормальных колебаний молекулы (осцилляторы), изучены методом $F-G$ -матриц Е. Б. Вильсона в рамках молекулярной физики [6].

Для систем, в которых отдельные части молекул вращаются, очень важна также так называемая внутренняя вращательная часть

$$Q_{\text{ввр}} = \frac{2}{\delta} \frac{(2\pi I k T)^{1/2}}{h} e^{-x} \left\{ I_0(x) - \frac{u^2}{24} I_1(x) \right\} \quad (7)$$

$$E = \frac{1}{2} V_0 (1 - \cos \delta\varphi), \quad x = \frac{V_0}{2kT} \quad u = \frac{h\nu}{kT}$$

δ — число симметрии внутреннего вращения, V_0 — максимум вращательного потенциала, $I_0(x)$, $I_1(x)$ — модифицированные функции Бесселя.

Эту часть нелегко получить. Используя функцию распределения Вигнера [8], можно получить ее в замкнутой форме [7].

Как правило, электронная и ядерная части вследствие низких возбуждений не являются такими важными.

Таким образом можно получить статсумму для идеальных газовых систем. Конечно, надо учитывать для сложных систем как интер-, так и интрамолекулярное взаимодействие. Из этого следуют соответствующие корректуры. Следующий снимок показывает соотношения между статистической суммой и термодинамическими функциями. Можно видеть, что, если известна статистическая сумма, можно получить дифференцированием все термодинамические величины, как, например, свободную энергию

$$F(T, V, N) = -RT \ln Q(T, V, N), \quad (8)$$

$R = Nk$ — газовая постоянная.

Другие примеры — давление (уравнение состояния)

$$P = RT \frac{\partial \ln Q}{\partial V}, \quad (9)$$

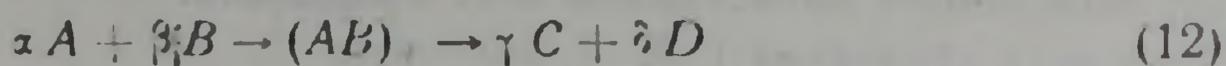
энергия

$$U = RT^2 \frac{\partial \ln Q}{\partial T} \quad (10)$$

■ теплоемкость

$$C = R \frac{\partial}{\partial T} \left\{ T^2 \frac{\partial \ln Q}{\partial T} \right\}. \quad (11)$$

Как известно, можно исследовать химические реакции методами статистической физики. Для химических реакций типа



получаем константу равновесия K в следующей форме

$$K = \frac{Q_C^\gamma \cdot Q_D^\delta}{Q_A^\alpha \cdot Q_B^\beta} \quad (13)$$

Можно видеть, что для вычисления константы равновесия нужны только отношения статистических сумм, а не сами суммы. Аналогичным образом можно вычислить константы скорости химических реакций

$$k = \kappa \frac{kT}{h} \frac{Q_{\ddagger}}{Q_A \cdot Q_B} e^{-E_0/kT} \quad (14)$$

κ — коэффициент пропускания;

Q_{\ddagger} — статсумма так называемого переходного комплекса; $(AB)_{\ddagger}$

E_0 — нулевая энергия;

2. Применение к термодинамическим изотопным эффектам

При замещении одного изотопа другим в составе молекул, как известно, изменяются свойства молекул. Эти изменения термодинамических функций называются термодинамическими изотопными эффектами. Термодинамические изотопные эффекты являются разностями термодинамических функций и имеют квантовое происхождение.

Из-за

$$\ln {}^*Q - \ln Q = \ln \frac{{}^*Q}{Q}, \quad (15)$$

при вычислении термодинамических изотопных эффектов статистические суммы можно заменить отношениями статистических сумм. Как примеры для термодинамических изотопных эффектов служат (16) для свободных энергий и (17) для энтропий

$$\Delta F = {}^*F - F = -RT \ln \frac{{}^*Q}{Q}, \quad (16)$$

$$\Delta S = {}^*S - S = R \ln \frac{{}^*Q}{Q} + RT \frac{\partial}{\partial T} \ln \frac{{}^*Q}{Q}. \quad (17)$$

Рассмотрим следующее уравнение изотопного обмена между молекулами AX_n и BX_m :



Здесь также легкий изотоп X , тяжелый изотоп *X . Из этого уравнения получают выражение константы уравнения изотопного обмена

$$K = \frac{Q_{A^*X_n}^m \cdot Q_{BX_m}^n}{Q_{AX_n}^m \cdot Q_{B^*X_m}^n} = \left(\frac{Q_{A^*X_n}}{Q_{AX_n}} \right)^m \left/ \left(\frac{Q_{B^*X_m}}{Q_{BX_m}} \right)^n \right. \quad (19)$$

В этих и, как видно, в других случаях отношения статсумм также играют важную роль. Из этого следует, что различные авторы [7,9—13] занимаются вычислением этих отношений.

Используя уравнения 1, 3—7, получаем

$$\frac{^*Q}{Q} = \left(\frac{^*M}{M}\right)^{3/2} \left(\frac{^*I_a \ ^*I_b \ ^*I_c}{I_a I_b I_c}\right)^{1/2} \cdot \frac{s}{^*s} \prod_{i=1}^{3N-6} \frac{e^{-^*u_i}}{e^{-u_i}} \frac{1 - e^{-u_i}}{1 - e^{-^*u_i}}. \quad (20)$$

С помощью правила произведения частот теоремы Теллера-Редлиха

$$\left(\frac{^*M}{M}\right)^{3/2} \prod_{k=1}^N \left(\frac{m_k}{^*m_k}\right)^{3/2} \left(\frac{^*I_a \ ^*I_b \ ^*I_c}{I_a I_b I_c}\right)^{1/2} = \prod_{i=1}^{3N-6} \frac{^*u_i}{u_i}. \quad (21)$$

(Здесь M —масса молекул, m_k —масса атомов). При отсутствии внутренних вращателей и пренебрежении ядерной частью и при равных электронных частях получаем:

$$\frac{Q_{A^*X_n}}{Q_{AX_n}} = \frac{s}{^*s} \prod_{i=1}^{3N-6} \frac{^*u_i}{u_i} e^{(u_i - ^*u_i)/2} \frac{1 - e^{-u_i}}{1 - e^{-^*u_i}} = \frac{s}{^*s} \beta_{AX_n}^n. \quad (22)$$

Это уравнение служит одновременно определением так называемых β —факторов $\beta_{AX_n}^n$. Очевидно, можно вычислить такие β -факторы или приведенные отношения статсумм только из частот участвующих изотопно-замещенных молекул.

Вычисление частот—нелегкая проблема молекулярной физики. В третьей части настоящей статьи приводится несколько слов о проблеме приблизительного определения этих частот.

Точный расчет исполняется методом Вилсена. Для фактора разделения изотопов в случае завершеного обмена изотопов *X , X между молекулами AX_n , B^*X_m можно написать следующее теоретическое выражение:

$$\alpha_{\text{теор}} = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \beta_i(AX_n)}{\frac{1}{m} \sum_{k=1}^m \beta_k(BX_m)} = \frac{\beta_{\Sigma}(AX_n)}{\beta_{\Sigma}(BX_m)}; \quad \frac{|^*X|}{|X|} \ll 1. \quad (23)$$

Это значит, что $\alpha_{\text{теор}}$ является отношением β -факторов β_i ($i=1, \dots, n, m$) молекул AX_n , BX_m . Можно сравнить эти теоретические факторы с соответствующими экспериментальными факторами (см. ниже). Для систем из взаимодействующих частиц обязательно сделать коррективы [14].

3. Термодинамические изотопные эффекты в силикатных структурах

Основными измерительными величинами естественных изотопных вариаций элементов являются так называемые значения $\delta \ ^*X$. Они представляют собой меру отклонения изотопного состава элемента X пробы химического соединения AX_n (где A —остальная часть молекулы) от состава определенного стандарта St .

$$\delta^*X = \frac{\left(\frac{^*N}{N}\right)_{AX_n} - \left(\frac{^*N}{N}\right)_{ст}}{\left(\frac{^*N}{N}\right)_{ст}} \quad (24)$$

При принятом на практике выражении значений δ^*X в промилях следует δ^*X умножить на 10^3 . Звездочкой обозначена масса более тяжелого изотопа—например $\delta^{18}O$. В уравнении (24) выражение $^*N(N)$ обозначает число частичек тяжелого (или легкого) изотопа элемента X . Наша задача заключается в том, чтобы определить (теоретически или экспериментально) значения δ^*X и соответствующие корреляции применить к объяснению геологических явлений.

Вследствии вышеназванных изотопных эффектов в природе происходит изотопный обмен и, следовательно, обогащение данных молекул определенным изотопом. Отношение изотопного состава молекул AX_n и BX_m относительно элемента X характеризуется коэффициентом изотопного распределения α :

$$\alpha = \frac{\left(\frac{^*N}{N}\right)_{AX_n}}{\left(\frac{^*N}{N}\right)_{BX_m}}, \quad (25)$$

который с помощью выражения (24) можно записать в следующем виде:

$$\alpha = \frac{(1 + \delta^*X_{AX_n})}{(1 + \delta^*X_{BX_m})} \quad (26)$$

В выражении (24) δ^*X —это мера среднего изотопного атомарного состава всех возможных изотопных молекулярных соединений типа AX_n . То есть, δ^*X нельзя представить как одно упрощенное выражение для статистической суммы. δ^*X является сложной функцией всех возможных изотопных составов молекул AX_n . δ^*X можно представить в следующем виде [15]:

$$(1 + \delta^*X_{AX_n}) = (1 + \delta^*X_{AX_n}(T = \infty))(1 + \varepsilon_1)(1 + \varepsilon_n). \quad (27)$$

При этом терм $\delta^*X_{AX_n}(T = \infty)$ представляет собой отклонение изотопного состава элемента исходной субстанции молекулы AX_n по сравнению с изотопным составом стандарта. $\delta^*X_{AX_n}$ зависит от предыстории системы до момента установления термодинамического равновесия и в рамках теории равновесий рассчитан быть не может.

Терм $1 + \varepsilon_1$ представляет собой среднее арифметическое зависящих от температуры и давления приведенных статистических сум соотношений (β, ij) . Для простой изотопно-замещенной молекулы

$$\varepsilon_1 + 1 = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \beta_1(j) AX_n \quad (28)$$

$\epsilon_1 + \rightarrow 1$ приближается к 1 при $T \rightarrow \infty$. Терм $1 + \epsilon_M$ тоже стремится к 1, когда $T \rightarrow \infty$. Он отражает влияние многократно изотопно-замещенной молекулы на измеряемую величину δ^*X . Этот терм зависит не только от давления и температуры, но также от числа атомов X, содержащихся в молекуле AX_n , и от состава исходной субстанции γ . При этом имеют место граничные условия

$$\epsilon_M(T = \infty) = 0, \quad \epsilon_n(n = 1) = 0, \quad \epsilon_M(y = 0) = 0. \quad (29)$$

Более детальное исследование показывает, что для естественных изотопных вариаций элемента с каким-либо доминирующим изотопом при заданной точности измерений выражение (27) можно представить примерно следующим образом [16]:

$$\delta^*X_{AX_n}(T) = \underbrace{\delta^*X_{AX_n}(T = \infty)}_{C^*(x)} + \frac{1}{n} \underbrace{\sum_{j=1}^n [\beta_1(j) - 1]}_{G(j)} \quad (30)$$

Это приближение применяется в особенности для всех $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ $^{30}\text{Si}/^{28}\text{Si}$ изотопных эффектов кислорода и кремния в алюмосиликатах. Кроме того, для алюмосиликатов в определенных геологических условиях справедливо так называемое высокотемпературное приближение для упрощенных статистических сумм

$$G(j) = \frac{g_j}{T^2} \quad g_i = \text{пост.} \quad (31)$$

и, следовательно, выражение (30) можно записать также следующим образом:

$$\delta^*X_{AX_n}(T) = K(T)I(X) + C^*(X). \quad (32)$$

При этом

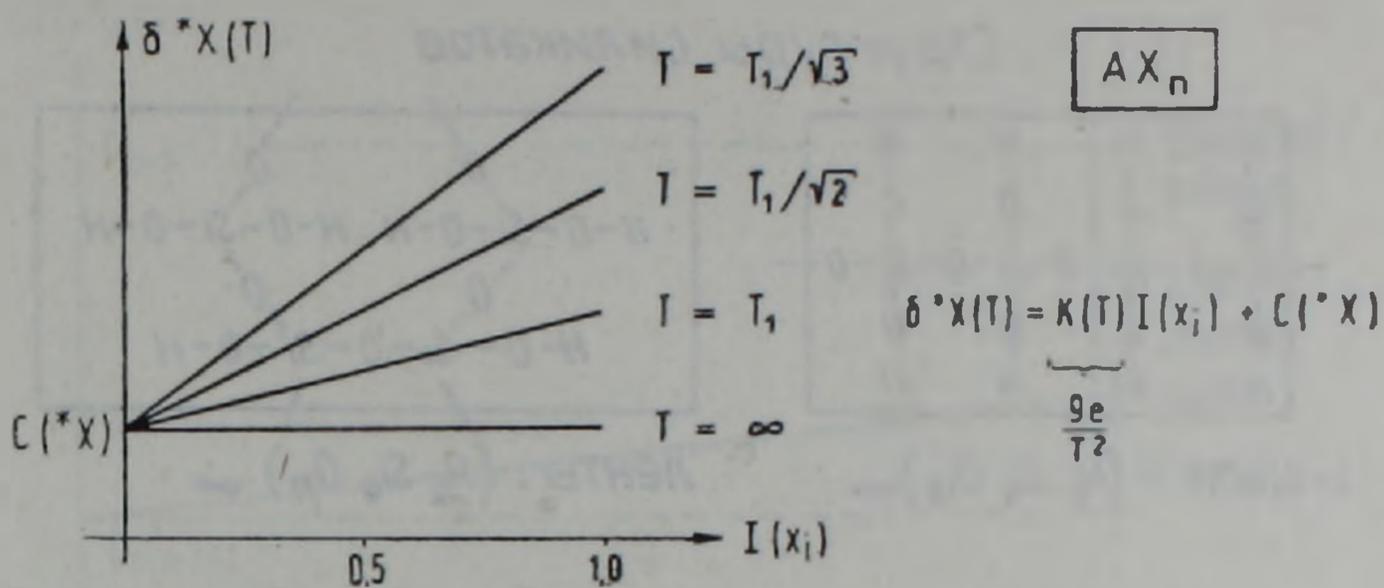
$$K(T) = \frac{g_e}{T^2} \quad g_e = \text{макс}(g_i). \quad (33)$$

Функция, не зависящая от температуры и

$$I(X) = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \frac{g_j}{g_e} \leq 1. \quad (34)$$

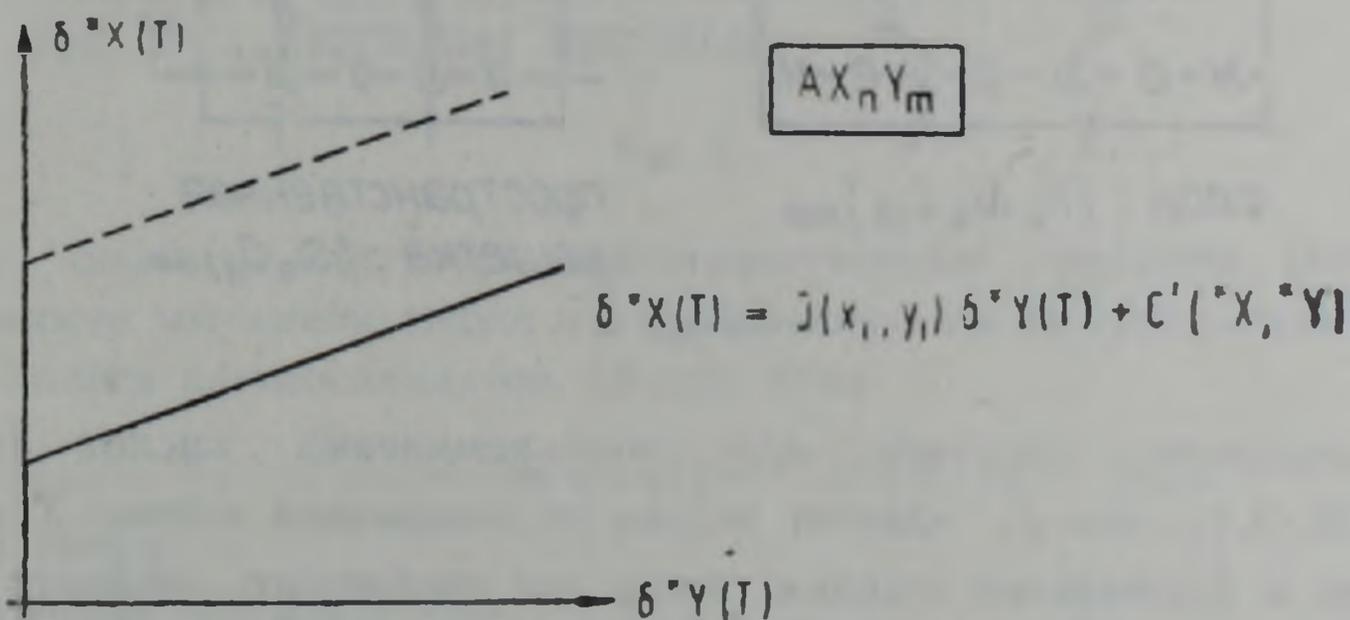
так называемый изотопный индекс, который зависит только от химической структуры молекул AX_n и изотопов *X или X. На рис. 1 графически представлено уравнение (32). Можно видеть, что наклон прямой δ^*X (то есть экспериментальных значений) в зависимости от I для минералов одинакового происхождения одной породы (разные I, одинаковые C^*) при известных g_e и температуре T для определенного заданного состояния изотопного равновесия может быть вычислен. На рис. 2 приведено, основываясь на приближении (31), еще одно линейное соотношение между δ^*X и δ^*Y , причем в данном случае рассматривается соединение типа AX_nY_m .

Линейная зависимость (рис. 1) однозначна только при соблюдении определенной аддитивной постоянной, зависящей от изотопного состава исходного вещества. Если же при графическом представлении из диаграммы δ^*X/δ^*Y выявляются несколько точек измерения—так, что точки измерения лежат на разных ветвях кривой—это указывает на то, что они обусловлены различным исходным веществом. Из этого тоже



зависимость $\delta^*X(T)$ от химического индекса $I(x_i)$

Рис. 1



зависимость $\delta^*X(T)$ от $\delta^*Y(T)$

Рис. 2

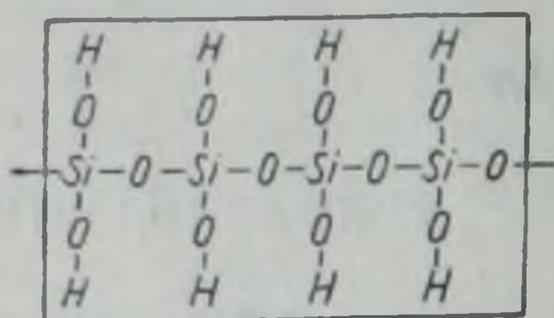
можно делать заключения о генезисе данного геологического объекта. Для того, чтобы применить эти обе корреляции необходимо знать n константы g_j . Для макромолекул, какие представляют из себя силикаты, n очень велика, однако, при более подробном исследовании было показано, что практически очень большое число g_j равны. Они зависят только от того, в какой форме связан j -тый атом X в молекуле AX_n . Таким образом, изотопный индекс (34) очень упрощается:

$$I = \frac{1}{g_{e_{j-1}}} \sum_{j=1}^{n'} x_j g_j \quad n' < n \quad (35)$$

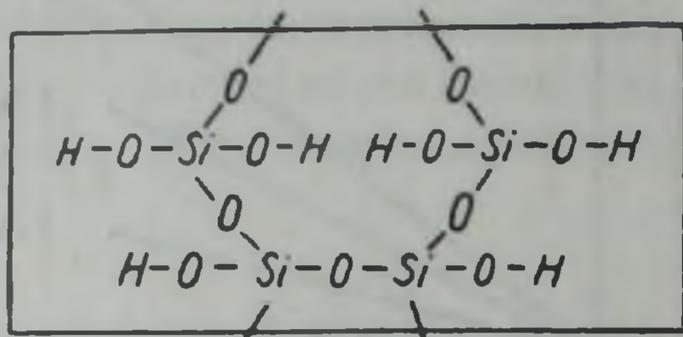
с условием нормирования для так называемого инкремента g_j/T^2

$$\sum_{j=1}^n x_j = 1. \quad (36)$$

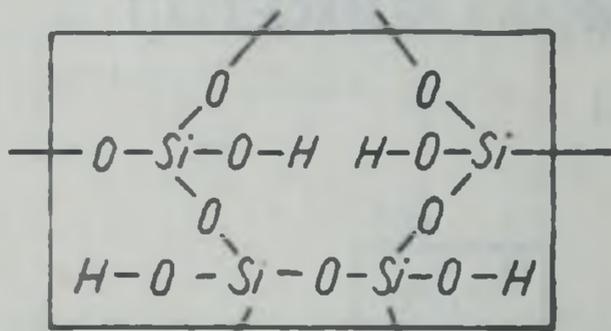
Структуры силикатов



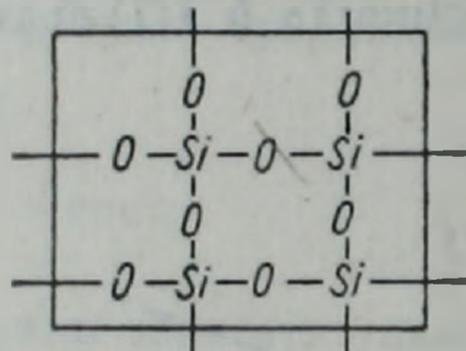
цепи : $(H_8 Si_4 O_{12})_{\infty}$



ленты : $(H_6 Si_4 O_{11})_{\infty}$



слои : $(H_4 Si_4 O_{10})_{\infty}$



пространственная
решетка : $(Si_4 O_8)_{\infty}$

Рис. 3

Предположим, например, для поликремниевых кислот (рис. 3) $(H_m Si_4 O_n)_\infty$, что g_j зависят только от положения атомов X по отношению к ближайшим соседям, тогда для изотопного эффекта $^{18}O/^{16}O$ имеем для кислорода только две формы связи, а именно связи $Si-O-Si$ и $Si-O-H$. Таким образом, можно решающие величины $K(T)$, $I(X)$ вывести только пользуясь обоими этими инкрементами.

$$G_{SiH} = \frac{g_{Si-O-H}}{T^2}, \quad (37)$$

$$G_{SiSi} = \frac{g_{Si-O-Si}}{T^2}.$$

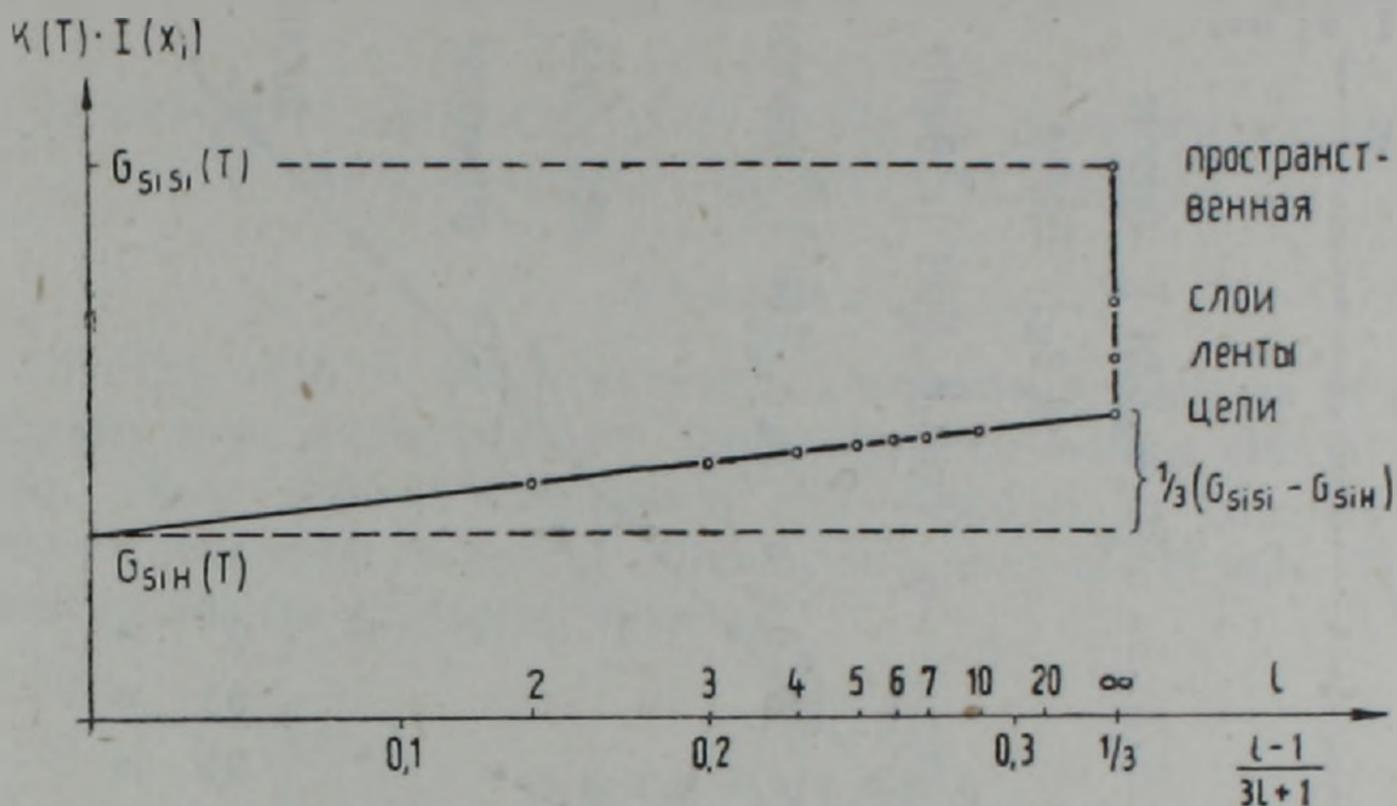
Для линейных цепочек конечной длины с l Si -атомами кремния

$$K \cdot I = G_{SiH}(T) + \frac{l-1}{3l+1} (G_{SiSi}(T) - G_{SiH}(T)) \quad (38)$$

и для поликремниевых кислот типа $(H_m Si_4 O_n)_\infty$ справедливо

$$K \cdot I = G_{SiH} \cdot \left(1 - \frac{m}{n}\right) (G_{SiSi} - G_{SiH}). \quad (39)$$

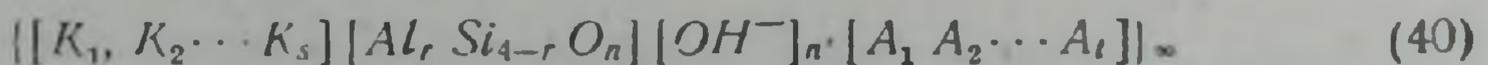
Эти обе зависимости представлены на рис. 4. Можно оказать следующее: значение ^{18}O поликремниевых кислот при постоянной температуре и для того же исходного вещества увеличиваются со степенью связывания в следующем ряду: цепочные структуры—структуры с ланточным ради-



зависимость $K(T) I(x_i)$ от l поликремниевой кислоты для $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ изотопных эффектов

Рис. 4

калом—слоистые структуры—пространственные структуры. Подобные зависимости мы имеем также и для большого числа химических соединений класса алюмосиликатов, то есть типа



K_i — катионы;

A_i — анионы без кислорода.

Эти зависимости подтверждаются и экспериментально. Если пренебречь слабыми полными связями в алюмосиликатах и еще упростить инкременты до инкрементов отдельных связей, изотопный индекс для значений ^{18}O алюмосиликатов примет вид:

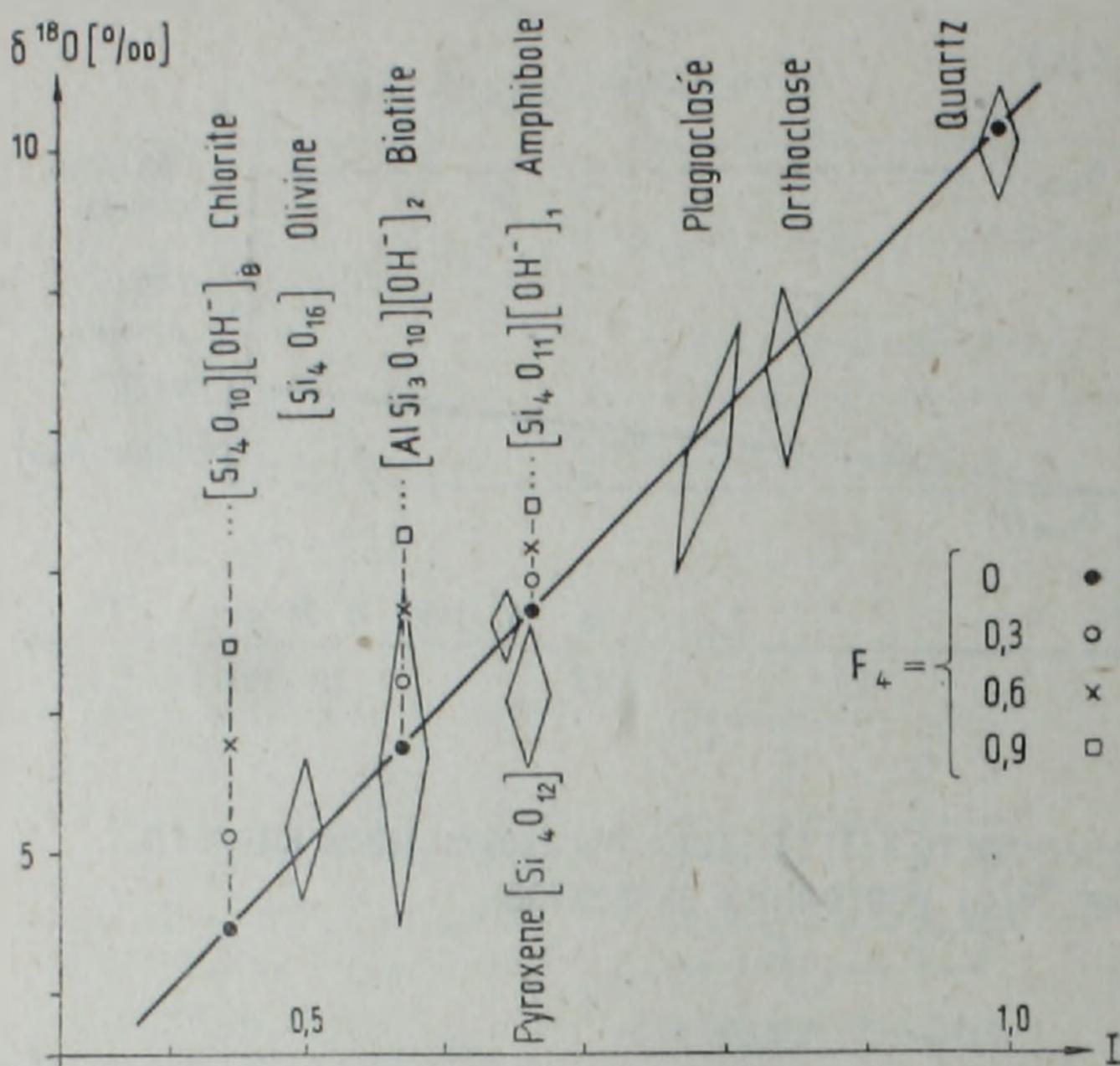
$$I = \frac{8 \left(1 - \frac{r}{2} F_2\right) + n' F_4}{n + n'}, \quad (41)$$

для остальной структуры



Таким образом могли быть объяснены результаты измерения ^{18}O Гарликом [17] для генетически подобных минералов различных пород (рис. 5).

Мы еще не объяснили, как можно получить константы, которые входят в выражение для изотопного индекса. Кроме согласования к эмпирическим экспериментальным соотношениям [18] можно предложить прежде всего полуэмпирические методы определения упрощенных статистических сумм [19], а также методы квантовой химии [20]. Все три метода мы используем и в будущем будем развивать дальше. Эти эле-



зависимость $\delta^{18}O$ от химического индекса I

Рис. 5

ментарные корреляции между значениями δ^*X и изотопным индексом были применены не только для определения температур процессов минерализации, а прежде всего для теоретического объяснения изотопного состава твердой земной коры [21].

Центральный институт
изотопных и радиационных
исследований АН ГДР,
г. Лейпциг

Поступила 1.VII.1982.

Ռ. ՀԱՐՆԵՐԱՆԻՏ, Գ. ԿՐԻՍՏՈՎ

ՍԻՆՏԵԶԱՆԵՐԻ ՏԱՐԻՔԵՐ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՆԵՐՈՒՄ ԹԵՐՄՈՒԴԻՆԱՄԻԿ
ԻՋՈՏՈՊԱՅԻՆ ԷՖԵԿՏՆԵՐԻ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ամփոփում

Վիճակագրական մեխանիկայի կարևոր հարաբերակցությունների համա-
ռոտ շարադրման հիման վրա ներկայացված են տեսական իդոստոպային

էֆեկտները: Օգտագործելով այդ հավասարումները համեմատվում են տարրեր սիլիկատային ստրուկտուրաների իզոտոպային էֆեկտները կամ իզոտոպների բաժանման գործակիցները: Դրանից հետևություններ են արվում Երկրաբանական համակարգերի վերաբերյալ:

R. HABERLANDT, G. CRISTOPH

THERMODYNAMIC ISOTOPE EFFECTS INVESTIGATION OF SILICATES DIFFERENT STRUCTURES

Abstract

Starting with a brief summary of essentially relations in statistical mechanics some expressions for thermodynamic isotope effects are prescribed. These general expressions were applied to compare isotope effects or separation factors of different structures of silicates. That leads to conclusions for geological systems.

ЛИТЕРАТУРА

1. Geisler M., Gerstenberger H., Schelhorn H. ZfI-Mitt. 46 (1981).
2. Hartmann G. et al. ZfI-Mitt. 30 (1980) 173.
3. O'Neill J. R. Stable isotopes in mineralogy. Phys. Chem. Minerals 2 (1977) 105.
4. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Статистическая физика, «Наука», М., 1964.
5. Münster A. Statistische Thermodynamik, Springer, Berlin, 1956.
6. Wilson E. B., Decius J. C., Cross B. C. Molecular vibrations Mc Graw Hill N. Y. 1955.
7. Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М., 1973.
8. Haberlandt R., Vojta G. Kernenergie 5 (1962) 321.
9. Рогинский С. Э. Теоретические основы изотопных методов изучения химических реакций. АН СССР, М., 1956.
10. Бродский А. И. Химия изотопов. АН СССР, М., 1957.
11. Bigeleisen J., Wolfsberg M. Adv. Chem. Phys I (1959) 15.
12. Vojta G. Theorie thermodynamischer Isotopieeffekte in G. Hertz Lehrbuch der Kernphysik III Teubner, Leipzig, 1962, S. 89.
13. Haberlandt R. Isotopieeffekte und Isotopenaustausch in Lehrmaterial zum Postgradualstudium „Radiochemie“ TU Dresden 1980, Radiochemische Methoden, Teil 1, S. 14.
14. Haberlandt R. Z. Phys. Chem. (Leipzig) 255 (1974) 1136; Isotopenpraxis 12 (1976).
15. Christoph G. Arbeitsbericht, ZfI Leipzig, Mai 1982.
16. Christoph G. ZfI-Mitt. 30 (1980) 181; Isotopenpraxis 18 (4) (1982), 133.
17. Garlick G. D. Earth and planetary science letters 1 (1966) 361.
18. Wetzel K. ZfI-Mitt. 29 (1980) 13.
19. Schütze H. Chem. Erde 39 (1980) 321.
20. Christoph G., Hanschmann G. Studie, ZfI Leipzig, Nov. 1980, Christoph, G. Isotopenpraxis 18 (5) (1982) 176.
21. Wetzel K., Schütze H. Chem. Erde 40 (1981) 58, Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 34, № 4, 1981.

УДК: 553.44+549.36

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

М. А. КУКУЛЯН

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ВЫДЕЛЕНИЯ СУЛЬФОАНТИМОНИТОВ СВИНЦА И УСЛОВИЯ ИХ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ НА ПРИМЕРЕ МАРДЖАНСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Сульфoантимониты свинца—природные образования ряда $Pb—Sb—S$ представляют собой группу минералов с близкими диагностическими характеристиками и физико-химическими свойствами. Являясь соединениями широко распространенных элементов, они несут в себе обширную информацию о физико-химических условиях выделения тех или иных минеральных ассоциаций в рудном процессе. Т. Н. Чвилевой была установлена закономерная зависимость физических свойств и генетических особенностей минералов этого ряда от соотношения $PbS : Sb_2S_3$, а также предложена классификация сульфoантимонитов свинца по изменению того же соотношения [5].

В природных условиях сульфoантимониты свинца кристаллизуются в определенной последовательности. Закономерность их выделения в рудах свинцово-сурьмяных и свинцово-цинковых месторождений отмечается многими исследователями как в Советском Союзе, так и за рубежом [1, 6]. Впервые эта идея была выдвинута Г. О. Григоряном [1] на примере некоторых свинцово-цинковых и свинцово-сурьмяных месторождений Армянской ССР. Он предложил следующую последовательность выделения сульфoантимонитов свинца в процессе рудообразования: в первую очередь кристаллизуются богатые свинцом разности этой группы минералов (геокронит и др.), при падении в растворе концентрации катиона Pb^{2+} выделяются из раствора бедные свинцом разности (цинкениит и др.), и, наконец, в близповерхностных условиях, где проникаемость атмосферного кислорода велика, т. е. его концентрация увеличивается, образуется антимонит. Таким образом, Г. О. Григорян отмечает невозможность образования галенита и антимонита в пределах одной стадии, не исключая однако такого парагенезиса в определенной геохимической ситуации.

Закономерная последовательность и условия кристаллизации сульфoантимонитов свинца всегда интересовали многих исследователей [1, 6, 2, 4]. В. А. Кляхин и др. провели экспериментальные исследования системы $Pb—Sb—S$ в гидротермальных условиях, которые не подтвердили выводы С. Робинсона о щелочно-сульфидном характере растворов при кристаллизации сульфoантимонитов свинца; там же было замечено, что с понижением температуры число синтезируемых сульфосолей в сис-

төме растет. Несколько позже И. Я. Некрасов и Н. С. Бортников провели синтез известных в природе сульфoантимонитов свинца в заданных условиях. Экспериментальные исследования позволили установить, что в интервале температур 300—400°C в системе $Pb-Sb-S$ устойчивы буланжерит, семсейит, гетероморфит, лонсит, плагионит, плюмозит, робинсонит, цинкениит и фюллепит, образующиеся в слабо кислых растворах, при величине рН приблизительно равной 4,5—5; а в щелочной среде (рН ~ 8), в том же интервале температур устойчивы только буланжерит, цинкениит и робинсонит. Таким образом, вышеуказанными авторами [2, 4] отмечается, что наибольшее количество сульфoантимонитов свинца кристаллизуется в процессе минералообразования при низких температурах (300—400°C) и в условиях среды от слабо кислой до нейтральной (рН ~ 4—7).

Нами сделана попытка установления закономерности выделения минералов этого ряда на примере Марджанского полиметаллического месторождения. Оно представлено линейно-вытянутыми кварцево-рудными жилами мощностью до 1,5 м, при длине до 1000 м, которые простираются в северо-западном направлении с падением на северо-восток под углом 30—40°. Вмещающие породы представлены вулканогенным комплексом среднего эоцена, который подвергнут гидротермальным изменениям в различной степени. Рудное поле осложнено внедрением большого количества дорудных даек близмеридионального простирания диорит-порфирового состава. Вещественный состав руд представлен широким рядом минералов, характерных для жильных полиметаллических месторождений этой формации, в том числе и рассматриваемым рядом сульфoантимонитов свинца.

Минералы ряда $Pb-Sb-S$ на Марджанском месторождении представлены буланжеритом, семсейитом, джемсонитом, плагионитом и цинкениитом. Описание минералов приводится ниже по степени понижения отношения $PbS : Sb_2S_3$.

Буланжерит ($5PbS \cdot 2Sb_2S_3$; $PbS : Sb_2S_3 = 2,5 : 1$), являясь наиболее распространенным минералом в рудах Марджанского месторождения, образует как самостоятельные скопления в руде в виде отдельных зерен, так и реакционную кайму замещения вокруг образований галенита. Иногда отмечаются таблитчатые выделения. Размеры отдельных зерен достигают 1 мм, форма выделений буланжерита угловатая. В полированном шлифе отражательная способность буланжерита ниже, чем у галенита ($R=38-36\%$), и при непосредственном сравнении с последним приобретает голубовато-зеленоватый оттенок. Двуотражение слабое, по краям зерен отчетливое даже в воздухе. В скрещенных николях эффекты анизотропии выражены слабо, но отчетливо, особенно в иммерсии.

Семсейит ($9PbS \cdot 4Sb_2S_3$; $PbS : Sb_2S_3 = 2,25 : 1$) в рудах месторождения имеет весьма ограниченное распространение. Он образует характерные для него изолированные выделения в полях галенита, а также развивается вокруг зерен последнего в виде реакционной каймы замещения (рис. 1). В полированных шлифах по отражательной

способности он приближается к галениту ($R=44\%$). При непосредственном сравнении приобретает зеленоватый оттенок. Двуотражение проявляется очень слабо, наблюдается с трудом только по краям зерен. В скрещенных николях как в воздухе, так и в иммерсии эффекты анизотропии отчетливые, угасание прямое [6].

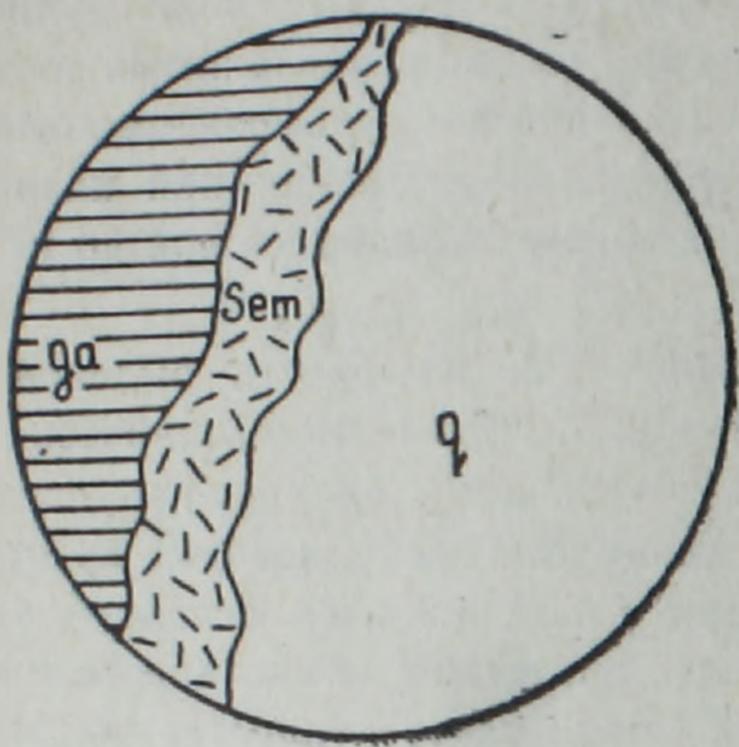


Рис. 1

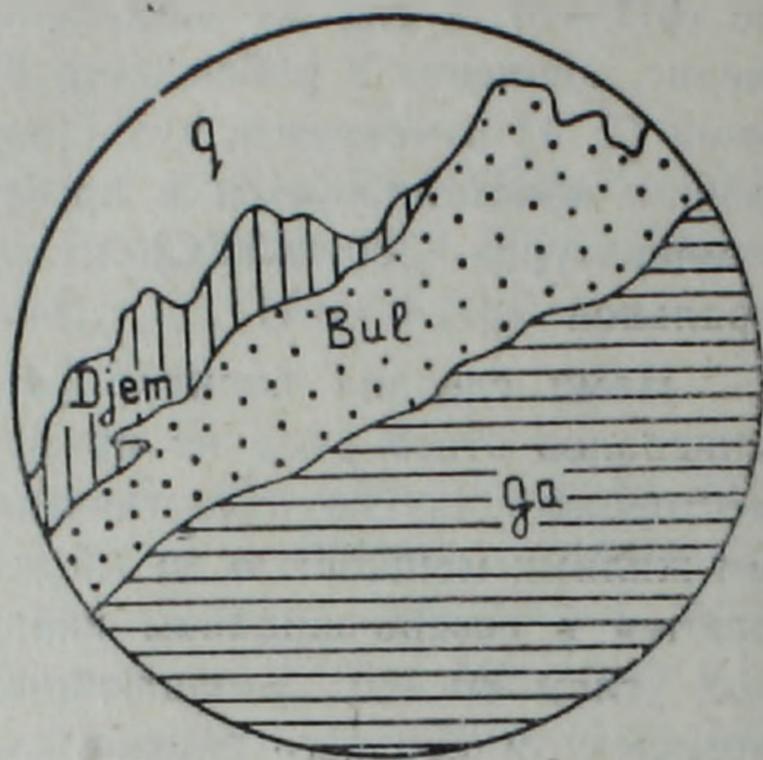


Рис. 2

Рис. 1. Семсейит замещает галенит с образованием реакционной каймы замещения.

Увел. $\times 150$. Зарисовка с полир. шлифа (га—галенит, Сем—семсейит, q—кварц).

Рис. 2. Реакционная кайма джемсонита и буланжерита по зерну галенита. Увел. $\times 150$

Зарисовка с полир. шлифа (га—галенит, Бул—буланжерит, Djem—джемсонит, q—кварц).

Джемсонит ($4PbS \cdot FeS \cdot 3Sb_2S_3$; $PbS : Sb_2S_3 = 1,33 : 1$) относится к числу слабо развитых минералов в рудах Марджанского полиметаллического месторождения. Он обнаруживается, как правило, в полированных шлифах, образуя вытянутые игольчатые формы кристаллов, достигающих в длину 1 мм. Выделяется в тесных срастаниях с буланжеритом, образуя иногда вместе с последним реакционную кайму замещения вокруг зерен галенита (рис. 2). В полированных шлифах отражательная способность джемсонита ниже, чем у галенита, и приблизительно равна 38—36%. В скрещенных николях анизотропность слабая, проявляется без цветовых эффектов.

Плагионит ($5PbS \cdot 4Sb_2S_3$; $PbS : Sb_2S_3 = 1,25 : 1$) образуется в ассоциации с буланжеритом и джемсонитом, замещая их. Как правило, встречается в виде агрегатов, сложенных характерными таблитчатыми и шестоватыми зернами размером 0,01—2 мм (рис. 3). В отраженном свете отличается от минералов описываемого ряда хорошо заметным двуотражением от чисто-белого до серовато-белого цвета; в иммерсии серый оттенок сгущается. В скрещенных николях эффекты анизотропии отчетливые, с цветовыми эффектами от розовато-коричневых до серовато-синих тонов. При травлении 40% раствором КОН темнеет, но после очищения ашлифа окисью хрома следы травления полностью стираются.

Цинкениит ($PbS \cdot Sb_2S_3$; $PbS : Sb_2S_3 = 1 : 1$) является распространенным минералом в рудах месторождения. Он образует самостоятель-

ные прожилки мощностью 1—1,5 см, а также выделяется в виде войлокообразных скоплений в друзовых пустотках мелкокристаллического кварца. В отраженном свете цинкениит характеризуется слабым, но отчетливым двуотражением от чисто-белого до серовато-белого цвета. Отражательная способность у цинкениита заметно ниже, чем у галениита ($R=43-36\%$). В скрещенных николях наблюдается отчетливая анизотропия с цветовыми эффектами от серовато-голубого до коричневого.

В прожилках цинкениит образует радиально-лучистые агрегаты, в которых длина иголок достигает 3—4 мм. В тесных срастаниях с цинке-

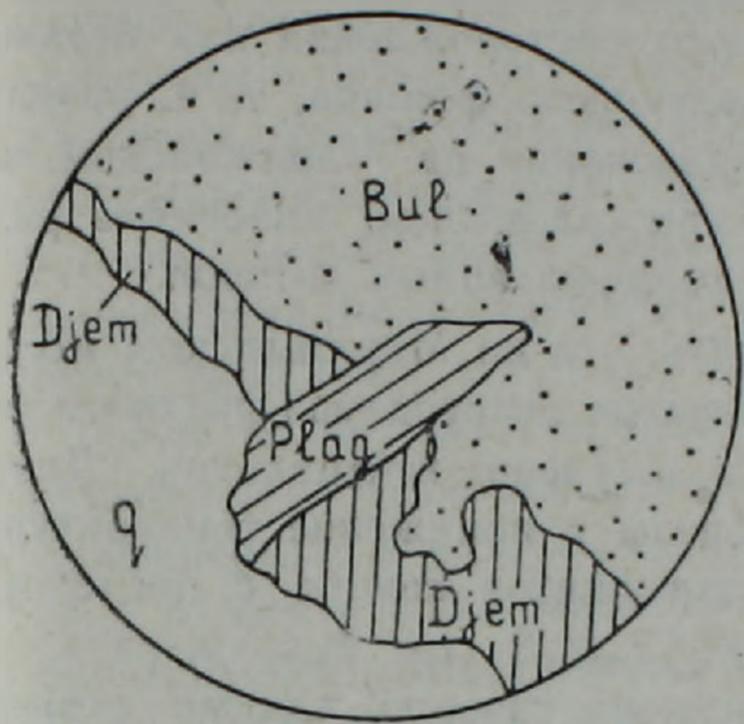


Рис. 3

Рис. 3. Замещение джемсонита и буланжерита плагиниитом. Увел. $\times 100$. Зарисовка с полированного шлифа (Bul—буланжерит, Djem—джемсонит, Plag—плагиниит, q—кварц).

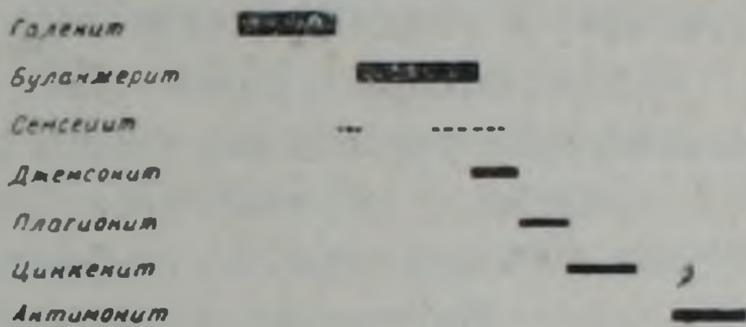


Рис. 4

Рис. 4. Последовательность выделения сульфоантимонитов свинца в процессе рудоотложения.

нитом, выделившимся в друзовых пустотках, образуется мышьяк содержащий цинкениит, который по сравнению с первым имеет бронзовый оттенок [3].

На основании изучения характера срастаний и взаимоотношений минеральных ассоциаций в рудах Марджанского месторождения нам удалось обнаружить закономерную последовательность кристаллизации сульфоантимонитов свинца, характерную для процессов образования минералов рассматриваемого ряда [1]. Обнаруженная закономерность прослеживается от кристаллизации минералов с высоким отношением $PbS : Sb_2S_3$, которые выделяются, в первую очередь, до минералов с отношением $PbS : Sb_2S_3$, равным 1, выпадавшим в конце процесса минералообразования (рис. 4).

Считая, что закономерная последовательность выделения минералов ряда $Pb-Sb-S$ может являться результатом только закономерно меняющихся условий среды минералообразования, нам представилось возможным проследить эволюцию развития рудообразующего флюида в течение всего процесса минералообразования. По данным И. Я. Некрасова и Н. С. Бортникова, кристаллизация сульфоантимонитов свинца может происходить в различных условиях кислотности среды при температуре $300-400^\circ C$ и при концентрации в шихте PbS от 95 до 55%. В условиях кислой среды и высокой температуры при содержании в шихте PbS 85,0% может кристаллизоваться плагиниит, но вместе с буланжеритом, а при наличии слабокислой среды ($pH=4-5$) и температуре $300^\circ C$ с

содержанием в шихте PbS 60,0% опять кристаллизуется плагионит, но уже в иной ассоциации. В работе указанных авторов при синтезе минералов ряда $Pb-Sb-S$ прослеживается закономерная последовательность их выделения в различных условиях среды и при различных температурах. На основании экспериментальных данных, наглядно иллюстрирующих условия выделения сульфoантимонитов свинца, мы рассматриваем процесс кристаллизации сурьмяных сульфосолей свинца в рудах Марджанского полиметаллического месторождения как отражение процессов эволюции минералообразующего флюида, т. е. предлагаем рассматривать среду минералообразования на Марджанском месторождении, как аналогичную среде кристаллизации минералов ряда $Pb-Sb-S$ в условиях экспериментов вышеуказанных авторов.

Таким образом, можно предположить, что на Марджанском месторождении к концу кристаллизации галенитов температура раствора была приблизительно равна 400—450°C, а среда—нейтральная. Далее происходило увеличение кислотности среды и понижение температуры, что привело к образованию сульфoантимонитов свинца с последовательно уменьшающимся отношением $PbS : Sb_2S_3$ от буланжерита до цинкениита. Изменение кислотности раствора связано, видимо, с выпадением из раствора последовательно отлагающихся сульфoантимонитов свинца и хорошо согласуется с опытами В. А. Кляхина и др. В процессе проведения опыта, в результате реакции между соответствующими компонентами кислотность среды, по сравнению с заданной, повышается, т. е. после завершения каждой реакции рН среда уменьшается в среднем на 1 единицу. Проводя аналогию между опытами В. А. Кляхина и др. с условиями кристаллизации сульфoантимонитов свинца в рудах Марджанского полиметаллического месторождения, нами допускается возможность наличия тех же изменений кислотно-щелочного режима среды в процессе рудоотложения. Таким образом, если после выделения каждой сурьмяной сульфосоли свинца кислотность минералообразующего флюида увеличивается в среднем на единицу (о чем свидетельствуют опыты), то можно предположить, что выпадение из раствора в осадок мономинерального цинкениита происходило уже при температуре около 300°C в условиях кислой среды, т. е. по мере выделения сульфoантимонитов свинца в рудах Марджанского полиметаллического месторождения кислотность минералообразующего раствора постепенно увеличивалась, а его температура соответственно понижалась.

Как известно, взаимодействие вмещающей среды и минералообразующего флюида оказывает определенное влияние как на вмещающую среду, так и на гидротермальный раствор. Влияние гидротермального раствора на вмещающие породы приводит к некоторым качественным и количественным изменениям минерального состава, текстуры и структуры первоначальной породы и рассматривается как околорудное изменение. Обратное действие вмещающей среды на минералообразующий флюид приводит к изменению его химического состава, а также к изменению физико-химических условий кристаллизации минералов, в том

числе и к изменению кислотно-щелочного режима среды. Однако воздействие вмещающей среды на минералообразующий флюид не влияет на изменение направления эволюции процесса рудоотложения. В данном случае может произойти только смещение значения водородного показателя среды вправо или влево, сохраняя общее направление изменения значения рН среды, т. е. ее изменение будет проходить обязательно в направлении уменьшения щелочности до нейтрального состава или увеличения кислотности до кислого значения рН среды. Также, видимо, возможны и другие интервалы изменения кислотно-щелочного потенциала среды. Таким образом, в предлагаемой схеме кристаллизации рассматриваемых минералов нами не учитывается влияние вмещающих пород на условия кислотности минералообразующего флюида, т. к. при любых начальных значениях рН среды процесс изменения последнего будет смещаться в сторону увеличения кислотности раствора.

Как было отмечено выше, в рудах Марджанского месторождения отмечается ассоциация семсейита с галенитом при полном отсутствии буланжерита, т. е. происходит кристаллизация сульфoантимонита свинца с относительно невысоким отношением $PbS : Sb_2S_3$, равным 2,25 : 1, без отложения буланжерита ($PbS : Sb_2S_3 = 2,5 : 1$), что противоречит закономерной последовательности выделения минералов этого ряда. Аналогичная ассоциация была получена В. А. Кляхиным и др., а несколько позже возможность ее образования была подтверждена опытами И. Я. Некрасова и Н. С. Бортникова [4], по данным которых эта ассоциация кристаллизуется при температуре около 300°C в кислой среде (рН=1) и при содержании PbS в шихте 90,0%.

Исходя из вышеизложенного, можно предположить, что в течение всего описываемого процесса кристаллизации сульфoантимонитов свинца вместе с понижением концентрации катиона Pb^{2+} в минералообразующем растворе происходило постепенное уменьшение температуры и увеличение кислотности среды, т. е. эти минералы в рудах Марджанского полиметаллического месторождения кристаллизовались в постоянно меняющихся условиях: при постепенно уменьшающейся температуре от 400 до 300°C, понижении концентрации катиона Pb^{2+} и увеличении кислотности раствора. В результате изменений режима кристаллизации в близповерхностных условиях повышается содержание кислорода в среде, что приводит к образованию антимонита, для которого кислая среда и низкие температуры являются, видимо, приемлемыми условиями кристаллизации.

Отсутствие в рудах месторождения полного набора всех разновидностей минералов ряда $Pb—Sb—S$ не является каким-либо нарушением закономерности их выделения, т. к. для каждого минерала характерны свои особенности условий кристаллизации, связанные не только с изменениями рассмотренных условий режима рудоотложения, но и с наличием в растворе определенных концентраций соответствующих элементов-примесей, величины значений окислительно-восстановительного потенциала среды (Eh), парциальным давлением системы и многих других характеристик процесса минералообразования, учесть которые в

данной работе не представляется нам возможным и требует особого изучения.

Таким образом, на примере выделения сульфоантимонитов свинца в рудах Марджанского полиметаллического месторождения нами была сделана попытка проследить закономерность в последовательности их образования, а также рассмотреть условия кристаллизации их в гидротермальном растворе

1. В рудах Марджанского месторождения минералы ряда $Pb-Sb-S$ выделяются в закономерной последовательности, начиная от разностей с высоким до разностей с низким отношением $PbS : Sb_2S_3$.

2. Рассматриваемые изменения условий кристаллизации сульфоантимонитов свинца, как критерия эволюции минералообразующего флюида, позволили нам предположить, что последний к завершению кристаллизации галонита носил слабо щелочной или нейтральный характер ($pH \approx 7-8$), а к концу выделения из раствора сульфоантимонитов свинца изменился до кислого.

На основании этих выводов и используя результаты экспериментальных данных, нам представляется возможным в рудах Марджанского полиметаллического месторождения проследить эволюцию минералообразующего раствора при образовании других минеральных ассоциаций, а также выявить условия и последовательность кристаллизации промышленно-полезных компонентов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 6. IX. 1982.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорян Г. О. Об антагонизме в парагенезисе некоторых сульфидных минералов в рудах Армянской ССР. Геохимия, № 4, 1962.
2. Кляхин В. А., Годовиков А. А., Ягофарова Е. Г. Гидротермальный синтез свинцово-сурьмяных сульфосолей. В кн.: «Экспериментальные исследования по минералогии (1968—1969)». Новосибирск, 1969.
3. Кукулян М. А. Цинкениит и семсейит в рудах Марджанского месторождения (Армянская ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXXV, № 5, 1982.
4. Некрисов И. Я., Бортчиков Н. С. Об условиях образования сульфосолей и сульфостанатов свинца и сурьмы. Геология рудных месторождений, т. XVII, № 6, 1975.
5. Чвилева Т. Н. Минералогическая характеристика и диагностика сульфоантимонитов свинца. Наука, М., 1973.
6. Gavrln P. L. Phase relations in the $Pb-Sb-S$ system. N. Jahrb. Miner., Abh., H. 118, 1973.

УДК: 669:541.1

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Д. С. ДЖЕРБАШЯН

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОПРАВКИ НА ТЕРМОГРАДИЕНТ ПРИ ЗАМЕРАХ ТЕМПЕРАТУР ГОМОГЕНИЗАЦИИ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

В последние годы все больший круг вопросов, связанных с проблемами петрологии и рудообразования, решается с привлечением методов термобарогеохимии. Весьма ценную генетическую информацию исследователи получают, в частности, при определении по включениям температур кристаллизации минералов. При термометрическом изучении так называемых расплавных включений достигаются довольно высокие температуры, порядка 1200—1500° [3]. При этом приходится пользоваться весьма высокоградиентными микротермокамерами. Достоверность публикуемых данных, полученных с помощью таких микротермокамер, часто трудно оценить, т. к. авторы не освещают в своих работах методическую сторону исследований. На примере изучения плагиноклазов Н. Ф. Красовым [2] показано, что температуры гомогенизации могут оказаться завышенными на 200°С, если не вводится поправка на термоградиент.

Обычно нагревание расплавных включений в минералах ведется с использованием тонких кварцевых стекол в качестве подкладных под препарат во избежание «приваривания» препарата к нагревателю. Эти кварцевые пластинки, как правило, имеют различную толщину. Изготавливаемые исследователями пластинки-препараты минералов, в которых изучаются включения, также, как правило, имеют различную толщину и содержат включения на различных уровнях этой толщины. Поэтому основной целью проведенной нами работы являлось определение величин поправок к измеряемым температурам гомогенизации в зависимости от термоградиентов в подкладных кварцевых стеклах и пластинах-препаратах переменной толщины, а также в зависимости от уровня «залегания» включений в пластинах-препаратах. Все эксперименты были проведены нами с использованием микротермокамеры с силитовым нагревательным элементом, вариант конструкции которой разработан в ИГиГ СО АН СССР Н. Ф. Красовым [2].

Измерение температур проводилось двумя термопарами ТПП 0555, выведенными на два отдельных милливольтметра. Одна термопара, как обычно, закреплялась в силитовом нагревательном элементе (в дальнейшем будем называть ее нижней термопарой), вторая—на объективе (верхняя термопара) (рис. 1) таким образом, чтобы ее головка находилась немного далее фокуса объектива и закрывала собой примерно половину поля зрения объектива $\times 20$. Это позволило нам проводить од-

новременно и оптические, и температурные (верхней термопарой) наблюдения, т. к. при наведении на резкость объектива, термопара приводилась в контакт с поверхностью кварцевого стекла.

Затем проводилась градуировка нижней и верхней термопар по точкам плавления бихромата калия, хлористого натрия, золота и марганца. Точка плавления кремния при градуировке не была использована

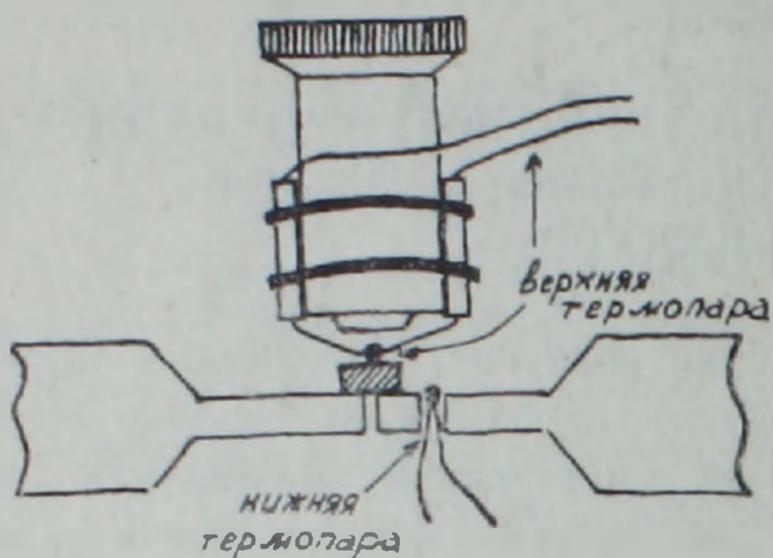


Рис. 1. Схематическое расположение верхней и нижней термопар на установке.

и кремния, как эталонного элемента при градуировке, просто в данной работе его использование привело бы к ненужным осложнениям (кривые на приведенных в работе рисунках в области температур 1250° и выше получены экстраполяцией).

За исходную, реперную толщину кварцевого стекла принималась толщина 90 микрон. Далее, по показаниям милливольтметра верхней термопары, соответствующим температурам точек плавления вышеуказанных эталонных препаратов ($K_2Cr_2O_7$, NaCl, Au, Mn) на поверхности кварцевого стекла, изучалась зависимость показаний нижней термопары от толщины стекла. Таким образом, в процессе всей дальнейшей проделанной работы вместо эталонных препаратов мы пользовались отградуированной верхней термопарой. Это объясняется тем, что в случае использования препаратов возникает необходимость многократной замены кварцевого стекла при переходе от одного эталонного препарата к другому, при этом установка каждый раз должна охлаждаться, а затем снова нагреваться до нужной нам температуры. Если же препараты заменяются верхней термопарой, одно и то же кварцевое стекло может использоваться во всем диапазоне измеряемых температур (в данном случае от 398 до $1250^{\circ}C$), вследствие чего возрастает производительность проводимой работы, что позволяет путем повышения количества замеров повысить точность получаемых данных.

Кроме того, в этом случае, путем сравнения показаний обеих термопар появляется возможность непрерывно контролировать правильность данных, выдаваемых приборами.

Однако все это касается лишь проведенной работы. При замерах температур гомогенизации использование верхней термопары в целях контроля сильно затруднено, т. к. при наведении на резкость объектива

при переходе от одного включения на другое, будет меняться контакт головки термопары с кварцевым стеклом, что будет приводить к большим ошибкам. Заметим здесь, что все температурные измерения проводились после достижения теплового равновесия в системе нагревательный элемент—кварцевое стекло—препарат.

Полученные с помощью двух термопар данные приведены на рис. 2. Изучение положения кривых на этом рисунке приводит к некоторым выводам:

1. Кривая верхней термопары (1) и кривая нижней термопары для поверхности силитового стержня¹ (2) расходятся с повышением температуры при постоянной толщине кварцевого стекла; это значит, что увеличивается разность температур поверхности кварцевого стекла и поверхности силитового стержня и что возрастание потерь тепла опережает рост теплопередачи. Следовательно, в условиях опыта увеличивается термоградиент кварцевого стекла. Следует подчеркнуть, что это происходит несмотря на возрастание коэффициента теплопроводности кварцевого стекла с повышением температуры [4], что, казалось бы, должно привести к уменьшению термоградиента.

2. Положения кривых нижней (3) и верхней (1) термопар, а также кривой поверхности силита (2) и кривой, построенной по табличным данным термо э. д. с. для платино-платинородневой термопары (6), взятым из справочника [1], показывают большое влияние на показания термопар качества контакта головки термопары с объектом. Заметим здесь, что контакт верхней термопары осуществляется простым касанием ее головки к объекту, контакт нижней термопары по своему качеству превосходит предыдущий, во-первых, увеличением поверхности касания (головка термопары входит в отверстие в силитовом стержне), и, во-вторых, лучшей теплопередачей в системе силит-термопара, т. к. между ними находится наполнитель (окись алюминия+силикатный клей) с довольно высокой теплопроводностью. Контакт же термопары, кривая которой построена по данным градуированных таблиц, наилучший, т. к. в этом случае головка термопары погружена в расплавленный препарат и потери тепла в системе объект-термопара практически отсутствуют (тигельный метод градуировки). На рис. 2 видно, что чем лучше контакт термопары с объектом, тем правее смещается ее кривая. Вот почему, в процессе нашей работы, мы старались избегать тех условий, которые могли привести к изменению (будь то улучшение или ухудшение) качества контакта. Именно поэтому мы и не использовали при градуировке точку плавления кремния.

И, все-таки, полностью избежать такого изменения нам не удалось. Об этом свидетельствует, в частности, поведение кривой (2), построенной для поверхности силита, которая с повышением температуры постепенно приближается к кривой, построенной по табличным данным (6). А это значит, что контакт нижней термопары по своим свойствам

¹ Точки кривой нижней термопары для поверхности силитового стержня получены из рис. 3 при допущении, что толщина кварцевого стекла— $d_1=0$.

приближается к контакту головки термопары в расплавленном препарате, т. е. наблюдается улучшение его качества (вероятно, в основном, за счет роста теплопроводности клеящего вещества). Однако это изменение до температуры порядка 1250° (при этой температуре начинается заметное размягчение клеящего вещества между головкой термопары и силитом) стабильно обратимое и не приводит к ощутимым погрешностям.

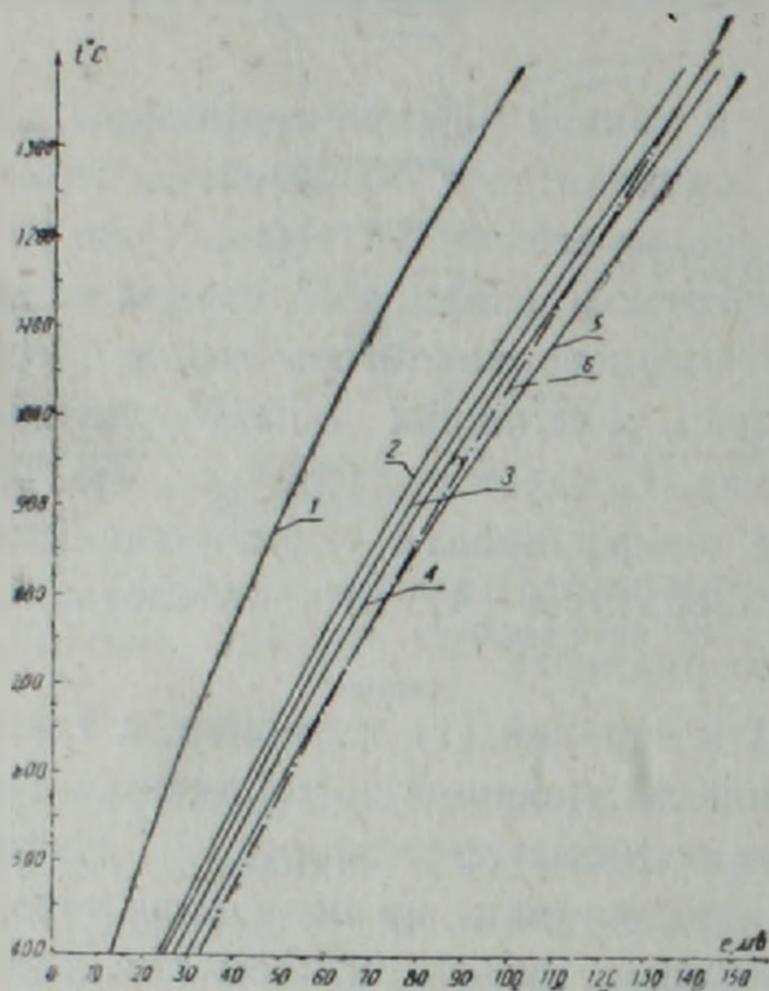


Рис. 2

Рис. 2. Сопряженные кривые градуировки верхней (1) и нижней (2—5) термопар при толщине кварцевого стекла: 1—90 мкм, 2—0 мкм (поверхность силита), 3—90 мкм, 4—240 мкм, 5—180 мкм, 6—кривая, построенная по справочным данным термо э. д. с. платино-платинородневой термопары (10% Rh).

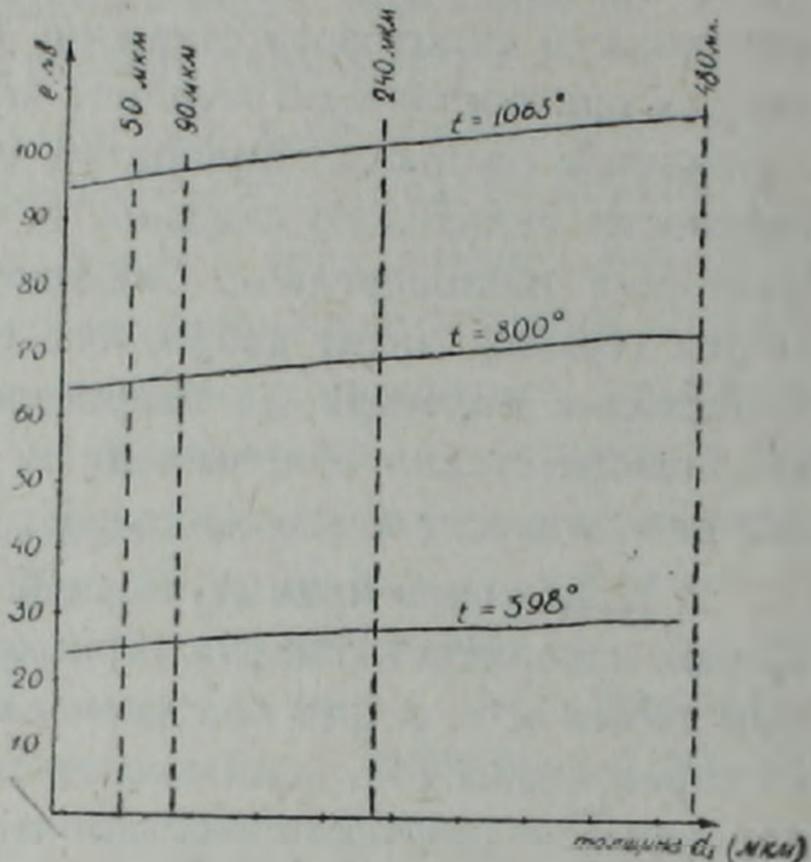


Рис. 3

Рис. 3. Кривые зависимости показаний нижней термопары от толщины кварцевого стекла для точек плавления золота (1063°), хлористого натрия (800°) и бихромата калия (398°). Дуги кривых от отметки $d_1 = 50 \text{ мкм}$ до отметки $d_1 = 0 \text{ мкм}$ экстраполированы.

Наличие термоградиента в кварцевом стекле приводит к тому, что при одной и той же температуре, выдаваемой термопарой для уровня 90 микрон температуры поверхностей кварцевых стекол разной толщины будут различными. Тогда для нахождения истинной температуры поверхности кварцевого стекла, толщина которого больше или меньше 90 микрон, необходимо вводить поправку к температуре, показываемой прибором. На рис. 4 приведена зависимость этой температурной поправки Δt_1 от температуры и толщины кварцевого стекла.

Для нахождения температурной поправки на этом рисунке необходимо найти линию нужной нам толщины кварцевого стекла, пересечь ее вертикальной прямой температуры, показываемой прибором, и от точки пересечения провести горизонтальную прямую до оси Δt_1 . Точка пересечения покажет нам искомую поправку.

Целью данной работы являлось однако определение температурной поправки не только для подкладного кварцевого стекла, но одновременно и для лежащего на нем минерального препарата, в котором

на замеряться температура гомогенизации включений. Задача таким образом несколько усложняется, но и ее можно легко решить, при допущении, что толщина препарата и кварцевого стекла малы по сравнению с их поверхностями (что позволяет пренебречь потерями тепла через боковые стенки) и, что температура на нижней поверхности минерального препарата равна температуре верхней поверхности кварцевого стекла.

Толщина кварцевого стекла в мкм

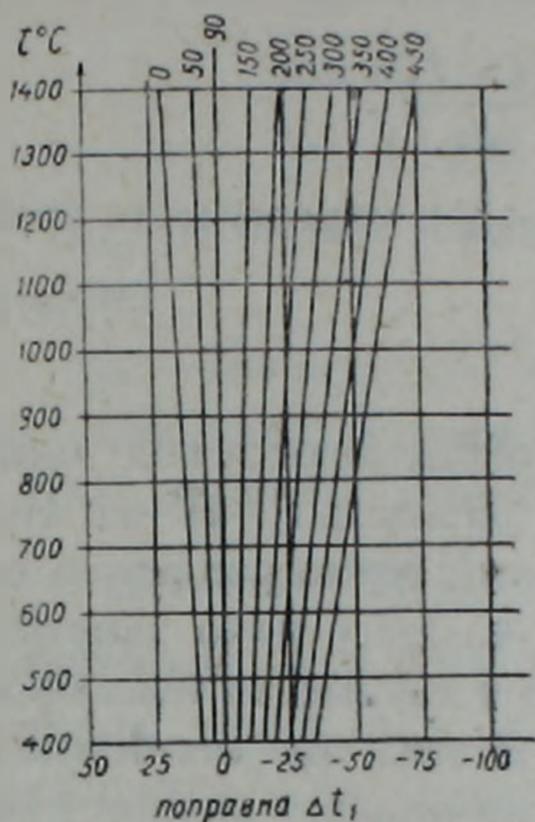


Рис. 4

Рис. 4. График зависимости температурной поправки Δt_1 от температуры и толщины кварцевого стекла.

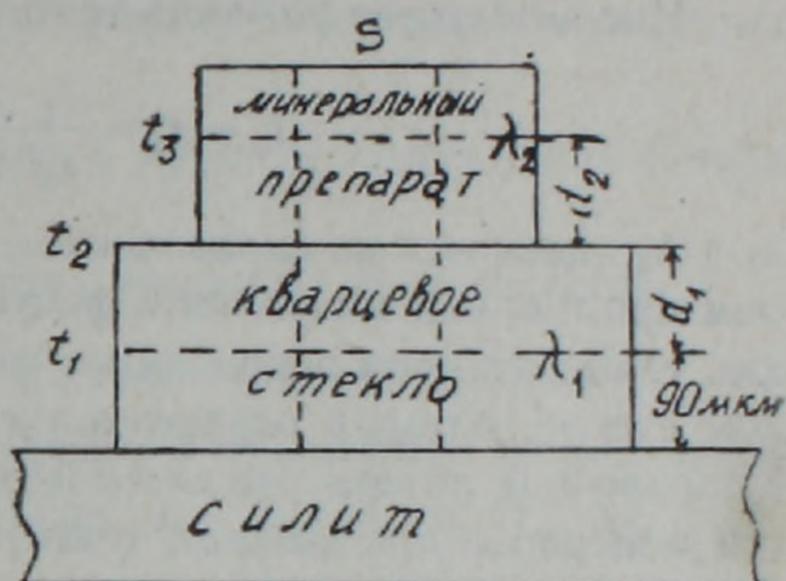


Рис. 5

Рис. 5. Система кварцевое стекло—минеральный препарат. Объяснения в тексте.

Выделим в системе «кварцевая пластина—препарат» цилиндр площадью сечения S (рис. 5). Тогда при достижении теплового равновесия в этой системе одно и то же количество теплоты поступает со стороны силита через нижнее сечение выделенного цилиндра в кварцевую пластину, из нее переходит в препарат и выходит в окружающую среду через верхнюю поверхность препарата (верхнее сечение выделенного цилиндра).

Для количества теплоты, поступающего в кварцевое стекло, можно записать:

$$Q = \lambda_1 S \frac{t_1 - t_2}{d_1}.$$

Для количества теплоты, поступающего в минеральный препарат, можно записать:

$$Q = \lambda_2 S \frac{t_2 - t_3}{d_2},$$

где λ_1 и λ_2 —коэффициенты теплопроводности кварцевого стекла и минерального препарата;

d_1 —толщина кварцевого стекла, начиная с уровня 90 микрон;

d_2 —высота замера температуры гомогенизации включений в минеральном препарате;

t_1 —температура кварцевого стекла на уровне 90 микрон;

t_2 —температура верхней поверхности кварцевого стекла и нижней поверхности минерального препарата;

t_3 —температура в минеральном препарате на высоте d_2 от поверхности кварцевого стекла.

Левые части этих двух выражений равны, значит равны и правые:

$$\lambda_1 S \frac{t_1 - t_2}{d_1} = \lambda_2 S \frac{t_2 - t_3}{d_2}.$$

Нас интересует разность температур $t_2 - t_3$ в минеральном препарате

$$t_2 - t_3 = \frac{\lambda_1}{\lambda_2} \frac{d_2}{d_1} (t_1 - t_2), \quad (1)$$

λ_1 и λ_2 находятся из справочников, d_1 и d_2 определяются под микроскопом при помощи микровинта фокусировки, разность $t_1 - t_2$ —не что иное, как температурная поправка на вертикальный термоградиент в кварцевом стекле, которая определяется из рис. 4. Здесь надо заметить, что в справочной литературе часто не приводятся данные по теплопроводности минералов при высоких температурах. В этих случаях необходимые значения λ можно получить экстраполируя имеющиеся данные в область нужных нам температур. Если же данные вообще отсутствуют, приближительное представление о коэффициенте теплопроводности того или иного минерала можно получить с помощью термоградиента, который определяется методом, описанным Н. Ф. Красовым [2]. В этом случае можно записать:

$$\lambda_x = \lambda \frac{\Delta T}{\Delta T_x},$$

где $\Delta T = \frac{t_1 - t_2}{d_1}$ —термоградиент кварцевого стекла при температуре t_1 (температура на уровне 90 микрон, показываемая прибором), который определяется графически из рис. 4.

λ —коэффициент теплопроводности кварцевого стекла при температуре t_1 ,

ΔT_x —измеренный термоградиент [см. 2],

λ_x —искомый коэффициент теплопроводности.

Таким образом, общую температурную поправку можно записать в следующем виде:

$$t_{\text{общ}} = (t_1 - t_2) + \frac{\lambda_1}{\lambda_2} \frac{d_2}{d_1} (t_1 - t_2), \quad (2)$$

где первое слагаемое—температурная поправка для кварцевого стекла (Δt_1), а второе слагаемое—для минерального препарата (Δt_2).

Для определения истинной температуры на любом уровне в минеральном препарате, прежде всего путем введения поправки Δt_1 , необхо-

димо привести температуру поверхности кварцевого стекла к температуре уровня 90 микрон, а затем уже вычесть из полученного значения поправку на толщину минерального препарата— Δt_2 . Если кварцевое стекло толще 90 микрон, поправку нужно вычитать (т. к. прибор в этом случае будет показывать температуру, большую, чем температура поверхности кварцевого стекла), а при толщине меньше 90 микрон, поправку Δt_1 нужно складывать с температурой, выдаваемой прибором.

Значит можно записать, что

$$\text{при } d_1 > 0 \quad t_{\text{ист.}} = t_{\text{оп.}} - \Delta t_1 - \Delta t_2; \quad (3)$$

$$\text{при } d_1 < 0 \quad t_{\text{ист.}} = t_{\text{оп.}} + \Delta t_1 - \Delta t_2, \quad (4)$$

где $t_{\text{ист.}}$ —истинная температура на некотором уровне в минеральном препарате;

$t_{\text{оп.}}$ —температура, выдаваемая в процессе опыта нижней терморпарой (милливольтметром).

Легко заметить, что оба равенства вытекают из выражения

$$t_{\text{ист.}} = t_{\text{оп.}} - \Delta t_{\text{общ.}} = t_{\text{оп.}} - (\Delta t_1 + \Delta t_2) = t_{\text{оп.}} - \Delta t_1 - \Delta t_2. \quad (5)$$

Действительно, если толщина подкладного кварцевого стекла меньше 90 микрон, то $d_1 < 0$; $t_1 < t_2$, тогда $t_1 - t_2 = \Delta t_1 < 0$; $\Delta t_2 > 0$ и (5) запишется в следующем виде:

$$t_{\text{ист.}} = t_{\text{оп.}} - (-\Delta t_1) - (+\Delta t_2) = t_{\text{оп.}} + \Delta t_1 - \Delta t_2.$$

Если же толщина кварцевого стекла больше 90 микрон, то $d_1 > 0$; $t_1 > t_2$, $t_1 - t_2 = \Delta t_1 > 0$; $\Delta t_2 > 0$ и (5) запишется в виде

$$t_{\text{ист.}} = t_{\text{оп.}} - (+\Delta t_1) - (+\Delta t_2) = t_{\text{оп.}} - \Delta t_1 - \Delta t_2.$$

При толщине кварцевого стекла, равной 90 микрон, выражения (2) и (5) теряют смысл, т. к. $d_1 = 0$, однако, во-первых, это довольно редкий случай и, во-вторых, его можно избежать заменой кварцевого стекла более тонким или толстым.

Заметим, что учет потерь тепла через боковые стенки минерального препарата сильно усложнил бы задачу определения поправок, поэтому можно ограничиться выражением (5), помня при этом, что поправка Δt_2 представляет собой минимальную поправку, истинная же поправка больше, т. к. в условиях опыта, вследствие потерь тепла, термоградиент в минеральном препарате увеличивается. Это однако не относится к поправке Δt_1 для кварцевого стекла, которая определяется экспериментально. Как показывают наблюдения, истинная поправка на термоградиент в минеральном препарате превышает расчетную Δt_2 при 1000°C на 5—8°. С учетом этого, а также с учетом погрешности измерительного прибора (класса точности), возможные ошибки измерения по абсолютной величине составят 10—15°C.

Проведенные исследования позволяют заключить, что:

1. С повышением температуры в условиях опыта термоградиент кварцевого стекла увеличивается, несмотря на возрастание коэффициен-

та его теплопроводности, а следовательно, увеличивается и вводимая температурная поправка на этот термоградиент.

2. На точность метода существенное влияние оказывают способ и качество закрепления головки термопары в силитовом нагревательном элементе. При высокой температуре, порядка 1250°C и выше, вследствие размягчения заполнителя (Al_2O_3 +силикатный клей) между головкой термопары и силитовым стержнем возможны небольшие (10—15°) и часто необратимые при охлаждении изменения в показаниях термопары. Это приводит к некоторому смещению градуировочной кривой на графике температура-термо э. д. с.

3. Общая температурная поправка определяется из формулы

$$\Delta t_{\text{общ.}} = \Delta t_1 + \Delta t_2 = \Delta t_1 + \frac{\lambda_1}{\lambda_2} \frac{d_2}{d_1} \Delta t_1,$$

где Δt_1 —поправка на термоградиент в кварцевом стекле, определяется графически по рис. 4.

Δt_2 —поправка на термоградиент в минеральном препарате.

Пусть, например, включения в оливине (форстерите) расположены на уровне 100 мкм от верхней поверхности кварцевого стекла, толщина кварцевого стекла—200 мкм. Тогда поправка при температуре 1000°C составит (теплопроводность форстерита при 1000°C $\lambda_2=0,004$ кал/(см. с. гр.), теплопроводность кварцевого стекла при той же температуре $\lambda_1=0,007$ кал/(см. с. гр)).

$$\Delta t_{\text{общ.}} = (-25) + \frac{0,007}{0,004} \cdot \frac{100}{200 - 90} \cdot (-25) = -64,8^\circ\text{C}.$$

Знак поправки показывает, что ее нужно вычитать из температуры, выдаваемой термопарой.

4. Как показывает опыт, при учете потерь тепла, в частности через боковые стенки минерального препарата, которые не принимались во внимание при выведении равенства (2), истинная температурная поправка будет превышать расчетную поправку $\Delta t_{\text{общ.}}$ при 1000°C на 5—8°C. С учетом этого, а также с учетом класса точности измерительного прибора, ошибки измерения температуры могут достигать по абсолютной величине 10—15°C.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 6. VII. 1982.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геращенко О. А., Федоров В. Г. Тепловые и температурные измерения, Наукова думка, Киев, 1965.
2. Красов Н. Ф. Условия кристаллизации современных лав вулканов Карымского и Безымянного. Автореферат на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, Новосибирск, 1980.
3. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Наука, Новосибирск, 1975.
4. Справочник физических констант горных пород. Мир, М., 1969.

УДК: 551.435.1(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. Х. ПОГОСЯН

ЛАНДШАФТНО-ФАЦИАЛЬНОЕ ПРОФИЛИРОВАНИЕ КАК
МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ ГОРНО-ДОЛИННЫХ ЛАНДШАФТОВ

(на примере долины р. Цахкадзор)

Река Цахкадзор—один из правых небольших притоков р. Раздан, длиной 12 км. Она берет начало на восточных склонах Техеняцких гор (юго-восточный отрог Цахкуняцкого хребта) и у села Джрарат (недалеко от гор. Раздан) впадает в р. Раздан.

Долина этой реки является одним из красивейших уголков (и рекреационной зоной) территории Армянской ССР. Характеризуется она довольно большим разнообразием природных условий. Так как наши исследования по ландшафтно-фациальному профилированию ограничиваются только районом нижнего течения реки, то вкратце отметим основные черты природы лишь этой части долины.

В геологическом отношении здесь распространены разновозрастные (с палеозоя до антропогена) осадочно-вулканогенные и вулканогенные образования—известняки, песчаники, гнейсы, граниты, современные аллювиальные и пролювио-делювиальные наносы. Продукты выветривания этих пород служат почвообразующим материалом, из которых сформировались горные коричневые лесные почвы, представленные выщелоченными и карбонатными остепненными подтипами.

Коричневые лесные выщелоченные почвы развиты на северных затененных склонах долины р. Цахкадзор и характеризуются глинистым механическим составом, отсутствием карбонатов по всему почвенному профилю, с содержанием до 14,1% гумуса (в слое 1—10 см).

Коричневые лесные остепненные почвы встречаются на склоне южной экспозиции долины и отмечаются наличием карбонатов во всех генетических горизонтах, суглинистым механическим составом и содержанием гумуса в верхнем горизонте до 11% («Почвы Армянской ССР», 1976). Возникновение последнего подтипа почв связано как с изменением климатических условий к более засушливому, так и длительной хозяйственной деятельностью человека (вырубка леса, распашка удобных склонов, пастьба скота и т. д.).

В геоморфологическом отношении этот участок представляет типичную V—образную долину со средне- и сильно крутыми, малорасчлененными прямыми склонами.

Климат этой части долины р. Цахкадзор умеренно-теплый, перемен-но влажный, с повышенными весенне-осенними осадками. Среднегодовая температура воздуха 5—6°C, максимальная температура в августе

доходит до 32—33°C, среднеянварская—13,2°. Сумма температур выше 10° составляет 1500—2000°, а радиационный баланс—55—60 ккал/см² в год. Среднегодовое количество осадков составляет 600—650 мм, испаряемость—около 800—900 мм, коэффициент увлажнения—0,70—0,75. Длительность безморозного периода 150—160 дней (Климатический атлас Арм. ССР, 1975).

Растительный покров в таких климатических и почвенных условиях довольно разнообразен. На гумидных склонах с северной экспозицией развита типично-лесная растительность, представленная в основном крупнопыльничковым дубом. На южных солнечных склонах распространены послелесные степи, с преобладанием бородачевых фитоценозов. пойменная часть долины характеризуется пойменно-луговой разнотравной растительностью, а предгорье лесистых северных склонов долины представлено значительно измененными человеком «лесостепными» грабниково-бородачевыми и агрофитоценозами.

Полевые ландшафтные исследования показали, что помимо общих, природные компоненты долины р. Цахкадзор отличаются и внутренними значительными различиями. Они особенно четко видны по рельефным условиям, чем и объясняется фактически формирование разных морфологических единиц ландшафта (урочищ, подурочищ, фаций).

В настоящей статье нами ставилась цель методом ландшафтного профилирования выявить именно морфологические единицы ландшафта по определенному трансекту, давая их комплексную физико-географическую характеристику и производственную оценку.

Этот метод исследования, наряду с другими методами в современных ландшафтных исследованиях, особенно в горных странах, широко применим. На таких профилях четко выявляются ряды сопряженных фаций, подурочищ и урочищ, их внутренняя связь и приуроченность к определенным формам и элементам рельефа, литологии, условиям увлажнения и т. д.

При составлении профиля пользовались методикой, разработанной А. Г. Агарковым (1954).

Профиль был составлен с помощью топографической карты исследуемого района (масштаб 1 : 100 000), одновременно учитывая и имеющиеся данные по отдельным компонентам ландшафта. Нами выбрана такая линия профиля, которая бы пересекла наиболее типичные участки микроформ рельефа. В этом смысле она представляет характерную топографическую поверхность со своеобразными элементами рельефа, с которыми и связаны морфологические единицы ландшафта. Отметим, что, хотя полученная с помощью топографической карты линия профиля в общем отражает характерные черты рельефа, однако профиль со всеми подробностями был составлен на основании полевых, более крупномасштабных ландшафтных исследований. Во время полевой ландшафтной съемки предварительный профиль значительно изменился (в таком виде он приведен в тексте). При составлении профиля с целью наглядного изображения морфологических элементов рельефа, их морфометрических показателей и других компонентов природы, применили разные масшта-

бы. Так, по вертикальной оси нами показаны абсолютные высоты ключевых географических точек в метрах, в масштабе 1:6000, а горизонтальные расстояния между ними (на горизонтальной оси) — в масштабе 1:7500. Литология и почвенно-растительный покров на профиле показаны вне масштаба.

Прежде чем перейти к характеристике ландшафтно-фациального профиля долины р. Цахкадзор, хотелось бы отметить некоторые общие особенности ландшафтной структуры.

1. Как и в других горных районах, здесь проявляется тесная связь между экспозициями горных склонов и ландшафтной структурой. Так, на более сухих и теплых южных склонах долины распространены горно-степные (послелесные) ландшафты, а на относительно гумидных северных экспозициях — лесные ландшафты.

2. Несмотря на небольшие различия относительных высот (высота дна долины 1700 м над ур. моря, а водораздела — около 2000 м) явно проявляется высотная дифференциация природно-территориальных комплексов. На низко расположенных участках степного ландшафта южных склонов долины преобладают *послелесные* фации с незэродированными, мощными коричневыми почвами и злаково-разнотравной растительностью, а на более возвышенных местах — фации с маломощными, эродированными коричневыми почвами с разнотравно-кустарниковой (трагакантовые) растительностью.

Значительные различия существуют и на северных экспозициях склонов. С высотой местности здесь уменьшается бонитет деревьев, и на верхней границе леса преобладают криволесно-кустарниковые формации, а еще выше на водоразделах распространяются фации с субальпийской высокотравной растительностью на горно-луговых почвах.

3. В пределах долины р. Цахкадзор из морфологических единиц ландшафта более характерны фации, подурочища и урочища. При этом сама долина реки может считаться типичным сложным урочищем¹, а ее склоны — северной и южной экспозицией; дно выделено нами как отдельные подурочища. Каждое подурочище склонов состоит из групп фаций, дно же долины (пойма) представляет одну фацию.

В настоящей статье подробно характеризуются фации, для формирования которых в исследуемом районе ведущим фактором служат морфометрические показатели рельефа и, в первую очередь, местоположение рельефа. В этом отношении совершенно прав А. Г. Исаченко (1965), указывая, что в пределах ландшафта главнейшим фактором фациальной дифференциации является разнообразие местоположения². Это подтверждается и нашими ранее проведенными исследованиями на территории массива горы Арагац в Армянской ССР [4].

¹ Термин «урочище» здесь употребляется как одна из морфологических единиц ландшафта, состоящая из генетически связанных между собой групп фаций и охватывающая обычно форму мезорельефа.

² Под местоположением понимается элемент рельефа (участок склона, холма или долины, вершина, подножье и др.), характеризующийся определенным относительным превышением над местным базисом эрозии экспозицией, крутизной и формой склона.

Роль местоположения рельефа в формировании фации заключается в том, что разные местоположения отличаются своеобразным гидротермическим режимом, в условиях которого со временем распространяются биогенные компоненты, представленные наиболее однородными, далее неразложимыми единицами пространственного деления. Это значит, что каждая фация приурочена к одному элементу рельефа и представлена

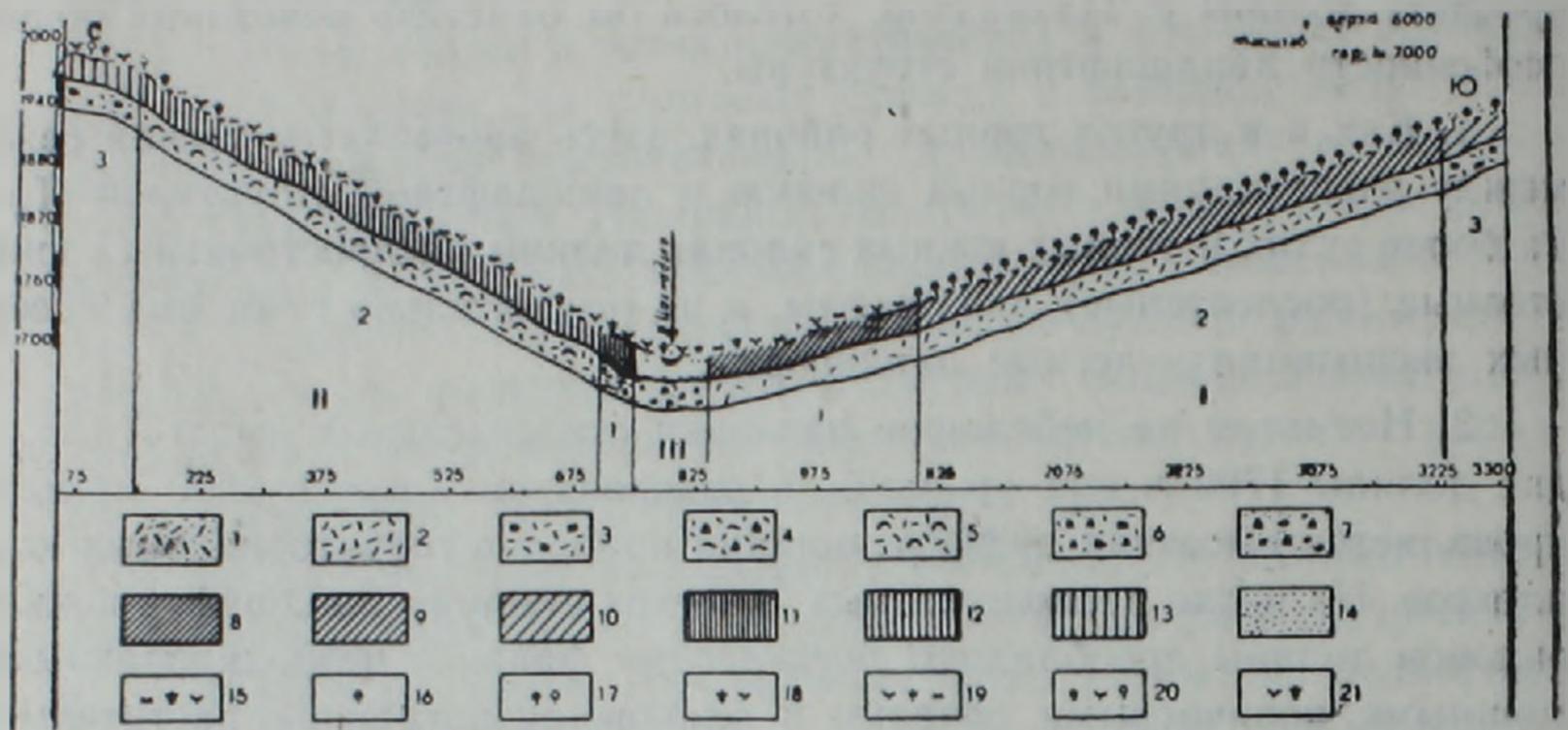


Рис. 1. Ландшафтно фациальный профиль долины р. Цахкадзор (литология, почвы и растительный покров показаны вне масштаба).

Литологический состав: 1. Мощные делювиально-аллювиальные, мелкообломочные отложения. 2. Среднемощные делювиальные отложения. 3. Маломощные элювио-делювиальные отложения. 4. Мощные пролювиально-делювиально-осыпные отложения. 5. Среднемощные песчано-делювиальные отложения. 6. Маломощные, грубообломочные элювио-делювиальные отложения. 7. Мощные пылевато-песчаниковые, аллювиально-пролювиальные отложения с примесью гальки и гравия. *Почвы:* 8. Лесные, коричневые, остепненные, мощные, эродированные, слабо выщелоченные, суглинистые. 9. Лесные, коричневые, среднемощные, не эродированные, сильно выщелоченные, суглинистые. 10. Лесные, коричневые, маломощные, слабо эродированные, выщелоченные, суглинистые. 11. Послелесные, темно-коричневые, мощные, неэродированные, карбонатные, суглинистые. 12. Послелесные, коричневые, среднемощные, слабо эродированные, слабо карбонатные, суглинистые. 13. Послелесные, остепненные, коричневые, малощелочные, эродированные, выщелоченные, суглинистые. 14. Пойменно-луговые, аллювиальные, иловато-перегнойные, мощные. *Растительные фитоценозы:* 15. Кустарниково-разнотравно-злаковый послелесной. 16. Дубовый лес (дуб крупнопыльничный). 17. Дубово-березовое криволесье. 18. Разнотравно-злаковый, степной. 19. Злаково-разнотравно-кустарниковый, послелесной (бородач, шиповник). 20. Разнотравно-злаково-трагакантовый (бородачезово-тминово-астргаловые). 21. Злаково-разнотравный пойменно-луговой (луговник, мята, лютик и др.). *Морфологические внутривидовые единицы:* Урочища. I. Средне- и сильно наклонные склоны долины р. Цахкадзор северной экспозиции, с лесными, коричневыми, суглинистыми, выщелоченными почвами и суходубовой лесной растительностью, на средне- и мощных делювиальных отложениях вулканогенно-осадочных пород. II. Средне- и сильно наклонные склоны долины р. Цахкадзор южной экспозиции, с остепненными, послелесными, коричневыми, средне-суглинистыми, слабо карбонатными почвами и послелесной злаково-разнотравно-кустарниковой растительностью на делювиально-пролювиальных отложениях вулканогенно-осадочных пород. III. Межгорная широтно-вытянутая, частично заболоченная пойменная равнина в низовьях р. Цахкадзор, с пойменно-луговой, иловато-перегнойными мощными, выщелоченными, тяжело-суглинистыми почвами и злаково-разнотравно-луговой растительностью, на мощных аллювиально-пролювиальных отложениях.

однородной материнской породой, однородным микроклиматом и гидрологическим режимом (условиями увлажнения), занята одним биоценозом и одним почвенным подвидом.

В долине р. Цахкадзор различия по местоположениям четко проявляются по всем подурочищам, в пределах которых и развивались ряды сопряженных фаций, последовательно сменяющих друг друга по падению склона. Ниже приводится комплексная характеристика выделенных фациальных рядов и их фаций, обозначенных соответственно римскими и арабскими цифрами (см. также профиль, рис. 1).

1. Фациальный ряд склона долины северной экспозиции

Этот ряд сопряженных фаций сформировался в условиях умеренно-теплого, относительно влажного климата, на лесных коричневых почвах, под лесной растительностью. По комплексным природным компонентам в этом ряду выделяются три вида фаций: подножья (антропогенная), склоновая и приволдораздельная.

1. Фация подножья (антропогенная). Является переходным участком от пойменно-луговой фации дна к типичной лесной склоновой фации. Высота 1705—1750 м, крутизна склона—около 10°. Сформировалась на мощных (70—150 см) делювиально-аллювиальных, мелкообломочных наносах с послелесными темно-коричневыми почвами и кустарниково-разнотравнозлаковым растительным фитоценозом. Проективное покрытие—80—90%, высота трав—30—50 см, продуктивность—13—14 ц/га¹. Эта фация значительно изменена человеком и в настоящее время используется как культурно-поливной участок в основном под многолетними насаждениями и сенокосами. Отметим, что из-за неправильного орошения в отдельных местах этой фации развивались эрозионные ложбины (глубиной до 70—80 см и шириной около 40—50 см), и чтобы прекратить их дальнейшее развитие необходимо провести соответствующие противоэрозионные мероприятия.

2. Склоновая фация. Расположена на высотах от 1750 до 1895 м, крутизна склона около 30—35°. Сформировалась она на коренных склонах со среднемошными делювиальными наносами на типично горно-лесных среднемошных, малокаменистых, неэродированных выщелоченных коричневых почвах, в умеренно-теплых сравнительно влажных климатических условиях. Растительность представлена дубовыми (дуб крупнопольниковый) лесами. Эти леса относятся к первой категории, со средней высотой деревьев 5—8 м, малопродуктивные (40—50 ц/га), вместе с тем они имеют важное почвозащитное и водорегулирующее значение. Велика санитарно-гигиеническая роль этих дубрав, которые вместе с другими благоприятными природными ресурсами долины р. Цахкадзор (чистым, богатым кислородом и ультрафиолетовым излучением горным воздухом, питьевыми источниками и минеральными водами, прекрас-

¹ Здесь и далее приводятся абсолютный воздушный сухой вес наземной фитомассы, полученной нами в период пятилетних полевых исследований.

ными пейзажами и достопримечательностями, а также близостью к городу Еревану) превратили ее в одну из важных мест культурного отдыха и лечения, в особенности для детей. Не случайно, что именно здесь была создана и успешно действует одна из главных олимпийских баз СССР. Для дальнейшего повышения значения этого рекреационного уголка необходимо не только защитить эти леса, но и провести новые лесонасаждения на редколесных участках этой фации, особенно богатых фитонцидами хвойных пород, повышая тем самым санитарно-гигиеническую и почвозащитную роль этих лесных массивов.

3. *Приводораздельная фация* охватывает узкую верхнюю полосу описываемого склона, на высотах от 1895 до 1980 м, крутизна около 25—30°.

Простирается она на верхней границе леса, на маломощных горно-лесных коричневых выщелоченных, суглинистых почвах, в прохладных семигумидных климатических условиях. Основной фитоценоз—субальпийское криволесье. Высота деревьев около 2,5—3 м, проективное покрытие—30—50%. Отличается от типично лесной фации малопродуктивностью фитомассы (20—30 ц/га), а почвы более каменистые, с выходами коренных пород.

Значение фитоценозов этой фации то же, что и лесной фации, кроме того отдельные участки, представленные альпийским высокоотравьем, используются как высокоурожайные (до 25 ц/га) сенокосы.

II. *Фациальный ряд склона южной экспозиции долины*

Этот ряд ландшафтных фаций формировался в умеренно-теплых климатических условиях, на послелесных коричневых почвах. В растительном покрове доминирующими являются злаково-разнотравные, разнотравно-злаково-кустарниковые формации. По комплексным физико-географическим условиям на этом склоне, на разных местоположениях имеются значительные различия, на основании которых и выделены нами три характерные фации: подножья склона, типично склоновая и приводораздельная.

1. *Фация подножья склона* образовалась на мощных (до 15 м) пролювиально-делювиально-осыпных мелко- и среднеобломочных наносах. Высота—1705—1718 м, крутизна склона—10—11°. От пойменной фации разграничена резко выраженной линией подножья. В пределах фации распространены послелесные, малокаменистые, малоэродированные, мощные (до 50—60 см) горно-лесные коричневые степенные почвы. Фитоценоз-послелесной разнотравно-злаковый, высота трав—40—50 см, проективное покрытие—80—85%, используются как сенокосы лучшего качества с урожайностью до 20 ц/га.

2. *Склоновая фация* простирается между высотами от 1718 до 1874 м, крутизна склона 25—30°. Сформировалась в основном на делювиальных наносах, мало- и среднемощных послелесных, каменистых, среднеэродированных, карбонатных коричневых почвах, со злаково (бородачевой)—разнотравно-кустарниковой ассоциацией. Высота трав—30—40 см, высота

кустов-1—1,5 м, проективное покрытие-70—75%. Надо отметить, что в прошлом эти склоны были покрыты лесами, остатки которых отдельными деревьями и кустарниками сохранились до сих пор. Ныне в пределах этой фации проводятся лесонасаждения, но, к сожалению, желаемых результатов еще не получено. Эти мероприятия проводятся нерационально. В некоторых местах молодые насаждения не получают необходимого количества поливной воды, а местами же лунки прорыты, а насаждений нет, что и создает определенные условия для развития эрозии склонов. Нам кажется, что при правильной организации этих работ можно не только предотвратить эрозию, но и восстановить на небольших участках лесные массивы.

Фитоценозы этой фации ныне используются как сенокосы, продуктивность которых составляет 15—16 ц/га.

3. *Приводораздельная фация.* Расположена на высотах от 1874 до 1998 м над ур. м. Отличается от других фаций тем, что формировалась на участке с наибольшей крутизной склона (30—35°) на крупнообломочных, элювиально-делювиальных наносах. Почвы коричневые, остепненные, каменистые, с маломощным (5—10 см) профилем. В этих условиях сформировался разнотравно-злаковый, смешанный с трагакантовыми элементами (астрогал, аканталимон) фитоценоз. Высота трав-20—25 см, проективное покрытие-30—40%. Растительность этих участков склона долины р. Цахкадзор используется как пастбища средненизкого качества, с продуктивностью около 8—9 ц/га.

Надо отметить, что по причине бессистемной пастьбы и погрузки скота растительность в большей части сильно разряжена. Кроме того, вместо ценных кормовых растений (тмин кавказский, мятлик альпийский, одуванчик стевена и др.) в фитоценозе распространяются малопродуктивные, иногда несъедобные растения (бодяк, бурачок, ярутка).

Помимо того, имеет место пастбищная и ветровая эрозии, из-за чего ряд участков лишен почвенно-растительного покрова. Необходимо провести ряд противоэрозионных мероприятий (в первую очередь отрегулировать и даже на несколько лет запретить пастьбу скота), чтобы, не только восстановить кормовую ценность этих угодий, но и предотвратить эрозию почв.

III. *Пойменно-равнинная фация*

Своими комплексными ландшафтными свойствами эта фация резко отличается от соседних фаций склонов.

Сформировалась она в пойме долины р. Цахкадзор на месте с близким уровнем грунтовых вод и фактически является супераквальной фацией (терминология Б. Б. Полюнова, 1956). Ширина фации—около 70 м, высота—приблизительно 1700—1705 м над ур. м. В морфологическом отношении типичная аллювиальная пойменная равнина, состоящая из мощных аллювиально-пролювиальных наносов. В почвенном покрове распространены пойменно-луговые, иловато-перегонные, мощные (до 1 м) аллювиальные почвы. Среди них в отдельных участках разви-

лись пойменно-болотные почвы, где грунтовые воды очень близки к поверхности земли. Фитоценоз этой фации — злаково-разнотравый, пойменно-луговой. Высота трав — 40—50 см, проективное покрытие — почти 100%.

Растительность пойменной фации используется под сенокосы, продуктивность ее — около 13,5 ц/га. Отдельные участки поймы заняты под сельскохозяйственные культуры (картофель, капуста) с невысоким урожаем, что частично связано с почвенными условиями. Дело в том, что пойменно-луговые почвы этой фации состоят в основном из песчаных и щебневых фракций и, наоборот, почти лишены глинистых элементов. И чтобы поднять агропроизводственные качества этих почв, необходимо в значительной мере обогатить их глинистыми фракциями, для улучшения гидрологического режима почв, а также удобрить.

На основании изложенного материала и составленного ландшафтно-фациального профиля (рис. 1) можно прийти к следующим выводам:

1. Ландшафтно-фациальный профиль — своеобразная модель, с помощью которой можно показать не только внутренние связи между отдельными природными компонентами, но и состоящие из них внутриландшафтные комплексы-фации, подурочища и урочища, их приуроченность к конкретным природным условиям.

2. В исследуемом регионе типичным (эталонным) ландшафтом являются умеренно-влажные дубовые леса, которые ныне значительно изменены антропогенным фактором, в результате чего отдельные участки остепнены. На этом общем фоне, в связи с местными различиями рельефных и литологических условий, сформировались внутриландшафтные единицы интрапоясного характера (засушливые, степные, редколесные, лесостепные и др. фации).

3. В пределах долины р. Цахкадзор, наряду с высотно-ландшафтной дифференциацией, четко проявляется и влияние экспозиционного фактора склонов на формирование асимметрии природных комплексов: на южных экспозициях сформировался ксероморфный ряд степных фаций, а на северных — гидроморфных лесных.

4. Ландшафтно-фациальный метод анализа дифференциации природно-территориальных комплексов горных долин может служить диагностическим признаком уточнения границ региональных ландшафтных единиц, являющихся объектами оптимизации и охраны природной среды, в частности, парадинамических долинных систем.

Армянский педагогический институт
им. Х. Абовяна

Поступила 13. IV. 1982.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агарков А. Г. Составление ландшафтных (комплексных) профилей при физико-географических исследованиях. М., 1954.
2. Исаченко А. Г. Основы ландшафтоведения и физико-географическое районирование. М., 1965.
3. Климатический атлас Армянской ССР. Ереван, 1975.
4. Погосян В. Х. Фациальный анализ местоположения рельефа. Сб. научн. трудов аспирантов Армпединститута им. Х. Абовяна, Естеств. науки, 1974 (на арм. яз.).
5. Полюнов Б. Б. Учение о ландшафтах. Изд. АН СССР, М., 1956.
6. Почвы Армянской ССР, «Айастан», Ереван, 1976.