

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



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

ԽՄՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՂՆԳԻՍ.

ՀՍՍՀ ԳԱ աղագ. Ա. Տ. Ասլանյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ աղագ. Ա. Հ. Գաբրիելյան, (պատասխանատու խմբագիր), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. է. Խ. Դուլյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ս. Վ. Դրիզոբյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ի. Կառապետյան, ֆիզ.-մատ. գիտ. թեկն. Ն. Կ. Կառապետյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Բ. Մ. Մելիքսերյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ռ. Տ. Միրիջանյան, երկրա-հանք. գիտ. ղոկտ. Ս. Ն. Նազարյան, երկրա-հանք. գիտ. ղոկտ. Մ. Ս. Սարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Կ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆարամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

Պատասխանատու քարտուղար՝ է. Ա. Թոստոմոզյա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Акад. АН АрмССР А. Т. Асланян, член-корр. АН АрмССР А. Б. Багдасарян, акад. АН АрмССР А. А. Габриелян (ответственный редактор), член корр. АН АрмССР С. В. Григорян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, докт. геол.-мин. наук А. И. Карапетян, канд. физ. мат. наук Н. К. Карапетян, канд. геол.-мин. наук Б. М. Меликсетян, канд. геол.-мин. наук Р. Т. Мириджанян, канд. геол.-мин. наук С. Н. Назаретян, докт. геол.-мин. наук М. А. Сатян, член-корр. АН АрмССР Г. И. Тер-Степанян, канд. геол.-мин. наук А. С. Фармазян (зам. ответственного редактора).

Ответственный секретарь Э. С. Ростомова

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

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

Издательство АН Арм. ССР
Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1987

Ar 409

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ի. Խ. Պետրոսով. Հայկական ՍՍՀ նստվածքային և հրաբխածին-նստվածքային ֆորմացիաների կավային միներալների ծագումնային տիպերը	3
Վ. Վ. Այվազյան. Գրանիտոիդների հանրածին ունակությունը և Վ. Ն. Լոգոշնիկովի բնականության կանոնը	10
Ի. Ն. Տայան, Ս. Պ. Սարգսյան. Ազարակի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրի շտուկվերկի մորֆոլոգիան և հանքայնացման տեղարաշխման օրինաչափությունները	15
Մ. Ա. Կուկուլյան. Մարջանի հանքավայրի (Հայկական ՍՍՀ) հանքանյութերի միներալային կազմը	22
Ա. Վ. Հարությունյան, Ա. Ա. Բղոյան. Փոքր կովկասի սերպենտինիտների առաձգական, խտության և պետրոֆիզիկական հատկությունները բարձր ճնշումների և ջերմաստիճանների պայմաններում	33
Հ. Մ. Ավչյան, Լ. Գեևեմյան, Գ. Վ. Մարկոսյան. Առաձգական ալիքների արագության համասեռությունն ապարներում	39
Ա. Կ. Մարեոսյան. Գիմադրության և հարուցված բենուացման մեթոդներով չափման արդյունքների մեկնարանման մի եղանակ	46

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀՍՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Պ. Մ. Կապլանյան. Սեանա լճի ջրերի աղտոտման խնդրի վերաբերյալ	55
Ի. Վ. Հակոբյան, Ն. Ս. Նալբանդյան, Ա. Ի. Ապրեսյան, Լ. Գ. Ղևոնդյան. Պեոլիտում փուլային վերափոխությունների հետազոտումը ջրաջերմային պայմաններում	57
Գ. Հ. Ազարյան, Ս. Ն. Գինգրեդ, Զ. Մ. Մաբյախին, Վ. Մ. Էպելրաուս. Հետախույժման համակարգերի ինֆորմացիոն հնարավորությունների զնահատման մեթոդալոգիական սկզբունքները	62
Վ. Ս. Կոստանյան, Ս. Ռ. Հովհաննիսյան, Ա. Հ. Սիմոնյան, Խ. Գ. Թովչյան. Երկրամագնիսական դաշտի արևային-օրական փոփոխությունների անոմալիաները Գեղամա փոքրադաշտում	66
Ն. Մ. Լուկչյան. Բարձրաճնշ շերտանման մարմինների հայտնաբերման նպատակով հարարերական անոմալիաների կորերի մեկնարանման հարցի վերաբերյալ	68
Ն. Խ. Սարգսյան. Ձյիչալին ֆորմացիաներում տարբեր կարգերի փուլերի որոշման մի եղանակի մասին	72

ՔՆՆԱԿԱՏՈՒԹՅՈՒՆ ԵՎ ԲԱՆԱՎԵՃ

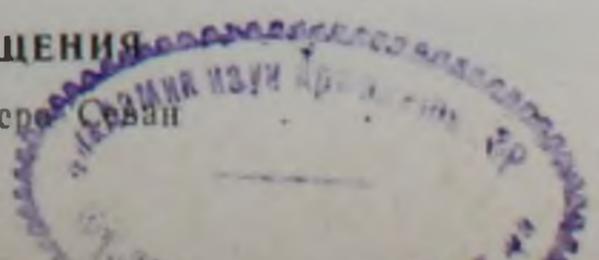
Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան. Տարօրինակ տրամարանություն (գրախոսության տեղ)	75
---	----

СОДЕРЖАНИЕ

И. Х. Петросов. Генетические типы глинистых минералов в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях Армянской ССР	3
В. В. Ляхович. Рудогенерирующая способность гранитоидов и правило полярности В. Н. Лодочникова	10
Ք. Ն. Կապլան, Ս. Պ. Սարգսյան. Морфология рудного штокверка и особенности распределения медно-молибденового оруденения Агаракекого месторождения	15
Մ. Ա. Կուկուլյան. Минеральный состав руд Марджанского месторождения (Армянская ССР)	22
Ա. Վ. Արությունյան, Ա. Ա. Բժոյան. Упругие, плотностные и петрофизические свойства серпентинитов Малого Кавказа при высоких давлениях и температурах	33
Գ. Մ. Ավչյան, Լ. Գենեմյան, Գ. Վ. Մարկոսյան. Анизотропия скорости упругих волн в горных породах	39
Ա. Կ. Մատեոսյան. Способ интерпретации результатов измерений методами сопротивления и вызванной поляризации	46

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Ս. Մ. Կապլան. К проблеме загрязнения вод озера Севан	55
--	----



<i>P. V. Акопян, Н. С. Налбандян, А. И. Апресян, Л. Г. Гевондян.</i> Исследование фазовых превращений в перлите в гидротермальных условиях	57
<i>Г. О. Газарян, С. Н. Гинзбург, З. М. Марьяхин, В. М. Эппельбаум.</i> Методологические принципы оценки информационных возможностей систем разведки	62
<i>В. С. Гаспарян, С. Р. Оганесян, А. О. Симонян, Х. Д. Топчян.</i> Аномалии солнечно-суточных вариаций геомагнитного поля на Гегамском полигоне	66
<i>Е. М. Лулечян.</i> К вопросу интерпретации кривых относительной аномалии с целью выявления высокоомных, пластообразных тел	68
<i>Н. Е. Сарафян.</i> Об одном способе определения циклов разного порядка в флишевых формациях	72

КРИТИКА И ДИСКУССИЯ

<i>Г. И. Тер-Степанян.</i> Странная логика (вместо рецензии)	75
--	----

CONTENTS

<i>I. Kh. Petrosov.</i> The Armenian SSR sedimentary and volcanogenous-sedimentary formations clay minerals genetic tydes	3
<i>V. V. Lyakhovtch.</i> The gnanitoids ore-generating capacity and the V. N. Lodochnikov's rule of polarity	10
<i>R. N. Tayan, S. P. Sarkisian.</i> The Agarak ore deposit stockwork morphology and copper-molybdenum mineralization distribution peculiarities	15
<i>M. A. Kukulian</i> The Mardjan ore deposit (Armentan SSR) ores mineral composition	22
<i>A. V. Harouttunian, A. A. Bdoyan.</i> The Minor Caucasus serpentinites elasticity, density and petrophysical properties at high pressures and temperatures	33
<i>H. M. Avchlan, L. Genteman, G. V. Markosian.</i> The elastic waves velocity anisotropy in the rocks	39
<i>A. K. Matevosian.</i> An interpretation mode of measurement results by methods of resistances and reduced polarization	49

SHORT REPORTS

<i>P. M. Kaplanian.</i> On the problem of the Sevan lake waters pollution	55
<i>R. V. Hakopian, N. S. Nalbandian, A. I. Apresian, L. G. Ghevondian.</i> The phase transformations investigation in perlites in hydrothermal conditions	57
<i>G. H. Ghazarian, S. N. Ginzburg, Z. M. Maryakhin, V. M. Eppelbaum.</i> The prospecting systems informational possibilites evaluation methodological principles	62
<i>V. S. Gasparian, S. R. Hovhannistan, A. H. Simonian, Kh. D. Topchian.</i> The geomagnetic field solar-dayly variations anomalies in the Guegham polygone	66
<i>E. M. Lulechian.</i> On the problem of the relative anomaly curves interpretation for the purpose of revealing high-ohm bediform bodies	68
<i>N. E. Saraflan.</i> On a mode of flysch formations various order cycles determination	72

CRITICISM AND DISCUSSION

<i>G. I. Ter-Stepanlan.</i> Strange logic (instead of a review)	75
---	----

И. Х. ПЕТРОСОВ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР

Рассматриваются генетические типы наиболее распространенных глинистых минералов в палеозойских и мезо-кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных формациях Армянской ССР. Впервые детально характеризуются особенности их состава, строения и распространения.

Породообразующие глинистые минералы в палеозойских и мезо-кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных формациях на территории Армянской ССР представлены всеми генетическими типами: гипергенным, аллотигенным, седиментационно-диагенетическим, катагенетическим, метагенетическим, гидротермальным. Ниже они рассматриваются по основным группам глинистых минералов.

Группа каолинита. Каолиниты представлены гипергенным, аллотигенным, аутигенным и гидротермальным генетическими типами. Гипергенный каолинит встречается только в глинистых породах средне-позднекарбоневой латеритовой формации древней коры выветривания. Аллотигенный каолинит является породообразующим минералом в глинах палеозойских и триасовых параплатформенных формаций; меньше распространен в глинах раннегеосинклинальных нижне-среднеюрских формаций; в глинах позднегеосинклинальных и орогенных формаций практически не встречается.

Структуры* гипергенных и аллотигенных каолинитов несовершенные, период c не проявляется, относятся к псевдомоноклинному типу; параметры: $a=5,13\text{ \AA}$; $b=8,92\text{ \AA}$ [2]. На рентгенограммах фиксируется серия рефлексов (001) и (hkl) с $d=7\text{ \AA}$, $3,5\text{ \AA}$ и другие. После прокаливания при 600°C некоторые (базальные) отражения исчезают. Термограммы глин с породообразующим каолинитом рассматриваемых генетических типов характеризуются наличием одного эндотермического и одного экзотермического пиков с максимумами соответственно при $600\text{--}660^\circ\text{C}$ и $970\text{--}1000^\circ\text{C}$. На электронномикроскопических снимках частицы имеют детритовый облик. Для химического состава характерно повышенное содержание кремнезема и глинозема.

Аутигенный каолинит встречается в глинах триасовых, юрских и олигоцен-миоценовых угленосных формаций. Он заполняет поры и трещины, непосредственно примыкающие к участкам концентрации растительного детрита и углистого вещества. Представлен чешуйчатыми или розетковидными образованиями размером $0,03\text{--}0,05\text{ мкм}$ с более низким показателем преломления (около 1,560), чем вмещающая глинистая масса. Образуется также по полевым шпатам или в результате регенерации исходного (аллотигенного) каолинита [9, 3].

Гидротермально-метасоматический каолинит особенно характерен для глин позднегеосинклинальных формаций. Эти глины формируются в результате изменения эффузивных и пирокластических пород кислого и среднего состава в бассейнах вулканогенно-осадочного породообразования. Гидротермальный каолинит отличается большей степенью гидратации и структурной упорядоченности, чем указанные выше разновидности. Обычно он встречается совместно с диккитом, диссоциация которого происходит при 700°C . Каолинит и диккит образуют тонкоагрегатные псевдоморфозы замещения; крупные монокристаллы не зафиксированы. На электронномикроскопических снимках частицы имеют неправильную форму, в редких случаях отмечаются фрагменты гексагональных чешуек.

* Рентгеноструктурные, электронографические и другие анализы выполнены в соответствующих лабораториях ИГи АН АрмССР, ГИН-а АН СССР, ВСЕГЕИ.

Группа гидрослюды. Гидрослюды встречаются в отложениях всех этапов развития региона, более всего распространены в глинах параплатформенных и раннегеосинклинальных формаций. Дидоктаэдрические гидрослюды представлены двумя политипами—низкотемпературным (1 М) и высокотемпературным (2М₁). Интересно, что политип 1 М встречается и в палеозойских глинах, претерпевших изменения типа метагенеза, хотя и в значительно меньших количествах, чем в глинах молодых формаций, находящихся на более низкой ступени изменения. Оба политипа представлены двумя генерациями—аутигенной и аллотигенной. Аутигенная гидрослюда 1М образуется по полевым шпатам, обломкам осадочных пород, зеленой слюде и остаткам микрофауны. Она встречается в виде мелких чешуек, которые обычно имеют светло-зеленую окраску, характерный шелковистый блеск, ориентированы в одной плоскости, слабо поляризуют и часто реагируют на свет суммарно—как монокристалл. Аутигенная гидрослюда 2М₁ весьма характерна для глин параплатформенных и раннегеосинклинальных формаций. Чаще всего она развивается по глинистой основе в виде слегка вытянутых чешуек размером 0,05—0,1 мм, ориентированных (по удлинению) субпараллельно сланцеватости. Отобранные мономинералы, по данным электронографии, характеризуются высокой степенью совершенства структуры, что, очевидно, также указывает на аутигенную природу минерала. В раннегеосинклинальной базальной формации нижней юры глины ряда разрезов имеют реликтовую туфовую (фельзитовую) структуру. Породосбразующим глинистым минералом в них является Г2М₁. Не вызывает сомнения, что Г2М₁ представляет собой конечный продукт постседиментационного (позднескатагенетического) изменения неплывового материала. После термообработки и насыщения образцов глицерином базальные отражения не изменяются. Термограммы гидрослюдистых глин в различных формациях отличаются большим разнообразием, что объясняется неоднородностью их химического состава.

Парагонит распространен только в глинах наиболее древней (девон-нижнекарбоновой) осадочной формации. Развивается он по основной массе глинистых сланцев и образует бесцветные, сравнительно крупные чешуйки размером до 0,2 мм. Длинные оси их ориентированы субпараллельно сланцеватости. Минерал относится к модификации 2М₁, параметры элементарной ячейки $a = 5,17 \text{ \AA}$; $b = 8,95 \text{ \AA}$; $c = 19,45 \text{ \AA}$; $\beta = 95^\circ 48'$.

Спектральными анализами установлены следующие элементы (в %): Si, Al—10; Mg—0,3—1; Ca—0,02; Fe—3; Mn, Cr, Zn, Cu, Ga, It—0,003; Ni, Zr—0,001; Ti—0,3; V, Ba—0,03; Na—0,3—1; Sr—0,01; Be—0,0001. Значение параметра c минерала, повышенное содержание натрия и отсутствие калия позволяют уверенно отнести его к парагониту.

Пирофиллит встречается в ассоциации с парагонитом и также развивается по основной массе глинистых сланцев каолинит-гидрослюдистого состава. Он диагностируется по интенсивным базальным рефлексам с $d = 9,17 \text{ \AA}$; $4,6 \text{ \AA}$ и другим [1]. На термограммах глин с значительным содержанием пирофиллита фиксируется один широкий эндотермический пик дегидратации с максимумом около 650°C. Иногда эта реакция протекает в несколько этапов, что, очевидно, связано с различной степенью прочности связи OH-групп в структуре минералов. Пирофиллитовые глины характеризуются высоким содержанием Al₂O₃; повышенное содержание K₂O и другие аномалии обусловлены наличием примесей, в частности—гидрослюды мусковитового типа. В позднегеосинклинальных формациях встречается также гидротермально-метасоматический пирофиллит, который образуется по стекловатой составляющей пирокластических и эффузивных пород кислого и среднего состава в результате воздействия близких к нейтральным растворов.

Группа монтмориллонита. Монтмориллонит (бейделлит) является одним из самых распространенных минералов в формациях позднегеосинклинального и орогенного этапа. Заметные концентрации монтмориллонита имеются и в раннегеосинклинальной верхнеюрской вулканогенно-карбонатной формации, следы его отмечены также в верхнетриасовой угленосной формации параплатформенного этапа. Монтмориллонит представлен тремя генетическими типами: аллотигенным, аутигенным, гидротермально-метасоматическим. Они отличаются между собой по химическому составу, строению межслоевых промежутков и базальным отражениям. Наибольшей магниальностью характеризуются гидротермально-метасоматические монтмориллониты, а наибольшей кремнеземистостью и щелочностью — аутигенные, образовавшиеся в результате изменения пирокластического материала в бассейнах седиментации. В процессе монтмориллонитизации морфология пирокластов (фрагментов стекла), как правило, сохраняется, что хорошо видно на электронно-микроскопических снимках. У аутигенных и гидротермально-метасоматических монтмориллонитов почти всегда $d(001) = 15 - 15,2 \text{ \AA}$, среди аллотигенных встречаются также монтмориллониты с $d(001) = 12 \text{ \AA}$ и 14 \AA . Во всех случаях при насыщении образцов глицерином межплоскостное расстояние первого порядка возрастает до $17 - 18 \text{ \AA}$, после прокаливания — сокращается до 10 \AA . Аутигенные и гидротермально-метасоматические монтмориллониты однородны по химическому составу и по составу межслоевых промежутков (постоянная величина параметра b , соответствующая произведению $b \cdot d(060)$). Аллотигенные монтмориллониты также химически однородны, но гидратированы различно, т. е. не все промежутки содержат два слоя молекул воды: фиксируются также один или три слоя. На рентгенограммах таких образцов к рефлексу с $d = 14 \text{ \AA}$ примыкает фон повышенной интенсивности, который исчезает после насыщения их глицерином и $d(001)$ стабилизируется. Во всех типах монтмориллонитов октаэдры заселены преимущественно ионами алюминия; после кипячения образцов в соляной кислоте структура их не изменяется. Термические характеристики различных типов монтмориллонитов очень близки. Интенсивность низкотемпературного эндоэффекта прямо зависит от полноты преобразования исходного стекла. На электронно-микроскопических снимках фиксируются частицы удлиненно-призматической, шпильчатой, игольчатой и чешуйчатой форм. отражающих степень изменения пирокластического вещества.

Группа хлорита. Хлориты распространены в формациях всех этапов развития региона, но породообразующее значение они приобретают, начиная с позднеюрского времени. Исключая глины карбонатно-терригенной формации девона-нижнего карбона, базальной граувакко-сланцевой формации нижней юры, возможно и терригенно-вулканогенной формации средней юры, во всех прочих глинах хлориты относятся к триоктаэдрической железистой группе. Четные порядки отражений почти всегда интенсивнее нечетных [8]. Вероятно, они представлены политипом 1в, $\beta = 90^\circ$. Методом электронографии определяются только параметры $a = 5,2 \text{ \AA}$ и $b = 9,2 \text{ \AA}$. В одном случае (в олигоценовых глинах) удалось установить все параметры хлорита: $a = 5,30 \text{ \AA}$, $b = 9,28 \text{ \AA}$, $c = 14,5 \text{ \AA}$, $\beta = 96^\circ$. Глины красноцветной формации (нижний миоцен) содержат хлорит с подвижной решеткой. При насыщении их глицерином межплоскостное расстояние первого порядка возрастает до 17 \AA , причем расширяются все слои. Эти рентгенограммы внешне не отличаются от монтмориллонитовых, однако после прокаливания образцов $d(001)$ сокращается до 14 \AA . Термограммы глин с содержанием до 30–40% железистого хлорита заметно отличаются между собой по числу и интенсивности эндоэффектов, что связано с примесью гидрослюда и монтмориллонита. Реакции при выделении ОН-групп либо совпадают, либо диссоциация хлорита смещается в область более высоких температур. Хлориты в глинах пара-

платформенных и раннегеосинклинальных формаций (девона-карбона, нижней-средней юры) образуют незначительные концентрации (до 20%) в каолинит-гидрослюдистых глинах, что исключает их детальное исследование. Но вероятнее всего их следует отнести к железисто-магнезиальной группе. На термограммах некоторых образцов эндотермический пик, связанный с диссоциацией минерала, растянут не по горизонтальной оси, а по вертикальной, что более характерно для железисто-магнезиальных хлоритов. Кроме того, отсутствует низкотемпературный экзотермический пик, связанный с окислением двухвалентного железа. Вместе с тем, фиксируется высокотемпературный экзоэффект, скорее всего вызванный кристаллизацией шпинелевой фазы [3]. Геологическим критерием для отнесения этих хлоритов к железисто-магнезиальной группе послужило то обстоятельство, что они ассоциируются с парагонитом, пирофиллитом и $\Gamma 2M_1$ мусковитового типа — минералами зоны метатенеза, где железистые хлориты обычно нестабильны [5].

Не вызывает сомнения аутигенный генезис железистых хлоритов, распространенных в позднегеосинклинальных и орогенных (палеоген-миоценовых) формациях. Аутигенный хлорит развивается предпочтительно по крупным пирокластам среднего и основного состава. Цемент некоторых песчаников, ассоциирующихся с глинами в указанных формациях, нацело состоит из хлорита, образованного за счет пеплового материала. В глинах вокруг измененных литокластов и витрокластов образуются сложенные хлоритом «шлейфы», свидетельствующие о перемещении его в глинистую основу. Формы этих образований и то обстоятельство, что они, как правило, реагируют на свет как монокристалл, также указывают на аутигенное происхождение хлорита.

Группа палыгорскита-сепиолита. Палыгорскиты представлены двумя генетическими типами: седиментационным и гидротермально-эпигенетическим. Последний относится к разновидности, называемой в литературе «горная кожа». Эти листоватые образования встречаются в ассоциации с исландским шпатом в доломитизированных известняках верхнеюрской вулканогенно-карбонатной формации. Более подробная характеристика этого генетического типа приводится в [4]. Седиментационный палыгорскит распространен в орогенных формациях, особенно в глинах терригенно-эвапоритовой и карбонатно-терригенной формаций (средний-верхний миоцен), в которых он является одним из породообразующих минералов. Палыгорскит ассоциируется здесь с глинистыми и неглинистыми минералами стадии ангидритовой садки; в отложениях галитовой стадии он присутствует в качестве второстепенной примеси. На электронномикроскопических снимках фиксируются многочисленные игольчатые и тонковолокнистые кристаллы. На рентгенограммах глинистой фракции палыгорскитовых глин фиксируются характерные (для палыгорскита) отражения с $d = 6,4 \text{ \AA}$, $3,2 \text{ \AA}$, а на электронограммах — рефлекс с $d(110) = 10,1 \text{ \AA}$ [2]. Термограммы палыгорскитовых глин характеризуются тремя эндоэффектами. Цеолитная вода выделяется при $230-270^\circ\text{C}$. Для химического состава этих глин характерно повышенное содержание магния и суммы щелочей.

Группа смешанно-слоистых минералов. Смешанно-слоистые минералы характерны для глинистых пород позднегеосинклинальных и орогенных формаций. В палеозойских, триасовых и юрских отложениях они практически отсутствуют. Установлены смешанно-слоистые минералы типа гидрослюда-монтмориллонит ($\Gamma-M$), хлорит-монтмориллонит ($X-M$) и пирофиллит-монтмориллонит ($\Pi-M$).

Существуют две структурно-генетические разновидности $\Gamma-M$. В первой резко преобладают промежутки с К-ионом. Отражение с $d(001) = 10,2 \text{ \AA}$ на рентгенограммах природного образца интерпретируется как среднестатистическая величина между $d(001) = 16 \text{ \AA}$ слоев слюды (80%) и $d(001) = 14 \text{ \AA}$ слоев монтмориллонита (~20%). Пос-

ле обработки глицерином возникает отражение с $d = 9,6 \text{ \AA}$, являющееся среднестатистическим между $d(001) \sim 10 \text{ \AA}$ слоев слюды и $d(002) = 8,85$ слоев монтмориллонита. В структуре этой разновидности Г—М много железа; в результате обработки в десятипроцентной соляной кислоте минерал частично растворяется. Эту разновидность Г—М автор относит к так называемым «деградированным» гидрослюдам, которые могут иметь разное происхождение (чаще—аллотигенное), но в любом случае образуются за счет гидрослюд [6, 10]. Другая разновидность Г—М образуется по монтмориллониту—в результате погружения осадков в область высоких температур и давлений. При этом количество слюдистых слоев закономерно возрастает по мере ужесточения термобарических условий минералообразования. Это особенно отчетливо прослеживается в разрезах скважин. Так, в скважине I (Арташат), пробуренной в эоценовых и датско-палеоценовых отложениях, с глубиной возрастает содержание Г—М и количество слюдистых слоев в монтмориллоните. На глубине 2215—2223 м содержание Г—М составляет примерно 60% глинистой фракции монтмориллонита—около 30%; соотношение С и М компонентов примерно равно 1:3. На рентгенограммах насыщенных глицерином образцов фиксируется нерациональная серия базальных отражений с $d = 17,6 \text{ \AA}$, $9,3 \text{ \AA}$, $5,8 \text{ \AA}$ и другие. После прокаливания возникает сильный рефлекс с $d(001) = 10 \text{ \AA}$. На рентгенограммах необработанных образцов наблюдается диффузный фон в области $12,5—15,5 \text{ \AA}$, который также исчезает после прокаливания. Термограммы и электронномикроскопические снимки Г—М и монтмориллонита практически не отличаются между собой.

Смешаннослойный П—М встречается во внешних фациях гидротермально измененных (каолиновых) пород. Развивается он в основном по стекловатому базису эффузивных и пирокластических пород кислого и среднего состава. Величина базального рефлекса первого порядка на дифрактограммах природного образца колеблется в пределах $24,6—25 \text{ \AA}$ [7]. После насыщения глицерином $d(001)$ достигает $26,6—29,4 \text{ \AA}$. В большинстве случаев монтмориллонитоподобных слоев больше, чем пиррофиллитоподобных. В зависимости от продолжительности прокаливания (1—3 часа при температуре 550°C), межплоскостное расстояние сокращается от 25 \AA до 20 \AA . Таким образом, значения базального рефлекса на дифрактограммах природного и обработанного образцов совпадают с аллевардитовыми и ректоритовыми. Как известно, эти минералы являются упорядоченными смешаннослойными образованиями, т. е. характеризуются более или менее целочисленной серией рефлексов. Однако в исследованных образцах удается зафиксировать лишь отражение второго порядка. Отсутствие в них гидрослюда и, наоборот, наличие значительного количества пиррофиллита и монтмориллонита в самостоятельной фазе позволяют предположительно отнести минерал не к аллевардитовому, а к ректоритовому типу, состоящему из сопряжения двух пиррофиллитовых слоев, один из которых подобен монтмориллониту. Поэтому автор называет его (в зависимости от соотношения подвижных и неподвижных слоев) пиррофиллит-монтмориллонитом или монтмориллит-пиррофиллитом.

Смешаннослойный Х—М установлен только в глинах красноцветной формации (нижний миоцен). Наблюдается стадийное преобразование структуры хлорита в монтмориллонитовую. Межплоскостное расстояние первого порядка после насыщения образцов глицерином возрастает до $15—16 \text{ \AA}$, после прокаливания сокращается до $13,8 \text{ \AA}$, т. е. структура минерала в этом случае состоит из чередующихся разбухающих и неразбухающих хлоритовых слоев [5, 7, 8]. В других случаях, после насыщения образцов глицерином, межплоскостное расстояние первого порядка возрастает до 17 \AA , а после прокаливания сокращается до 10 \AA ; при этом интенсивность линии с $d = 10 \text{ \AA}$ значительно возрастает. Разбухающие слои в этом случае подобны монтмориллониту. Кроме того, фиксируется еще одна фаза, нацело состоящая из

расширяющихся хлоритовых слоев. Обычно все указанные фазы обнаруживаются в серии образцов, последовательно отобранных по простиранию и разрезу красноцветной формации.

Институт геологических наук
АН АрмССР

Поступила 17.IX.1987.

Ի. Խ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ ԵՎ ՀՐԱՔԽԱՄԻՆ-ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ
ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐԻ ԿԱՎԱՅԻՆ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԻ ԾԱԳՈՒՄՆԱՅԻՆ ՏԻՊԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի պալեոզոյան և մեզոկայնոզոյան նըստ-վածքներում ապար կազմող կավային միներալները ներկայացված են բոլոր ծագումնային տիպերով՝ հիպերգեն, ալոտիգեն, նստվածքային-դիագենետիկ, կատագենետիկ, մետագենետիկ, ջրաջերմային: Ստորև դրանք դիտարկվում են ըստ հիմնական խմբերի:

Կաոլինիտի խումբ: Հիպերգեն կաոլինիտը հանդիպում է միայն միջին-վերին կարբոնի լատերիտային ֆորմացիայի ապարներում: Ալոտիգեն ծագումնային տիպը ապար կազմող է համարվում պալեոզոյան և տրիասի նյարսապլատֆորմային ֆորմացիայի կավերում, ուշ գեոսինկլինալային և օրոգեն ֆորմացիաներում համարյա չի հանդիպում: Վերջիններին բնորոշ է ջրաջերմային-մետասոմատիկ ծագումնային տիպը:

Ջրափայլարների խումբ: Ջրափայլարները հանդիպում են բոլոր նըստ-վածքներում ամենից ավելի տարածված են պալեոզոյան, տրիասի և ստորին-միջին յուրայի ֆորմացիաներում: Ցածր ջերմաստիճանային (1Մ) և բարձր ջերմաստիճանային (2Մ) տարատեսակները ներկայացված են աուտիգեն և ալոտիգեն առաջացումներով:

Պարագոնիտի-պիրոֆիլիտի խումբ: Պարագոնիտը հանդիպում է դեոն-ստորին կարբոնի ֆորմացիայի կավերում: Առաջանում է մետագենետիկ փուլում՝ ըստ կավային թերթաքարերի հիմնական դանգվածի և ուղեկցվում է աուտիգեն պիրոֆիլիտով: Ջրաջերմային-մետասոմատիկ պիրոֆիլիտը առաջանում է ուշ գեոսինկլինալային ֆորմացիաներում էֆուզիվ և հրաբեկորային ապարների հաշվին:

Մոնտմորիլոնիտի խումբ: Ներկայացված է 3 ծագումնային տիպերով՝ ալոտիգեն, աուտիգեն, ջրաջերմային-մետասոմատիկ: Իրանք տարբերվում են քիմիական կազմով, կառուցվածքով և մասնիկների մորֆոլոգիայով: Ալոտիգեն և աուտիգեն մոնտմորիլոնիտները տարածված են ուշ գեոսինկլինալային և օրոգեն ֆորմացիաներում, իսկ ջրաջերմային-մետասոմատիկ տեսակը բնորոշ է միայն ուշ գեոսինկլինալային ֆորմացիաներին:

Քլորիտի խումբ: Քլորիտները տարածված են մարզի զարգացման բոլոր փուլերի ֆորմացիաներում, բայց ապար կազմող նշանակություն են ստանում սկսած ուշ յուրայի ժամանակաշրջանից: Աուտիգեն երկաթային քլորիտները բնորոշ են ուշ գեոսինկլինալային և օրոգեն փուլերի ֆորմացիաներին: Գլխավորապես առաջանում են էֆուզիվ ապարների, բարաբեկորային և ապակեբեկորային մասնիկները կապակցող դանգվածի հաշվին: Վերջինների շուրջը առաջացնում են «լեզվակներ», որոնք վկայում են կավային հիմքում նրանց սեղաշարժման մասին: Ալոտիգեն ծագումնային տիպին են վերադրվում մազնեղիում-երկաթային քլորիտները, որոնք հանդի-

պում են պարապլատֆորմային և վաղ գեոսինկլինալային (ստորին-միջին յուրայի) ֆորմացիաներում: Ակնհայտ է, որ փոխակերպված ծագումնային տիպին պետք է վերագրել օրոգեն ֆորմացիաներում տարածված փոփոխական յանյով տրիօկտահերիկ քլորիտները:

Պալիգորսկիտ-սեպիոլիտի խումբ: Այս խումբը ներկայացված է Երկու ծագումնային տիպերով՝ նստվածքային-դիագենետիկ և ջրաջերմային-էպիգենետիկ: Վերջինն ուղեկցվում է իսլանդական սպաթով և հանդիպում է վերին յուրայի հրաբխածին-կարբոնատային ֆորմացիայում: Նստվածքային-դիագենետիկ տիպը տարածված է տերիգեն-էվապորիտային և կարբոնատային-տերիգեն ֆորմացիայի կավերում (միջին-վերին միոցեն), որոնցում պալիգորսկիտը համարվում է ապար կազմող միներալներից մեկը՝ ուղեկցվելով անհյուրիտային նստեցման փուլի միներալներով:

Խառը-շերտավոր միներալների խումբ: Այս խումբը բնորոշ է ուշ գեոսինկլինալային և օրոգեն ֆորմացիաների կավերի համար. այն փաստորեն բացակայում է պալեոզոյան, տրիասի և յուրայի նստվածքներում: Հայտնաբերված են հետևյալ խառը շերտավոր միներալները՝ ջրափայլար-մոնտմորիլոնիտ ($\mathcal{Q}-U$), քլորիտ-մոնտմորիլոնիտ ($\mathcal{R}-U$) և պիրոֆիլիտ-մոնտմորիլոնիտ ($\mathcal{M}-U$): Գոյություն ունեն $\mathcal{Q}-U$ Երկու կառուցվածքային-ծագումնային տիպեր: Առաջինում կտրուկ գերակշռում են K -իոնով միջակայքերը (մոտ 80 տոկոս): Այս տարատեսակը վերագրում է այսպես կոչված «դեգրադացիայի ենթարկված» ջրափայլարներին, որոնք տարբեր ծագում կարող են ունենալ, բայց ամեն դեպքում առաջանում են ջրափայլարների հաշվին: $\mathcal{Q}-U$ -ի երկրորդ տարատեսակն առաջանում է մոնտմորիլոնիտի հաշվին բարձր ջերմաստիճանների և ճնշման պայմաններում. ընդ որում, վերջիններիս աճի հետ մեկտեղ աճում է նաև փայլարային շերտերի թիվը: Կատագենեզի պայմաններում փայլար-մոնտմորիլոնիտ բաղադրիչների հարաբերությունը մոտավորապես կազմում է 1 : 3:

Խառը-շերտավոր $\mathcal{M}-U$ -ը վերագրվում է ջրաջերմային-մետասոմատիկ ծագումնային տիպին, բնորոշ է ուշ գեոսինկլինալային փուլի հրաբխածին-նստվածքային ֆորմացիայի կառուցիտացված էֆուզիվ և հրաբխորային ապարների համար:

Խառը-շերտավոր $\mathcal{R}-U$ -ը հայտնաբերված է միայն ստորին միոցենի կարմրապուշի ֆորմացիայի կավերում: Բնորոշ է քլորիտի կառուցվածքի ստադիակալ փոփոխությունը մոնտմորիլոնիտի: Նման փոխակերպումները հնարավոր են ինչպես հողմահարման կեղևներում, այնպես էլ հետնստվածքալուտակման փուլերում: Այդ պատճառով հեղինակն այն վերագրում է կատագենետիկ տիպին:

I. Kh. PETROSOV

THE ARMENIAN SSR SEDIMENTARY AND VOLCANOGENOUS-SEDIMENTARY FORMATIONS CLAY MINERALS GENETIC TYPES

A b s t r a c t

The Armenian SSR Paleozoic and Mesö-Cenozoic sedimentary and volcanogenous-sedimentary formations the most widespread clay minerals genetic types are considered in this paper. For the first time the peculiarities of clay minerals composition, structure and spreading are in detail characterized.

ЛИТЕРАТУРА

1. Браун Г. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965.
2. Звягин Б. Б. Электронографическая и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука, 1964.
3. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972.
4. Мандалян Р. А., Петросов Н. Х., Цамгрия П. П. Горная кожа из доломитовой толщи верхней юры северо-восточной части Армянской ССР.—ДАН АрмССР, т. 41, № 3, 1965, с. 171—176.
5. Муравьев В. И., Вальня А. Л. Динамика кристаллохимического преобразования хлорита в эпигенезе.—Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 221, с. 121—127.
6. Уивер Ч. Распространение смешаннослойных глинистых минералов и их определение в осадочных породах. В кн.: Вопросы минералогии глин. Изд. ИЛ, 1962, с. 342—368.
7. Brown C., Weir A. The identity of rectorite and allevardite. Clay Conf. Stockholm, 1963, vol. I. Oxford-London-New York-Paris. „Pergamon Press“, 1963, p. 27—35.
8. Hayes J. B. Polytypism of chlorite in sedimentary rocks. „Clay and clay Miner.“, 18, № 5, 1970, p. 285—360.
9. Shelton J. W. Authigenic kaolinite in sandstones. „J. Sed. Petr.“, vol. 34, № 1, 1964, p. 102—111.
10. Tomita K., Sudo T. Transformation of sericite into an interstratified mineral. „Clay and Clay Miner.“, 19, № 4, 1971, p. 263—270.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, XLII, № 3, 10—15, 1988

УДК: 552.3:553.2

В. В. ЛЯХОВИЧ

РУДОГЕНЕРИРУЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ ГРАНИТОНДОВ И ПРАВИЛО ПОЛЯРНОСТИ В. Н. ЛОДОЧНИКОВА

Рудогенерирующая способность гранитных магм в отношении ряда редких (Sn, W, Nb, Be) и рудных (Cu, Mo, Pb, Zn и др.) элементов к формированию постмагматических месторождений обусловлена обратной зависимостью концентраций этих элементов в месторождениях, с ними связанных, самих интрузивах и минералах-носителях, что согласуется с «правилом полярности» В. Н. Лодочникова.

Среди целого ряда замечательных работ В. Н. Лодочникова особое место занимает его крупное монографическое исследование «Серпентиниты ильчирские и другие», в котором он затронул целый ряд важнейших петрологических проблем, в том числе и такую актуальную, во многом и до сего времени окончательно не решенную, проблему, как проблема источника рудного вещества месторождений. Особенно тех из них, которые пространственно тесно связаны с гранитондами.

Хорошо известно, что пространственная связь месторождения с массивом изверженной породы еще не является показателем генетической природы этой связи. Это следует хотя бы из того, что существует много примеров полихронных интрузивов, когда в пределах одного массива присутствуют производные различных тектоно-магматических эпох. Это следует также из того, что в пределах крупных рудных полей присутствуют продукты деятельности различных рудогенерирующих очагов.

Не менее примечательно и существование известного парадокса, суть которого заключается в том, что подавляющая часть месторождений цветных и редких металлов пространственно тесно связана с гранитондами и в то же время большинство гранитондов не сопровождается какими-либо рудопроявлениями или месторождениями.

В чем причина этого парадокса?

Наиболее вероятно, что причина этого заключается в существовании различных источников рудного вещества. Многие исследователи в настоящее время склоняются к тому, что можно выделить два прин-

ЛИТЕРАТУРА

1. Браун Г. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965.
2. Звягин Б. Б. Электронографическая и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука, 1964.
3. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972.
4. Мандалян Р. А., Петросов Н. Х., Цамгрия П. П. Горная кожа из доломитовой толщи верхней юры северо-восточной части Армянской ССР.—ДАН АрмССР, т. 41, № 3, 1965, с. 171—176.
5. Муравьев В. И., Вальня А. Л. Динамика кристаллохимического преобразования хлорита в эпигенезе.—Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 221, с. 121—127.
6. Уивер Ч. Распространение смешаннослойных глинистых минералов и их определение в осадочных породах. В кн.: Вопросы минералогии глин. Изд. ИЛ, 1962, с. 342—368.
7. Brown C., Weir A. The identity of rectorite and alleverdite. Clay Conf. Stockholm, 1963, vol. I. Oxford-London-New York-Paris. „Pergamon Press“, 1963, p. 27—35.
8. Hayes J. B. Polytypism of chlorite in sedimentary rocks. „Clay and clay Miner.“, 18, № 5, 1970, p. 285—360.
9. Shelton J. W. Authigenic kaolinite in sandstones. „J. Sed. Petr.“, vol. 34, № 1, 1964, p. 102—111.
10. Tomita K., Sudo T. Transformation of sericite into an interstratified mineral. „Clay and Clay Miner.“, 19, № 4, 1971, p. 263—270.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, ХLI, № 3, 10—15, 1988

УДК: 552.3:553.2

В. В. ЛЯХОВИЧ

РУДОГЕНЕРИРУЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ ГРАНИТОНДОВ И ПРАВИЛО ПОЛЯРНОСТИ В. Н. ЛОДОЧНИКОВА

Рудогенерирующая способность гранитных магм в отношении ряда редких (Sn, W, Nb, Be) и рудных (Cu, Mo, Pb, Zn и др.) элементов к формированию постмагматических месторождений обусловлена обратной зависимостью концентраций этих элементов в месторождениях, с ними связанных, самих интрузивах и минералах-носителях, что согласуется с «правилом полярности» В. Н. Лодочникова.

Среди целого ряда замечательных работ В. Н. Лодочникова особое место занимает его крупное монографическое исследование «Серпентиниты ильчирские и другие», в котором он затронул целый ряд важнейших петрологических проблем, в том числе и такую актуальную, во многом и до сего времени окончательно не решенную, проблему, как проблема источника рудного вещества месторождений. Особенно тех из них, которые пространственно тесно связаны с гранитондами.

Хорошо известно, что пространственная связь месторождения с массивом изверженной породы еще не является показателем генетической природы этой связи. Это следует хотя бы из того, что существует много примеров полихронных интрузивов, когда в пределах одного массива присутствуют производные различных тектоно-магматических эпох. Это следует также из того, что в пределах крупных рудных полей присутствуют продукты деятельности различных рудогенерирующих очагов.

Не менее примечательно и существование известного парадокса, суть которого заключается в том, что подавляющая часть месторождений цветных и редких металлов пространственно тесно связана с гранитондами и в то же время большинство гранитондов не сопровождается какими-либо рудопроявлениями или месторождениями.

В чем причина этого парадокса?

Наиболее вероятно, что причина этого заключается в существовании различных источников рудного вещества. Многие исследователи в настоящее время склоняются к тому, что можно выделить два прин-

ципально различных источника рудного вещества: мантийный и коровый. Среди последнего выделяется несколько типов: источники, связанные с осадочно-метаморфическими породами (мобилизационные и собственно-стратиформные), и источники, связанные с гранитной магмой.

То, что внедрение гранитной магмы сопровождается (в ряде случаев) привнесом значительного количества редких и рудных элементов было известно давно. Это достаточно определенно фиксируется по наличию минералов редких и рудных элементов, рассеянных в граните, по их концентрации в экзоконтактных скарновых зонах, по скоплению рудных минералов в пегматитах и кварцевых жилах, в тех случаях, конечно, когда доказана генетическая связь этих жил с гранитами.

Но если внедрение гранитной магмы сопровождается в ряде случаев привнесом, и притом значительным, различных редких и рудных элементов, а в ряде случаев этого не фиксируется, естественно, возникает вопрос: как отличить рудоносные граниты от нерудоносных?

Первое, что приходит на ум—это предположить существование различных порций гранитной магмы, неравноценных по содержанию редких и рудных элементов, а также и летучих компонентов, которым отводится важная роль как в комплексообразовании, так и в переносе редких и рудных элементов в виде простых или комплексных соединений.

Так возникла гипотеза геохимической, а позже и металлогенической специализации гранитной магмы. Ее суть заключается в том, что наиболее вероятно—рудоносными гранитами являются те граниты, в которых содержание редких и рудных элементов превышает их кларковые содержания в кислых породах. Позже на тему «специализации» возникла масса разнообразных и не всегда оправданных терминов [8].

Следует однако отметить ряд методических недоработок, которые привели к ложному выводу о том, что граниты, сопровождаемые оруденением, обязательно характеризуются повышенным содержанием соответствующего рудного элемента. К числу этих недоработок следует отнести:

— характер геохимического опробования (желательно площадной, так как только он позволит установить существование скрытых зон трещиноватости, характеризующихся повышенным содержанием рудного элемента);

— вовлечение в сферу опробования заведомо измененных гранитов, содержащих, например, 72 г/т вольфрама, 27 г/т молибдена, 65 г/т олова и т. п. Такие количества носят явно наложенный характер;

— количество проб, иногда явно недостаточное для вывода среднего по массиву;

— опробование апикальных, обычно наиболее сильно измененных частей массива или гранитоидов, расположенных вблизи рудных тел и ряда других.

Отметить методические ошибки важно потому, что позже стали известны многочисленные случаи, когда граниты, сопровождаемые Au, Sn, W, Mo, Be, Nb и др. видами оруденения, содержали эти элементы в количестве, равном или меньшем, чем кларк. Это заставило усомниться в правильности самой идеи металлогенической специализации.

Проведенные нами исследования по геохимии породообразующих минералов показали [7], что по сравнению с вычисленными средними содержаниями редких и рудных элементов в породообразующих минералах гранитоидов минералы-носители рудных элементов рудоносных гранитов (биотит—Sn, Nb, Zn, полевые шпаты—W, Mo, Pb, В и т. п.) содержат эти элементы в количестве, меньшем по сравнению с вычисленным средним для этих минералов. Эти наблюдения подтверждают случаи пониженного содержания редких и рудных элементов в рудоносных гранитах, так как минерал хорошо наследует геохимиче-

ские особенности среды минералообразования, а именно, высокие или низкие содержания в ней тех или иных элементов.

Пониженное содержание рудных элементов в главных минералах-носителях свидетельствует об угнетенности процессов кристаллохимического рассеяния, имеющей место в процессе кристаллизации рудоносных гранитов. И только в кварце, минерале наиболее позднем по времени выделения, фиксируются высокие содержания рудных элементов, обусловленные микровключениями их собственных минералов и отражающие тенденцию этих элементов к накоплению в продуктах наиболее поздних этапов кристаллизации рудоносных гранитов и образование ими собственной минеральной формы нахождения.

Подобные наблюдения позволяют сделать достаточно рискованный вывод об одном из признаков рудоносных гранитов:

— Если источником рудного вещества месторождений является гранитная магма; если это рудное вещество сконцентрировалось в результате его отторжения от главного объема кристаллизующейся гранитной магмы, то это неминуемо должно сопровождаться минимальным изоморфным рассеянием редких и рудных элементов в продуктах ранних стадий кристаллизации.

Это будет иметь следствием: низкие содержания рудных элементов в граните; низкие содержания рудных элементов в минералах-носителях; повышенные содержания акцессорных минералов этих элементов в граните; высокие значения K_n рудных элементов в поздних дифференциатах и в поздних генерациях одноименных минералов.

В свете этих наблюдений вырисовывается вся гениальность того обобщения В. Н. Лодочникова, которое он сформулировал в виде «правила полярности». Еще в 1936 г. он писал: «Весьма часто, чтобы это можно было назвать случайностью при изучении интрузивных и эффузивных пород и их воздействия на вмещающие породы, наблюдается и повторяется одно и то же явление, которое по этой частой его повторяемости можно назвать правилом полярности магматических и постмагматических минералов одной и той же породы, и правило это можно сформулировать следующим образом: постмагматические процессы несут с собою те элементы или окислы, которыми бедна сама порода, обусловившая эти процессы» (стр. 410).

В качестве примеров В. Н. Лодочников приводил обогащение контактирующих с гранитом пород Mg и Fe (биотитовые роговики), в то время как в самих гранитах эти элементы играют незначительную роль. Габбро и диабазы в больших количествах несут Na во вмещающие породы (адиолы, спилзиты), а сами содержат мало этого элемента.

Позже на полярное поведение петрогенных элементов при становлении гранитных интрузивов Тянь-Шаня обратил внимание А. А. Колюк [5]. Он отметил, что гранитные магмы, характеризующиеся преобладанием Na над K, обогащают постмагматические растворы калием, а существенно калиевые магмы обогащают их натрием.

Полярные соотношения существуют и между содержанием в породе редких и рудных элементов и наличием сопутствующих ей месторождений. Имеется целый ряд работ, в которых приводятся подобные данные, не оставляющие сомнения в том, что в целом ряде случаев с гранитами пространственно связаны месторождения тех элементов, которыми беден сам гранит.

Прекрасным примером могут служить исследования Г. С. Дзоцендзе [4], которые показали, что в Закавказье баритовые месторождения связаны с вулканогенными породами, которые характеризуются пониженным по сравнению с кларком содержанием бария. С породами, содержащими повышенные количества марганца, не связаны месторождения этого элемента, в то время как известные месторождения марганца в Грузии, Армении и Азербайджане связаны с толщей альбитофиоров, кварцевых порфиров и дацитов, характеризующихся пониженным количеством марганца.

В Западном Забайкалье породы Бом-Горхонского массива характеризуются повышенным по сравнению с кларком содержанием Pb, Sn, Ta, Nb, т. е. элементов, которые не характерны для постмагматических проявлений данного массива. В то же время содержания W и Mo в гранитоидах этого массива ниже кларка, но они сопровождаются жильным вольфрамовым и штокверковым молибденовым оруденением [13, 11]. По-видимому, в первом случае Sn и Pb рассеивались в ранних продуктах кристаллизации и не образовывали постмагматических концентраций, которые имели место для W и Mo, кристаллохимическое рассеяние которых было минимально.

Граниты Памира, характеризующиеся повышенными содержаниями Be (балгынский и башгумбезский комплексы), по сравнению с региональным кларком не сопровождаются бериллиевой минерализацией [1].

Любопытно, что литиеносные скарны пространственно и, возможно, генетически связаны с аляскитовыми гранитами [3], т. е. с гранитами, лишенными главного минерала-носителя лития—биотита.

Особенно эффективно действие правила полярности можно проследить на примере пегматитов. А. А. Беус и др. указывали [2], что для гранитов, отличающихся существенно повышенным содержанием бериллия, образование бериллоносных пегматитов не характерно и усиление степени рассеяния бериллия в материнских породах, по-видимому, не способствует его концентрации в пегматитовых образованиях.

Б. М. Шмакин и др. [15] отмечают, что пониженные содержания цезия характерны для калиевых полевых шпатов редкометальных пегматитов, сопровождающихся обилием цезиевых слюд в экзоконтакте. Содержание цезия в них в 5—7 раз ниже, чем в калиевых полевых шпатах из пегматитов, не сопровождающихся подобными ореолами. Это особенно важно, так как среди минералов пегматитов 50—60% Cs связано с калиевыми полевыми шпатами.

В калиевом полевошпатовом шпате небороносных пород средние содержания бора выше, чем в бороносных [9].

В биотите из немolibденоносных сиенито-диоритов Такелийского массива содержание молибдена больше (6,4 г/т), чем в биотите (2,3 г/т) из рудоносных сиенито-диоритов Алмалыка [14]. Процесс кристаллохимического рассеяния отрицательно влияет на степень проявления рудогенерирующей способности гранитной магмы, что в первую очередь сказывается на содержании акцессорных минералов рудных и редких элементов. В житомирских гранитах Украины, например, характеризующихся повышенным содержанием TR, акцессорный монацит часто не обнаруживается. Редкие земли здесь связаны преимущественно с апатитом и биотитом [10].

Заключение

Из приведенных примеров видно, что обогащение постмагматических растворов тем или иным рудным элементом в значительной мере определяется степенью его изоморфного рассеяния в кристаллической решетке минерала-носителя. Если кристаллические решетки минералов могут захватывать данный элемент, то порода будет содержать его в кларковом или превышающем кларк количестве, а постмагматические продукты будут бедны им.

И, наоборот, если минералов, в которые данный редкий элемент может войти изоморфно, мало или их нет, то большая его часть будет накапливаться в постмагматических гидротермах, которые могут образовать месторождение того или иного масштаба и генетического типа.

Приведенные данные свидетельствуют, что в целом ряде случаев на генетический характер оруденения с интрузиями указывает обратная зависимость между концентрацией элементов в месторожде-

նյախ և քիտրուզիախ. Դեյստվիտելնո, վ Դեգազիրովաննյախ մասսիվով նաբլոժԴաեթա ըզկոե չմեղնիլեննե սոԴերժաննյա ըրյա էլեմենտով, ոԴնաեո էտոտ տիպ քիտրուզիի իարակտերիզուեթա մաեքսիմալնոյ պոտենցիալնոյ ըրոԴոսնոսեթյա [12].

Կաեոմ օրաբոմ, մնոգնե Դաննյե քոաեչալալոթ, Չոթ քրիշնաե «մաեքսիմալնոյ սոԴերժաննյա—քրիշնաե ըրոԴոսնոսեթյա» վ ցեոլոմ ըրյաե սլուՉալեո նե քոԴտվերժաԴաեթա և մոժեթ Դեթ չաեաեն քրաեիլոմ քոլյարնոսեթյա, քոԴրոԴնո քրասմոտրեննյա վալե.

Ինստիտուտ Լիտոսֆերայ
ԱՊ ՍՍՏՐ

Քոստյուքա 28.1.1988.

Վ. Վ. ԼՅԱԽՈՎԻՉ

ԳՐԱՆԻՏՈՒԳՆԵՐԻ ԶԱՆՔԱԾԻՆ ՈՒՆԱԿՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ Վ. Ն. ԼՈԴՈՉՆԻԿՈՎԻ
ՐԵՎԵՆՈՒԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ԿԱՆՈՆԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Ա.կանաժոթ սոժիտաեկան ապարարան Վ. Ն. ԼոԴոչնիեոժի «Իլլիթրյան և ալլ սերալենսիինիտնեթր» աշխատոթյան մեջ կարևորագոյն ապարարանաեկան ինդիթրենթի թժոմ շոշափոլաԾ է նաև գրանիտոթիգնեթի հետ կապոլաԾ հանքաժալյրեթոմ հանքալին նյոթի աղթյոթին վերաթերոլող հարցթ «թևեոաեկանոթյան կանոնթ»: Մագմատիե համալիթրենթի վերջին տարիների երկրարիմիաեկան ուսոմնասիթրոթյոններթ ցոլյց տվեցին հայտնի տարիմաստոթյան գոլյոթյոնթ ընայաԾ այն բանին, որ գոնաժոթ և հազժազյուտ տարրեթի հանքաժալյրեթի գերաեկշոթող մեԾամասնոթյոնթ տարաԾաեկանոթրեն կապոլաԾ է գրանիտոթիգնեթի հետ, վերջիններիս ղանգժաԾների մեԾ մասթ չի ուղեեկցոլոմ ներԾին մինեթրաԾնոթյամթ: Դա հիմթ ծաոալեց հանքաթեր, ալյսիթրե մետաղաԾնաեկան տեսաեկեոթից մասնազիտացժաԾ, գրանիտային մագմաների աոանձնացման համար:

Միևնոյն ժամանակ, ոչ բոլոթր ղեպթերոմ այն գրանիտոթիգներթ, որոնց հետ կապոլաԾ են գոնաժոթ և հազժազյուտ տարրեթի հանքաժալյրեթթ, բնորոշժոմ են կլարեկի նեկատմամթ այգ տարրեթի բարԾր պարոնաեկոթյոններոժի Ավեիին, մի շարթ հայտնի գրանիտոթիգային համալիթրենթի վերլոմոթյոնթ, սրոնց հետ կապոլաԾ են գոնաժոթ (Cu, Mo, Pb, Au, Zn) և հաղժազյուտ (Be, Sn, W, Nb, Li) տարրեթի հանքաժալյրեթթ, ցոլյց տվեց, որ ինչպես իրենթ գրանիտներթ, այնպես էլ կրող-մինեթրալներթ աղթատացաԾ են, սաեկայն ապարներն ընդհանուր աոմամթ հարստացաԾ են այգ տարրեթի ինթնուրոլյն մինեթրալներոժի: Հանքաժալյրեթոմ և ինտրոլգիժներոմ տարրեթի պարոնաեկոթյոնների միջև այս հաեկաղարԾ կախժաԾոթյոնթ լալ բացատրեթրոթյոն է գտնոմ Վ. Ն. ԼոԴոչնիեոժի «թևեոաեկանոթյան կանոնի» միջոցոժի:

V. V. LYAKHOVICH

THE GRANITOIDS ORE-GENERATING CAPACITY AND THE
V. N. LODOCHNIKOV'S RULE OF POLARITY

A b s t r a c t

The granitic magma ore-generating capacity as well as the rare (Sn, W, Mo, Nb, Be) and the ore (Cu, Mo, Pb, Zn e. a.) elements deposits genetic relations analysis shows an inverse dependence between their concentrations in postmagmatic ore deposits and spatially connected with them intrusives and minerals-bearers, which corroborates the V. N. Lodochnikov's „rule of polarity“, i. e. „the postmagmatic processes bear those elements or oxides, which the stipulating these processes rock is pour in“.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баратов Р. Б., Могаровский В. В., Лутков В. С. и др. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая.—Душанбе: Дониш, 1978.
2. Беус А. А., Ситкин А. А. Бериллсодержащие граниты.—В кн.: Геология месторождений редких элементов.—Вып. 4.—М.: Госгеолтехиздат, 1959, с. 14—37.
3. Демченко В. С., Алехина К. Н. Литиевая минерализация в скарнах.—В кн.: Геохимия и минералогия магматогенных образований. Владивосток, 1966, с. 77—79.
4. Дзоценидзе Г. С. О роли изоморфного захвата бария и марганца в обогащении ими постмагматических продуктов.—В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с. 123—127.
5. Конюк А. А. О явлениях полярности в развитии гранитоидных интрузий.—Изв. АН Кирг. ССР. Сер. естеств. и техн. наук, 1960, т. 2, № 9, с. 49—56.
6. Лодочников В. И. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие. ОНТИ НКТП СССР. М.—Л., 1936, 817 с.
7. Ляхович В. В. Факторы рудогенерирующей способности гранитоидов.—М.: Наука, 1983. 254 с.
8. Ляхович В. В. Рудоносность гранитоидов: вопросы терминологии.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 10.
9. Малинко С. В., Лисицын А. Е., Берман И. Б. и др. О минералах-концентраторах бора в гранитоидах по данным (п, ф)—радиографии.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1977, № 5, с. 96—104.
10. Мицкевич Б. Ф. (отв. ред.) Акцессорные минералы Украинского щита.—Киев: Наукова думка, 1976. 260 с.
11. Могилевкин С. Б., Токсубаева Г. П., Чернов Б. С. Поведение вольфрама и некоторых сопутствующих ему элементов в магматических и постмагматических образованиях Бом-Горхонского массива (Забайкалье).—В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений: Тр. III Всес. совещ. по минерал., геохимии, генезису и комплекс. использ. вольфрамовых месторождений СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975, с. 273—279.
12. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.—М.: Наука, 1977. 280 с.
13. Токсубаева Г. П. О петрохимических и генетических особенностях гранитоидов Бом-Горхонского массива (Западное Забайкалье).—Матер. VIII конф. молодых ученых ВНИМСа.—М.: 1970, с. 40—43.
14. Урунбаев К. Потенциальная рудоносность магматических формаций верхнего палеозоя Восточного Узбекистана.—Ташкент. Изд-во «Фан», 1978. 204 с.
15. Шмакин Б. М., Глебов М. П., Афонини Г. Г., Петрова М. Г. О некоторых особенностях состава и структурного состояния калиевых полевых шпатов из редкометалльных пегматитов.—Геохимия, 1975, № 11, с. 1645—1654.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLII, № 3, 15—22, 1988

УДК: 553.462'43 (479.25)

Р. Н. ТАЯН, С. П. САРКИСЯН

МОРФОЛОГИЯ РУДНОГО ШТОКВЕРКА И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ АГАРАКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На основе большого объема данных разведки и эксплуатации месторождения обсуждаются характерные детали контроля и распределения медно-молибденового оруденения Агарака. Рассмотрены особенности строения и роль пострудной тектоники в осложнении морфологии рудного штокверка. Результаты исследований могут быть использованы в практических целях.

Агаракское месторождение, расположенное на крайнем юге Арм. ССР, известно с середины прошлого века (с 1845 г.). Оно, наряду с такими месторождениями как Каджаран, Дастакерт, Личк (Джиндара), является характерным представителем наиболее продуктивной на Малом Кавказе среднетемпературной [2] медно-молибденовой формации руд, связанных с эволюцией палеогенового гранитоидного магматизма Зангезурского рудного района.

Данные по геологическому строению рудного поля и месторождения, структурной его позиции и стадийности рудообразования можно найти в ряде опубликованных работ [1, 3, 4, 5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Баратов Р. Б., Могаровский В. В., Лутков В. С. и др. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая.—Душанбе: Дониш, 1978.
2. Беус А. А., Ситкин А. А. Бериллсодержащие граниты.—В кн.: Геология месторождений редких элементов.—Вып. 4.—М.: Госгеолтехиздат, 1959, с. 14—37.
3. Демченко В. С., Алехина К. Н. Литиевая минерализация в скарнах.—В кн.: Геохимия и минералогия магматогенных образований. Владивосток, 1966, с. 77—79.
4. Дзоценидзе Г. С. О роли изоморфного захвата бария и марганца в обогащении ими постмагматических продуктов.—В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с. 123—127.
5. Конюк А. А. О явлениях полярности в развитии гранитоидных интрузий.—Изв. АН Кирг. ССР. Сер. естеств. и техн. наук, 1960, т. 2, № 9, с. 49—56.
6. Лодочников В. И. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие. ОНТИ НКТП СССР. М.—Л., 1936, 817 с.
7. Ляхович В. В. Факторы рудогенерирующей способности гранитоидов.—М.: Наука, 1983. 254 с.
8. Ляхович В. В. Рудоносность гранитоидов: вопросы терминологии.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 10.
9. Малинко С. В., Лисицын А. Е., Берман И. Б. и др. О минералах-концентраторах бора в гранитоидах по данным (п, ф)—радиографии.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1977, № 5, с. 96—104.
10. Мицкевич Б. Ф. (отв. ред.) Акцессорные минералы Украинского щита.—Киев: Наукова думка, 1976. 260 с.
11. Могилевкин С. Б., Токсубаева Г. П., Чернов Б. С. Поведение вольфрама и некоторых сопутствующих ему элементов в магматических и постмагматических образованиях Бом-Горхонского массива (Забайкалье).—В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений: Тр. III Всес. совещ. по минерал., геохимии, генезису и комплекс. использ. вольфрамовых месторождений СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975, с. 273—279.
12. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.—М.: Наука, 1977. 280 с.
13. Токсубаева Г. П. О петрохимических и генетических особенностях гранитоидов Бом-Горхонского массива (Западное Забайкалье).—Матер. VIII конф. молодых ученых ВНИМСа.—М.: 1970, с. 40—43.
14. Урунбаев К. Потенциальная рудоносность магматических формаций верхнего палеозоя Восточного Узбекистана.—Ташкент. Изд-во «Фан», 1978. 204 с.
15. Шмакин Б. М., Глебов М. П., Афонини Г. Г., Петрова М. Г. О некоторых особенностях состава и структурного состояния калиевых полевых шпатов из редкометалльных пегматитов.—Геохимия, 1975, № 11, с. 1645—1654.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, № 3, 15—22, 1988

УДК: 553.462'43 (479.25)

Р. Н. ТАЯН, С. П. САРКИСЯН

МОРФОЛОГИЯ РУДНОГО ШТОКВЕРКА И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ АГАРАКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На основе большого объема данных разведки и эксплуатации месторождения обсуждаются характерные детали контроля и распределения медно-молибденового оруденения Агарака. Рассмотрены особенности строения и роль пострудной тектоники в осложнении морфологии рудного штокверка. Результаты исследований могут быть использованы в практических целях.

Агаракское месторождение, расположенное на крайнем юге Арм. ССР, известно с середины прошлого века (с 1845 г.). Оно, наряду с такими месторождениями как Каджаран, Дастакерт, Личк (Джиндара), является характерным представителем наиболее продуктивной на Малом Кавказе среднетемпературной [2] медно-молибденовой формации руд, связанных с эволюцией палеогенового гранитоидного магматизма Зангезурского рудного района.

Данные по геологическому строению рудного поля и месторождения, структурной его позиции и стадийности рудообразования можно найти в ряде опубликованных работ [1, 3, 4, 5].

В настоящей статье анализируются данные, накопленные за последнее более чем десятилетие и на этой основе обсуждаются возможные перспективы Агарака. В связи с углублением карьера месторождения и дальнейшим осложнением добычных работ, важное значение приобретают характерные детали морфологии рудного штокверка и пространственного распределения классов руд в его пределах.

Рудный штокверк Агаракского месторождения от разведочных разрезов XI на юге и до 04 на севере (охватывающих Центральный участок и фланги) прослеживается в меридиональном направлении на расстоянии нескольких сот метров. Полюса развития промышленной минерализации в пределах Центрального участка месторождения наибольшая, причем внешний контур медной минерализации на западном фланге и в крайних по простиранию частях значительно шире молибденового.

На восточном фланге промышленные медно-молибденовые руды верхних и средних горизонтов ограничиваются пострудным швом Спетринского разлома. Примерно с отметок между 12 и 13 горизонтами на рассматриваемом фланге месторождения на широте центральных разрезов и далее к югу контур медно-молибденовых руд значительно расширяется в связи с наличием промышленного оруденения и в лежащем боку Спетринского разлома.

Согласно имеющимся данным, наибольшие глубины с развитием медно-молибденовых руд приходятся на южные разрезы, что дает основание предположить погружение в этом же направлении контура промышленного оруденения. В этих частях рудного штокверка отмечаются участки с достаточно высокими содержаниями меди и молибдена и на более глубоких горизонтах. По этим данным вертикальный размах оруденения на месторождении может быть оценен примерно в 600—650 м. Вместе с тем, приведенный интервал развития медно-молибденовых руд может быть принят с существенной оговоркой, так как достоверные данные по нижней границе развития оруденения имеются лишь по опущенному (лежащему) боку Спетринского разлома.

Морфологические особенности, а также детали внутреннего строения Центрального участка Агаракского месторождения отражены на блок-диаграммах (рис. 1 и 2). В основу их построения были положены разрезы и планы, составленные по многолетним данным разведки и эксплуатации месторождения с выделением площадей развития руд низких, средних и высоких содержаниях металла.

Поля развития промышленной медной минерализации, соответствующие первому из выделенных содержаниях руд, развиты преимущественно на западном фланге месторождения (рис. 1). Их внешний, западный контур наиболее удален от зоны Спетринского разлома и прослеживается в целом параллельно залеганию отмеченной разрывной структуры.

Поля со смежными, средними содержаниями меди смещены к центральной и восточной частям месторождения и вытянуты так же, как и рассмотренные выше, в меридиональном направлении. Контур их распространения имеют крайне извилистые очертания и меняются от горизонта к горизонту. Наибольшие, вытянутые по простиранию рудного штокверка площади с таким содержанием меди отмечаются в центральных его частях (рис. 1). Здесь по отдельным разрезам этот контур подходит вплотную к основному шву Спетринского разлома. На широте разреза IV площади выходов руд с рассматриваемыми средними содержаниями меди значительно сужаются, увеличиваясь вновь на широтах разрезов VI и VII.

Площади развития богатых медных руд (рис. 1) представлены прерывистыми полосами и обособленными выходами, тяготеющими к восточному флангу рудного штокверка и прослеживаются в непосредственной близости от основных рудоконтролирующих структур месторождения.

Вместе с тем выделяются небольшие участки таких руд, ориентированные широтно. В целом же относительно богатое медное оруденение обнаруживает четкую приуроченность к зонам пострудных швов и, в особенности, Спетринского разлома, что дает основание отметить преобладание в проявлении разрывной тектоники на различных этапах формирования месторождения.

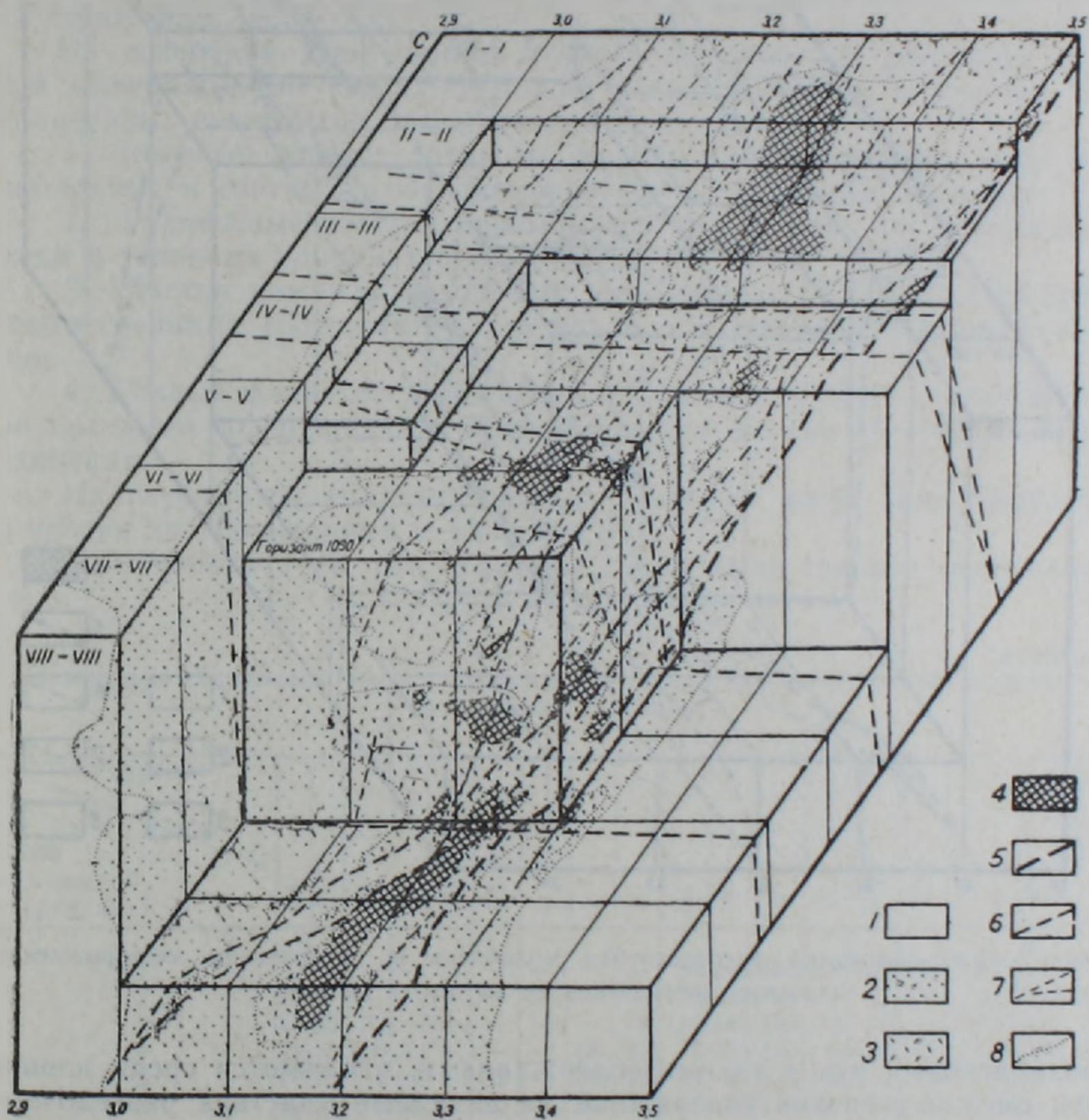


Рис. 1. Блок-диаграмма распределения меди на Агаракском месторождении. 1. Неоруденелые и слабо оруденелые гранитоиды в лежащем и висячем боках Спетринского разлома. Площади проявления руд: 2—низких; 3—средних; 4—высоких содержания; 5—основной пострудный шов Спетринского разлома; 6—крупные разрывные нарушения; 7—маломощные разрывы; 8—границы площадей по выделенным содержаниям металла.

Внешний контур низких содержания промышленных молибденовых руд (рис. 2) прослеживается несколько восточнее медных и ориентирован также в меридиональном направлении. Южнее разреза V он резко смещается к востоку и прослеживается далее в широтном направлении. Несколько южнее (разрезы VI по VIII) отмеченный контур вновь прослеживается меридионально, но ширина выходов с рассматриваемыми содержаниями молибдена здесь сокращается до первых сотен метров, строго подчиняясь зоне Спетринского разлома.

Контуров средних из выделенных содержания молибденовых руд, прослеживаются несколько восточнее контуров смежных низких содержания. Внешний контур руд с таким содержанием молибдена на Центральном участке имеет крайне неровные границы, проникающие на запад по разрезам I, III, V. Небольшие изолированные скопления

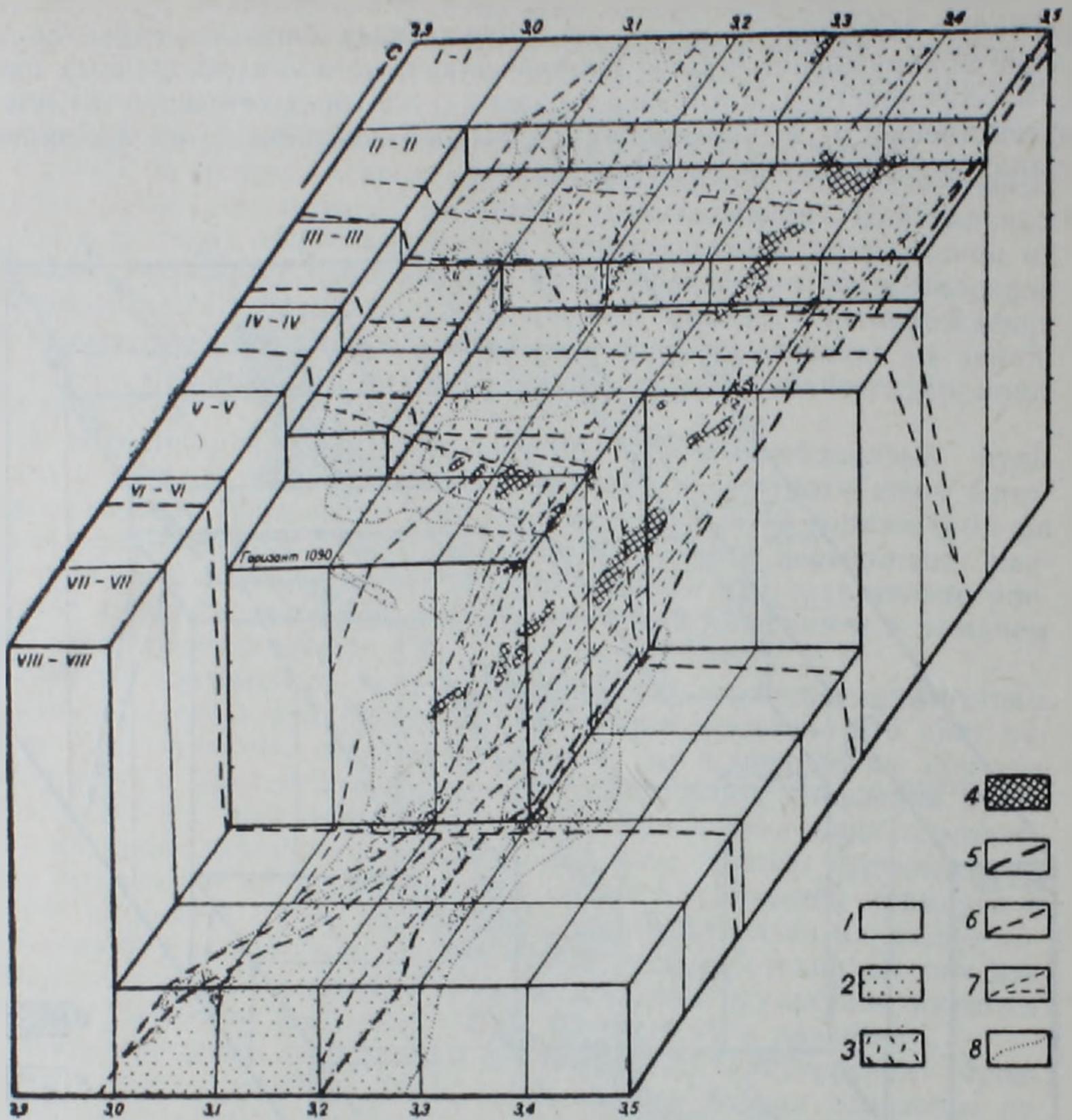


Рис. 2. Блок-диаграмма распределения молибдена на Агаракском месторождении. Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

молибденовых руд с такими содержаниями, отмечаются среди площадей смежных низких содержаний на западных участках разведочных разрезов II, III, IV.

Руды с высоким содержанием молибдена, как и богатые медные руды, тяготеют к восточному флангу месторождения (рис. 2). Вместе с тем, на отдельных участках и более всего по разрезу V, наблюдается проникновение богатых молибденовых руд на запад от зоны Спетринского разлома. Здесь в большей мере, чем это было отмечено для медных руд, наблюдается приуроченность этих выходов и к структурам близширотного простирания. Нетрудно заметить, что эти разрывы наряду с близмеридиональными, осуществляли контроль при распределении и локализации медно-молибденового оруденения.

Относительно богатая медно-молибденовая минерализация в лежащем боку Спетринского разлома, как и по всему рудному штокверку Агарака, образует отдельные изометричные выходы на общем фоне более низких смежных содержаний, причем и здесь наиболее богатые участки отмечаются в непосредственной близости швов разлома. Однако необходимо отметить, что данных для полного представления о характере и масштабах развития оруденения, а также особенностях строения рассматриваемой погребенной части рудного штокверка недостаточно.

Распределение меди и молибдена (с учетом флангов) на Агаракском месторождении

Ниже рассматриваются условия распределения меди и молибдена в пределах рудного штокверка Агарака по разведочным разрезам (от 04 на севере, до XI на юге) и на глубину. В результате проанализированы содержания меди и молибдена по 18 разведочным разрезам и 13 горизонтам (табл. 1,2).

На основании этих данных, рудный штокверк по развитию медной минерализации (табл. 1) можно подразделить на 4 участка, ограниченных широтными разведочными разрезами.

1. Северный участок (разрезы 01—04), где содержания меди минимальные и соответствуют примерно 40—43 условным единицам.

2. Рудоносные участки между разрезами 0 и III, где содержания меди в условных единицах составляют от 65 до 89.

3. Участки между разведочными разрезами от IV до VIII с наибольшими средними содержаниями меди, достигающими 120 условных единиц.

4. Южный фланг месторождения, разрезы от IV до XI с относительно высокими содержаниями меди, соответствующими 45—64 условным единицам.

На глубину по анализированным разрезам могут быть выделены 3 уровня по содержаниям меди (табл. 1)

1. Горизонты 1—2, где отмечены наибольшие средние содержания меди.

Таблица 1

Изменение содержания меди с глубиной и по широтным разведочным разрезам
(в условных единицах)

Разрезы №№ Горизонтов сверху вниз	04	04"	04'	03	02	01	0	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	Среднее по горизонту
	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	94	240	180	104	132	106	70	70	
2	24	—	—	—	—	—	—	—	—	120	224	126	145	92	114	74	58	74	105
3	26	22	22	—	—	—	—	78	110	140	140	142	90	88	126	62	68	—	85
4	26	78	110	30	—	—	—	68	92	78	122	120	118	120	106	74	60	50	83
5	26	78	54	40	—	32	—	50	88	84	84	136	108	116	128	82	52	66	76
6	42	66	40	44	46	30	—	80	76	76	86	118	92	106	140	74	36	—	72
7	28	64	58	40	38	46	—	68	66	86	92	120	114	100	130	40	38	—	70
8	28	56	40	42	46	44	82	64	76	82	86	121	106	74	38	52	30	—	63
9	28	38	32	50	46	54	72	62	74	82	90	102	94	88	48	60	46	—	62
10	28	28	34	48	40	44	78	66	80	92	94	92	118	120	48	30	26	—	62
11	28	28	26	46	46	32	60	76	72	84	90	106	138	88	34	38	28	—	60
12	26	—	26	36	42	34	72	70	86	102	96	116	96	—	50	26	38	—	61
13	—	22	38	30	42	36	30	40	62	70	77	85	142	114	118	66	46	55	65
средн.	28	48	43	41	43	39	65	64	77	89	117	120	116	105	88	63	45	4	

2. Интервал глубин горизонтов 3—7, где средние содержания меди в условных единицах составляют от 70 до 85.

3. Интервал глубин горизонта 9 до горизонта 13 со средними содержаниями меди от 61 до 65 условных единиц.

В отличие от меди развитие молибденовой минерализации в пределах рудного штокверка (табл. 2) не испытывает значительных изменений по простиранию. Здесь наиболее высокие содержания молибдена приходится на участки Центральных разрезов месторождения (от 0 до VI) и соответствуют от 0,50 до 0,67 условных единиц. Несколько повышенные средние содержания молибдена, до 0,47 условных единиц, отмечаются по разрезу XI, что характеризует возможные перспективы оруденения на отдельных южных флангах месторождения. С

Таблица 2

Изменение содержания молибдена с глубиной и по широтным разведочным
разрезам (в условных единицах)

Разрезы. №№ горизонтов сверху вниз																			
	04	04''	04'	03	02	01	0	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	
1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,34	0,54	0,50	0,40	0,26	0,34	0,36	0,56	0,56	0,42
2	0,18	—	—	—	—	—	—	—	—	0,44	0,52	0,52	0,48	0,16	0,40	0,40	0,52	0,64	0,42
3	0,20	0,62	0,30	—	—	—	—	—	0,32	0,40	0,38	0,56	0,52	0,34	0,44	0,32	0,58	0,60	0,43
4	0,20	0,64	0,40	0,26	—	—	—	0,42	0,80	0,52	0,50	0,54	0,42	0,48	0,45	0,34	0,52	0,46	0,46
5	0,20	0,64	0,52	0,48	—	0,8	—	0,56	0,62	0,56	0,52	0,68	0,56	0,46	0,42	0,14	0,46	0,50	0,46
6	0,46	0,52	0,28	0,36	0,34	0,18	—	0,50	0,60	0,52	0,54	0,62	0,50	0,34	0,38	0,30	0,20	—	0,41
7	0,40	0,50	0,50	0,36	0,40	0,50	—	0,70	0,62	0,56	0,64	0,64	0,44	0,34	0,44	0,24	0,22	—	0,46
8	0,36	0,46	0,30	0,46	0,42	0,44	0,68	0,56	0,70	0,60	0,64	0,62	0,44	0,34	0,36	0,12	0,20	—	0,45
9	0,32	0,42	0,26	0,28	0,40	0,76	0,78	0,70	0,56	0,52	0,54	0,44	0,62	0,40	0,24	0,18	0,30	—	0,45
10	0,30	0,20	0,20	0,44	0,40	0,44	0,80	0,62	0,70	0,80	0,66	0,46	0,58	0,8	0,18	0,12	0,10	—	0,42
11	0,28	0,20	0,14	0,68	0,46	0,50	0,66	0,72	0,68	0,66	0,62	0,40	0,56	0,8	0,18	0,16	0,10	—	0,41
12	0,30	—	0,12	0,44	0,30	0,34	0,44	0,70	0,14	0,58	0,80	0,40	0,32	—	0,28	0,14	0,20	—	0,43
13	—	0,32	0,38	0,20	0,36	0,46	0,22	0,30	0,78	0,50	0,49	0,47	0,51	0,24	0,28	0,26	0,10	0,08	0,35
средн.	0,29	0,50	0,31	0,40	0,38	0,41	0,60	0,60	0,67	0,54	0,57	0,52	0,39	0,29	0,34	0,24	0,30	0,47	

глубиной молибденовая минерализация, судя по данным приведенных средних содержаний, ведет себя довольно стабильно; некоторое увеличение отмечается на средних (4—8) горизонтах месторождения.

На северном фланге месторождения контуры развития промышленных руд в пределах разведочных разрезов от 03 и 04 заметно сужаются, смещаясь к осевой части штокверка. При этом отмечается понижение средних содержаний как по меди, так и по молибдену. Отдельные участки с промышленным содержанием меди и молибдена отмечены в горных выработках разрезов 05 и 06. Севернее их медно-молибденовая промышленная минерализация практически не устанавливается.

Особенности морфологии, а также характерные детали в распределении медно-молибденового оруденения Агарака, проанализированные на блок-диаграммах, показали, что площади, сложенные рудами рассмотренных классов содержаний, достаточно обособлены в пространстве и вытянуты, в целом, в меридиональном направлении, параллельно главным рудоконтролирующим структурам месторождения и общему простиранию рудного штокверка.

Площади развития богатых руд, представленные обычно прерывистыми полосами и обособленными выходами среди руд смежных классов, тяготеют к восточному флангу месторождения и ориентированы чаще всего согласно пострудным швам Спетринского разлома, что обусловлено унаследованностью в проявлении разрывной тектоники месторождения.

Анализ площадей развития богатых медно-молибденовых руд дал возможность также установить, что контроль распределения и локализации оруденения, наряду с меридиональными, осуществлялся также и широкими разрывами.

Вместе с тем важно отметить, что наличие промышленной минерализации в лежащем боку Спетринского разлома существенно изменяет наши представления о морфологии Агаракского штокверка. Эти площади медно-молибденовой минерализации мы склонны рассматривать как участки единого рудного тела, оказавшиеся на более низких гипсометрических уровнях в результате пострудных надвиговых перемещений по швам зоны Спетринского разлома. С продвижением добычных работ они, уже в ближайшее время будут вовлечены в отработку. С этими участками рудного штокверка, а также минерализацией средних и глубоких горизонтов южного и западного флангов, по-видимому, будут связаны и дальнейшие перспективы добычи руд на Агаракском месторождении.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 1 II.1988.

Բ. Ն. ՏԱՏԱՆ, Ս. Պ. ՍԱՐԳՅԱՆ

ԱԳԱՐԱԿԻ ՊՂԻՆՁ-ՄՈՒԻՔԻԵՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՇՏՈԿՎԵՐԿԻ
ՄՈՐՖՈԼՈԳԻԱՆ ԵՎ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՏԵՂԱԲԱՇԽՄԱՆ
ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հանքավայրի հետախուզական և երկրաբանական մեծաքանակ տվյալների ուսումնասիրման հիման վրա, աշխատանքում բերված է պղինձ-մոլիբդենային հանքայնացման տեղարաշխման և մորֆոլոգիայի բնութագիրը, ինչպես նաև նրա հեռանկարները՝ արդյունահանման խորացմանը զուգընթաց:

Ագարակի հանքավայրի ներքին կառուցվածքն ու մետաղների տեղարաշխման առանձնահատկություններն արտահայտված են բլոկ-դիագրամ-

ների վրա Ըստ ընդունված դասերի, այդ դիագրամների վրա եզրագծված են պղնձի և մոլիբդենի ցածր, միջին և հարուստ պարունակություններ ունեցող տեղամասերը:

Ուսումնասիրությունները ցույց տվեցին, որ պղինձ-մոլիբդենային հանքայնացումը տարածականորեն սահմանադատված է և սուգահեռ է հանքավերահսկող կառույցներին, որոնք ձգված են միջօրհականի ուղղությամբ:

Հանքայնացման հարուստ տեղամասերը հարում են Սպետրի խզման հարթությանը: Դրանից բացի հանքայնացման տեղաբաշխման համար նշանակություն են ունեցել նաև ընդլայնակի ուղղության խզումները:

Հարկ է նշել նաև, որ խոր հորիզոններում հետհանքային վրաշարժերի դարգացման հետևանքով Սպետրի խզման պառկած կողում հանդես են գալիս պղնձի և մոլիբդենի արդյունաբերական նշանակություն ունեցող հանքայնացված տեղամասեր, որոնք մոտ սալապայում պետք է շահագործվեն:

Վերոհիշյալ բոլոր հանքայնացված տարաբաժանված տեղամասերը հեղինակները դիտում են որպես մեկ ամբողջական հանքային մարմին:

R. N. TAYAN, S. P. SARKISIAN

THE AGARAK ORE DEPOSIT STOCKWORK MORPHOLOGY AND COPPER-MOLYBDENUM MINERALIZATION DISTRIBUTION PECULIARITIES

Abstract

On the basis of the ore deposit prospecting and exploitation data the copper-molybdenum mineralization control and distribution typical details are discussed. The ore stockwork structure peculiarities, the post-ore tectonics role and the morphology complication are considered. The investigation results could be practically applied.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вартанесов В. Е. Эндеогенные ореолы рассеяния Агаракского медно-молибденового месторождения—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1970, № 4, с. 33—43.
2. Карамян К. А., Маданян О. Г. Температурные условия формирования медно-молибденовых месторождений Загезурского рудного района.—В кн: Рудообразующая среда по включениям в минералах Изд. Наука, 1972, с. 170—179.
3. Карамян К. А., Таян Р. Н., Джангирян Э. А., Саркисян С. П. Разрывные нарушения и их роль в формировании Агаракского медно-молибденового рудного поля и месторождения.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1974, № 6, с. 41—54.
4. Карамян К. А. Геологическое строение, структура и условия образования медно-молибденовых месторождений Загезурского рудного района. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1978, 175 с.
5. Пиджян Г. О. Медно-молибденовая формация Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1975, 309 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL1, № 3, 22—32, 1988

УДК: 553.245 (479.25)

М. А. КУКЪЛЯН

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД МАРДЖАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АРМЯНСКАЯ ССР)

В работе подробно охарактеризован минеральный состав руд. Описываются самородные металлы, теллуриды, сульфиды, сульфосоли и жильные минералы. Приведены кристаллохимические формулы некоторых сульфидов и редких сульфосолей по данным рентгеноспектрального микроанализа.

В геологическом строении Марджанского месторождения принимают участие вулканиды капуджихского комплекса (P_2^3) и вулканиды слагающие низы гехакарской свиты ($P_2^3 - P_3$) (?). Наиболее позд-

ների վրա Ըստ ընդունված դասերի, այդ դիագրամների վրա եզրագծված են պղնձի և մոլիբդենի ցածր, միջին և հարուստ պարունակություններ ունեցող տեղամասերը:

Ուսումնասիրությունները ցույց տվեցին, որ պղնձ-մոլիբդենային հանքայնացումը տարածականորեն սահմանադատված է և սուգահեռ է հանքավերահսկող կառույցներին, որոնք ձգված են միջօրհականի ուղղությամբ:

Հանքայնացման հարուստ տեղամասերը հարում են Սպետրի խզման հարթությանը: Դրանից բացի հանքայնացման տեղաբաշխման համար նշանակություն են ունեցել նաև ընդլայնակի ուղղության խզումները:

Հարկ է նշել նաև, որ խոր հորիզոններում հետհանքային վրաշարժերի դարգացման հետևանքով Սպետրի խզման պառկած կողում հանդես են գալիս պղնձի և մոլիբդենի արդյունաբերական նշանակություն ունեցող հանքայնացված տեղամասեր, որոնք մոտ սալապայում պետք է շահագործվեն:

Վերոհիշյալ բոլոր հանքայնացված տարաբաժանված տեղամասերը հեղինակները դիտում են որպես մեկ ամբողջական հանքային մարմին:

R. N. TAYAN, S. P. SARKISIAN

THE AGARAK ORE DEPOSIT STOCKWORK MORPHOLOGY AND COPPER-MOLYBDENUM MINERALIZATION DISTRIBUTION PECULIARITIES

Abstract

On the basis of the ore deposit prospecting and exploitation data the copper-molybdenum mineralization control and distribution typical details are discussed. The ore stockwork structure peculiarities, the post-ore tectonics role and the morphology complication are considered. The investigation results could be practically applied.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вартанесов В. Е. Эндеогенные ореолы рассеяния Агаракского медно-молибденового месторождения—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1970, № 4, с. 33—43.
2. Карамян К. А., Маданян О. Г. Температурные условия формирования медно-молибденовых месторождений Загезурского рудного района.—В кн: Рудообразующая среда по включениям в минералах Изд. Наука, 1972, с. 170—179.
3. Карамян К. А., Таян Р. Н., Джангирян Э. А., Саркисян С. П. Разрывные нарушения и их роль в формировании Агаракского медно-молибденового рудного поля и месторождения.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1974, № 6, с. 41—54.
4. Карамян К. А. Геологическое строение, структура и условия образования медно-молибденовых месторождений Загезурского рудного района. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1978, 175 с.
5. Пиджян Г. О. Медно-молибденовая формация Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1975, 309 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL1, № 3, 22—32, 1988

УДК: 553.245 (479.25)

М. А. КУКЪЛЯН

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД МАРДЖАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АРМЯНСКАЯ ССР)

В работе подробно охарактеризован минеральный состав руд. Описываются самородные металлы, теллуриды, сульфиды, сульфосоли и жильные минералы. Приведены кристаллохимические формулы некоторых сульфидов и редких сульфосолей по данным рентгеноспектрального микроанализа.

В геологическом строении Марджанского месторождения принимают участие вулканиды капуджихского комплекса (P_2^3) и вулканиды слагающие низы гехакарской свиты ($P_2^3 - P_3$) (?). Наиболее позд-

ными образованиями на месторождении являются субвулканические тела базальтового состава сложной морфологии, прорывающие все ранние образования и перекрывающиеся за пределами месторождения сибианской глинисто-диатомитовой толщей.

Оруденение на месторождении, в виде кварцево-рудных жил, локализовано в структурах северо-западного простирания, осложненных пострудными подвижками того же плана деформаций. По составу рудные тела представляют собой кварц-полиметаллический тип оруденения. В различной степени здесь развиты пирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, сульфоантимониты свинца, антимонит и др. Из жильных минералов—кварц, барит, кальцит, родохрозит. Оруденение на месторождении формировалось в течение двух этапов: раннего полиметаллического и позднего реальгар-аурипигментового. Продуктивным является первый полиметаллический, в пределах которого установлен ряд минеральных ассоциаций: кварц-пиритовая, кварц-пирит-сфалеритовая, пирит-сфалерит-галенитовая, сульфосолевая, антимонит-цинкениитовая, кварц-карбонатная и баритовая [4].

Изучением минерального состава руд Марджанского месторождения занимались также А. И. Карапетян [3] и Н. И. Магакян (табл. 1).

Самородные металлы и теллуриды

Самородное золото в рудах месторождения установлено в кварц-сфалерит-галенитовой, сульфосолевой и кварц-карбонатной минеральных ассоциациях. Здесь его выделение представлено двумя классами крупности: пылевидным (до 0,02 мм) и очень мелким (до 0,05 мм). В рудах верхних разведочных горизонтов преобладают очень мелкие выделения. Форма золоти неправильная, каплевидная, амебовидная и изометричная (рис. 1). Неправильные формы выделений самородного золота обусловлены, видимо, микроструктурными условиями их локализации. В полированных шлифах часто отмечаются микроскопические срастания самородного золота с теллуридами. Проведенный спектральный анализ на спектрографе ДФС—8—3 показал,

Таблица 1

Минеральный состав руд Марджанского месторождения

Главные минералы	Второстепенные минералы	Редкие минералы
Пирит*	Буланжерит*	Самородное золото*
Сфалерит*	Бурнонит*	Самородное серебро*
Галенит*	Геокронит*	Энаргит*
Тетраэдрит*	Халькопирит*	Марказит*
Теннантит*	Антимонит*	Арсенопирит*
	Реальгар***	As—цинкенит***
	Аурипигмент***	Sb—дюфренуазит***
	Цинкенит***	Зелигманит***
	Гессит**	Ag—тетраэдрит*
	Барит***	Гематит*
	Родохрозит***	Семсейит**
		Борнит**
		Халькозин**
		Петцит**
		Алтант**
		Кюстелит**
		Нагнагит***
		Сильванит***

* установлены Н. И. Магакян
 ** установлены А. И. Карапетяном
 *** установлены М. А. Кукуляном

Таблица 2

Химические составы некоторых сульфидов, теллуридов и сульфосолей в рудах Марджанского месторождения (данные рентгеноспектрального микроанализа, в мас.%)^{*}

№№ обр.	Минерал	Pb	Sb	As	Cu	Au	Ag	Te	Zn	S	Σ	Формула
ст. сост.	Сфалерит	—	—	—	—	—	—	—	67,93	33,00	100,93	Zn _{1.01} S _{1.00}
75 81	Сильванит	—	—	—	—	22,16	12,62	68,39	—	—	99,12	Au _{0.93} Ag _{0.96} Te _{4.10}
77 81	Дюфренуазит	56,08	1,45	18,27	—	—	—	—	—	22,46	98,26	Pb _{1.95} (As _{1.79} Sb _{0.03}) _{1.82} S _{5.14}
87 81	Sb-дюфренуазит	57,12	2,60	18,06	—	—	—	—	—	21,96	99,74	Pb _{2.03} (As _{1.77} Sb _{0.16}) _{1.93} S _{5.04}
2 81	Твиннит	38,82	24,83	12,62	—	—	—	—	—	23,70	99,96	Pb _{1.01} (As _{0.91} Sb _{1.10}) _{2.01} S _{3.90}
64 81	Твиннит	38,98	24,95	13,21	—	—	—	—	—	24,32	101,53	Pb _{0.99} (As _{0.93} Sb _{1.05}) _{2.01} S _{3.90}
278 81	Цинкениит	32,00	46,25	—	—	—	—	—	—	22,83	101,08	Pb _{0.87} Sb _{2.13} S _{4.00}
14 81	Зелигманит	43,44	1,35	13,29	14,39	—	—	—	—	22,44	99,91	Pb _{1.04} Cu _{1.01} (As _{0.79} Sb _{0.01}) _{0.84} S _{3.11}
280 81	Бурнонит	43,17	21,73	1,47	13,35	—	—	—	—	19,75	99,47	Pb _{1.01} Cu _{1.02} (As _{0.10} Sb _{0.17}) _{0.97} S _{3.00}
535 83	Геокрениит	70,13	7,08	5,71	—	—	—	—	—	17,66	100,58	Pb _{4.96} (As _{1.12} Sb _{0.65}) _{1.97} S _{8.66}

* Анализы выполнены на кафедре полезных ископаемых Геологического факультета МГУ, микроанализатор ГХА—5, ускоряющее напряжение 25 Кв. Аналитик Кукулян М. А.

что содержание золота в мономинеральных галените и сфалерите составляет 16,00 усл. ед. и 12,00 усл. ед. соответственно. Следует отметить, что золото в небольшом количестве установлено также в пирите.

Самородное серебро отмечается только в минеральной ассоциации со сфалеритом и галенитом. Здесь оно образует мелкие изометричные выделения в полях галенита, размером до 0,03 мкм, реже в полях сфалерита, где оно сохраняет изометричную форму и те же размеры. Результаты спектрального анализа указывают на высокие содержания Ag в сфалерите (1400,00 усл. ед.) и галените (5250,0 усл. ед.). Это позволяет предположить, что основная часть серебра присутствует в тонкодисперсной форме.

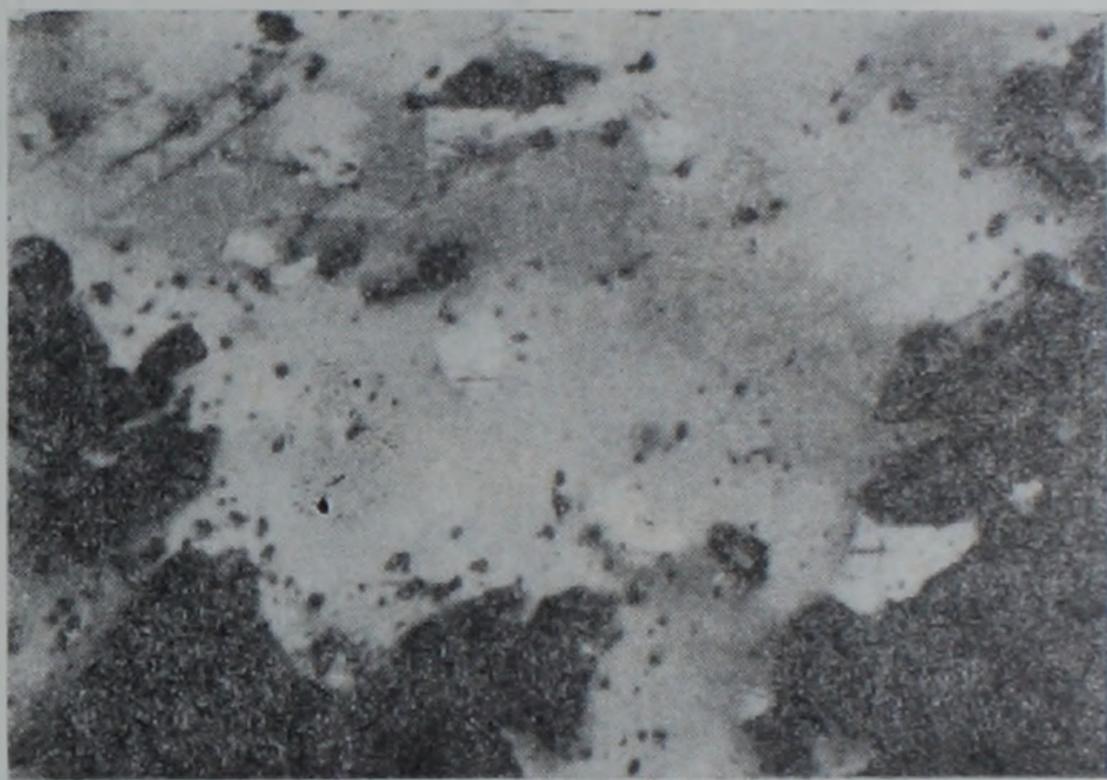


Рис. 1. Выделение самородного золота в бурноните. Пол. шлиф. Увел. 100X.

Сильванит встречается на месторождении исключительно редко. Он выделяется в пределах каины замещения галенита сульфосолями свинца, образуя небольшие удлиненные зерна шириной до 0,01 мкм, при длине 0,07 мкм. (рис. 2).

В отраженном свете в полированных шлифах рядом с галенитом и сульфосолями свинца сильванит приобретает кремовый оттенок. В скрещенных николях четко анизотропен, наблюдаются полисинтетические двойники.

Химический состав сильванита определялся на рентгеноспектральном микроанализаторе (табл. 2). Некоторое несоответствие наших данных теоретическому составу и другим опубликованным анализам, по-видимому, обусловлено нестабильным поведением минерала под электронным зондом и появлением нагара.

Нагнагит в рудах месторождения является весьма редким минералом. Установлен в ассоциации с гесситом, сильванитом и галенитом. Образует изометричные выделения размером до 0,05 мкм. В отраженном свете нагнагит сходен с галенитом, в отличие от которого в иммерсии обнаруживает эффекты анизотропии. Нагнагит подтвержден в полированных шлифах при помощи рентгеноспектрального микроанализатора. (рис. 2).

Гессит встречается в рудах месторождения редко. Установлен в ассоциации с теллуридами золота и галенитом. Часто выделяется в сростках с сильванитом; образует изометричные формы размером до 0,02 мкм; развивается по контакту галенита и геокронита. В полированных шлифах двуотражение заметно в иммерсии с цветным эффектом в коричневых тонах. В скрещенных николях наблюдается анизотропия с серовато-синим цветовым эффектом. Наличие гессита в ру-

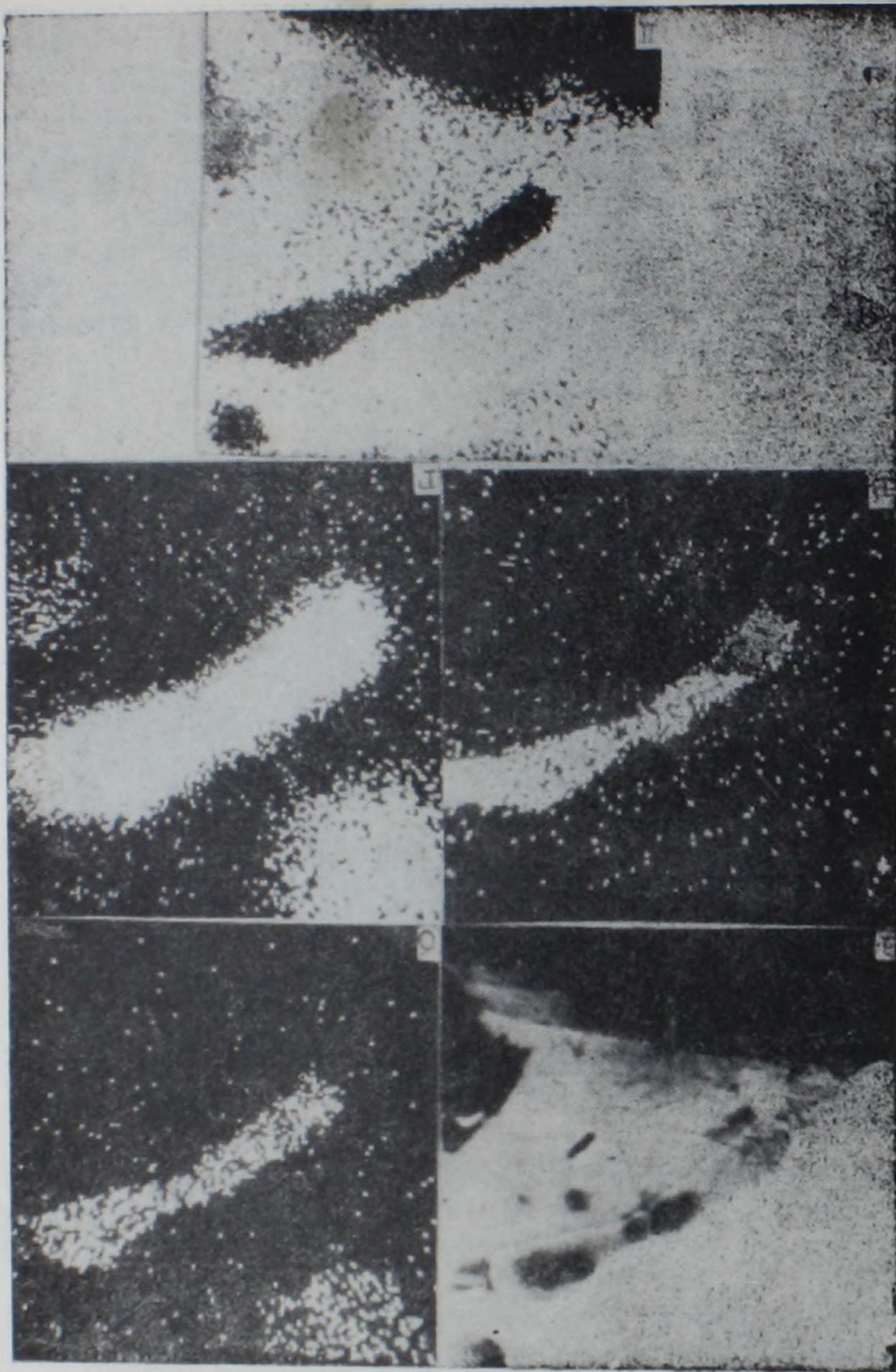


Рис. 2. Выделения сильванита, тессита и нагнагита на контакте галенита (белое) и геокронита (серое): а) в обратнорассеянных электронах; в рентгеновых лучах; б) AuMz; в) AgLz; г) TeLz; д) PbMz. Увел. 1200X.

дах месторождения, аналогично нагнагиту и сильваниту, подтверждено исследованиями на рентгеноспектральном микроанализаторе. (рис. 2).

Сульфиды

Пирит является одним из наиболее распространенных минералов в рудах месторождения. Он выделяется исключительно в ранних стадиях рудоотложения, образуя три генерации. Пирит первой генерации выполняет оперяющие рудные тела маломощные прожилки (до 5 см), реже локализуется в зальбандах кварц-полиметаллических жил, образуя хорошо развитые кристаллические формы: кубы, пентагон-додекаэдры и их сростки. Размеры отдельных кристаллов не превышают 2—3 мм. Пирит второй генерации представлен, как правило, зернами размером до 10 мм. Он выделяется в ассоциации с блеклыми рудами, сфалеритом, реже с пирротинном и халькопиритом. Пирит

последней генерации наблюдается лишь в полированных шлифах в тесной ассоциации с галенитом, сфалеритом и блеклыми рудами. В полированных шлифах из зальбандов кварц-полиметаллических жил в первых двух генерациях пирита отмечаеся почти повсеместное дробление с последующей цементацией минералами поздних стадий.

Проведенный спектральный анализ пиритов показал повышенные содержания мышьяка, свинца и цинка.

Пирротин редко встречающийся минерал в рудах месторождения. Образует небольшие выделения в полях пирита второй генерации. Размеры отдельных зерен достигают 0,05 мм.

Сфалерит является в рудах месторождения одним из наиболее распространенных минералов, представляющих промышленную ценность. Он встречается в двух разобщенных во времени минеральных ассоциациях. Сфалерит ранней генерации, выделяясь вместе с пиритом, блеклыми рудами и пирротинном, образует маломощные прожилки (до 5 см), как правило опережающие рудные тела. Здесь он представлен хорошо выраженными кристаллическими формами—тетраэдрами размером 1—2 мм с характерным развитием неориентированной структуры распада твердого раствора халькопирита в сфалерите, что объясняется высокими содержаниями в них меди. Для сфалеритов этой генерации характерны также высокие содержания кадмия. В качестве элементов примесей присутствуют Co, Pb, Ag, Sb, Bi, Tl и другие.

Сфалерит поздней генерации выпадает из растворов в составе продуктивной ассоциации и аналогично ранее выделившимся сфалеритам характеризуется хорошо выраженными кристаллическими формами. Он выделяется в ассоциации с галенитом, блеклыми рудами и др. и представлен почти чистым клейофаном. Распределение сфалерита поздней генерации в кварц-полиметаллических жилах на верхнем разведочном горизонте неравномерно и приурочено к призальбандовым частям жил.

Изучение химического состава сфалеритов этой генерации на рентгеноспектральном микроанализаторе (табл. 3) позволило установить незначительные содержания кадмия (до 1,07 мас.%) и железа (до 6,63 мас.%). Средний химический состав сфалеритов продуктивной минеральной ассоциации приведен в таблице 2.

Таблица 3

Содержание Fe и Cd в сфалеритах Марджанского месторождения по данным рентгеноспектрального микроанализа (в мас. %*)

№ п/п	№ обр.	№ анализа	№ п/п			№ обр.	№ анализа	№ п/п	
			Fe	Cd	№			Fe	Cd
1	64/81	1	0,19	0,80	9	48/81	5	0,07	0,87
2	—	2	0,17	0,47	10	—	6	0,12	0,13
3	—	3	0,19	0,54	11	21/81	1	0,49	0,20
4	—	4	4,0	0,34	12	—	2	0,39	0,27
4	48/81	1	0,05	0,80	13	—	3	0,39	0,27
6	—	2	0,05	0,13	14	12/81	1	0,17	0,67
7	—	3	0,05	1,07	15	—	2	0,15	0,27
8	—	4	0,02	0,47	16	—	3	0,02	0,24

Анализы выполнены на кафедре полезных ископаемых Геологического факультета МГУ, микроанализатор ИХА—5, ускоряющее напряжение 25 кв, аналитик Кукулян М. А.

Галенит наряду со сфалеритом является одним из наиболее распространенных минералов месторождения. Выделяясь в продуктивной минеральной ассоциации, он образует характерные кубические формы, размером от 0,1 до 5 мм. Развитие галенита в кварц-полиметаллических жилах неравномерно, но подчиняется определенной закономерности. На верхнем разведочном горизонте галенит имеет наиболее широкое распространение на южных флангах рудных тел, в то время как на северных флангах его содержание несколько падает. Кристаллы галенита в рудных телах, как правило, раздроблены сла-

бо, однако на участках кварц-полиметаллических жил осложненных пострудными нарушениями, наблюдаются его сильно раздробленные и смятые скопления. В основном для кристаллов галенита характерна микротрещиноватость, развивающаяся по плоскостям спайности и выполненная продуктами сульфосолевой минеральной ассоциации. В галените в качестве элементов примесей обнаружены Ti, Mo, Cu, Zn, Ag, Sb и др. Повышенные содержания меди, кадмия, сурьмы и мышьяка связаны, видимо, с наличием в галените микровключений блеклых руд.

Халькопирит имеет в рудах ограниченное распространение. Он выделяется в составе двух разобщенных во времени минеральных ассоциациях: кварц-пирит-сфалеритовой и кварц-сфалерит-галенитовой. В первой халькопирит выделяется в полях сфалерита в виде неориентированной структуры распада твердого раствора, а во второй — в кварц-сфалерит-галенитовой минеральной ассоциации образует выделения размером от 0,05 до 0,20 мм. На нижнем разведочном горизонте отмечается увеличение удельного веса развития халькопирита по сравнению с рудными телами, вскрытыми на верхнем горизонте.

Антимонит в рудах месторождения имеет ограниченное и весьма неравномерное развитие. Он выделяется в ассоциации с цинкенином, образуя самостоятельные прожилки мощностью до 2—3 см. Реже выполняет осевые части кварц-полиметаллических жил. В прожилках антимонит образует радиально-лучистые агрегаты, а в осевых частях жил представлен шестоватыми разностями толщиной до 1 мм и длиной до 15 мм. Иногда антимонит выделяется в пустотах, выполненных мелкими кристаллами кварца и кальцита. Здесь он в ассоциации с цинкенином и мышьяковистым цинкенином образует спутанно-волоконистые выделения, кристаллизуясь в виде гибких игольчатых кристаллов. Необходимо отметить, что антимонит обнаружен нами в рудах кварц-полиметаллических жил на верхних разведочных горизонтах, в то время как в рудных телах, вскрытых на нижних горизонтах, он не встречается. Наблюдения антимонита в отраженном свете позволили однозначно диагностировать его по относительно низкой отражательной способности, сильному двуотражению, а также по характеру микрохимической реакции с КОН.

Реальгар встречается на месторождении редко. Образует самостоятельную минеральную ассоциацию вместе с аурипигментом, марказитом и энаргитом, слагая основную массу указанной минеральной ассоциации. Выделяется в виде прожилков, мощность которых колеблется от миллиметров до 10 сантиметров. Реальгаровые прожилки приурочены, как правило, к наложенным сколовым трещинам, осложняющим строение кварц-полиметаллических жил. Реже этот минерал в виде микропрожилков развивается в зальбандах рудных тел. Обнаружен исключительно в пределах рудного тела № 1 на верхних разведочных горизонтах. Проведенный спектральный анализ реальгара показал присутствие в нем таких элементов-примесей, как Fe, Mn, Cu, Ni, Sb и др. Повышенное содержание меди, видимо, обусловлено наличием в реальгаре микровключений энаргита.

Реальгар был определен в полированных шлифах по его низкой отражательной способности и хорошо выраженным внутренним рефлексам в скрещенных николях.

Аурипигмент развивается на месторождении в тесной ассоциации с реальгаром. Размеры зерен достигают 0,5 см, реже 1 см. В отраженном свете отличается от реальгара более высоким R и цветом внутренних рефлексов.

Марказит в рудах месторождения встречается исключительно редко. Он образует минеральную ассоциацию с реальгаром и аурипигментом, выделяясь в виде изометричных зерен. В отраженном свете желтого цвета с отчетливым двуотражением. В скрещенных николях сильно анизотропен.

Сульфосоли

Блеклые руды на месторождении имеют широкое развитие и представлены полным изоморфным рядом от теннантита до тетраэдрита. Выделяются в составе двух минеральных ассоциаций: кварц-пирит-сфалеритовой и кварц-сфалерит-галенитовой. Для первой характерно образование теннантитов, а для второй—тетраэдритов.

Изучение химического состава блеклых руд на рентгеноспектральном микроанализаторе показало широкий диапазон колебаний в содержаниях меди (от 23,94 до 49,10 мас. %), сурьмы (от 0,00 до 28,78 мас. %) и мышьяка (от 0,00 до 22,88 мас. %) Из характерных [5] элементов-примесей железо, цинк и серебро изоморфно замещают в блеклых рудах соответствующие по валентности катионы меди, причем, колебания их содержаний для железа лежат в интервале 0,00—1,50 мас. %, реже достигая 2,90%, для цинка стабильно варьируют в пределах от 4,00 до 9,90 мас. %, а серебра колеблются в интервале от 0,00 до 10,00 мас. %, редко достигая 20,00%. Содержания двухвалентного кадмия не превышают 1,00 мас. %.

Буланжерит, являясь слабо распространенным минералом в рудах Марджанского месторождения, часто образует самостоятельные скопления отдельных зерен, реже выделяется в реакционной кайме замещения вокруг образований галенита. Иногда встречается в виде таблитчатых образований. Размеры зерен редко достигают 1 мм.

Цинкениит в рудах месторождения образует самостоятельно прожилки мощностью 1—1,5 см, а также часто выделяется в пустотах в виде войлокообразных спутанно-волокнистых скоплений имеющих форму лепестков размером до 2 см². В прожилках цинкениит образует радиальнолучистые агрегаты в жильной массе. Иголочки вытянуты на 5—6 мм, а в войлокообразных скоплениях представлены теснейшим переплетением волосообразных кристалликов длиной до нескольких миллиметров и толщиной отдельных индивидов порядка сотых долей миллиметра.

В друзовых пустотах мелкокристаллического кварца в тесном срастании с цинкениитом нами обнаружен сульфоантимонит свинца, который аналогично цинкенииту образует спутанно-волокнистые агрегаты. При непосредственном сравнении этих двух минералов под биноклем сульфоантимонит свинца отличается от цинкениита слабым бронзовым оттенком.

Проведенный рентгеноструктурный анализ определил его как «минерал со структурой типа цинкениита», а рентгеноспектральный микроанализ показал повышенное содержание в нем мышьяка (табл. 2).

Бурнонит и зелигманит распространены в рудах месторождения довольно широко, но крайне неравномерно. Бурнонит чаще встречается в руде из верхних горизонтов кварц-полиметаллической жилы № 4, реже в ассоциации с зелигманнитом в р. т. № 1. В кварц-полиметаллических жилах, вскрытых на нижних разведочных горизонтах, обнаружены лишь единичные зерна бурнонита. Рассматриваемые два минерала развиваются в ассоциации с геокронитом, буланжеритом и другими сульфоантимонитами свинца, образуя с последними тесные срастания. В рудном теле № 4 бурнонит выделяется в виде самостоятельных включений изометричной, реже вытянутой формы. Из-за малых размеров зерен и сходства оптических свойств эти минералы были диагностированы по химическому составу при помощи рентгеноспектрального микроанализатора (табл. 2).

Геокронит относится к широко распространенным минералам месторождения, хотя и был обнаружен нами в рудных телах исключительно на верхних разведочных горизонтах. Он образует минеральную ассоциацию с сульфоантимонитами свинца. Выделяется в виде каемок замещения вокруг галенита на контакте последнего с кварцем (рис. 3). Реже развивается в полях галенита, образуя изометричные выделения, еще реже приурочен к микротрещинам в ранее выделившихся

минералах в виде секущих прожилков. Размеры отдельных выделений достигают 0,05 мм. В связи с макроскопическими размерами выделений геокронита его диагностика проводилась на основании химического состава, определенного на рентгеноспектральном микроанализаторе, без необходимых в таких случаях рентгеноструктурных исследований (табл. 2).

Дюфренуазит был выявлен автором в процессе исследования сульфосолевой ассоциации на рентгеноспектральном микроанализаторе, на экране электронно-лучевой трубки которого дюфренуазит проявлялся как темная фаза в поле минералов с более высоким средним атомным номером. В рудах месторождения встречается весьма редко. Образует небольшие выделения чаще вытянутой, реже изометричной формы. Встречается, как правило, в кайме свинцовых сульфосолей, развитых вокруг кристаллов галенита. В связи с близкими оптическими константами с галенитом и высокосвинцовистыми сульфосолями в отраженном свете практически неотличим от последних. Слишком малые размеры выделений (до 200 мкм) не позволили провести рентгеноструктурный анализ, в связи с чем дюфренуазит был определен по химическому составу почти полностью соответствующему теоретическому.

В результате исследований была выявлена разновидность дюфренуазита с содержанием сурьмы 2,60 мас.%, которая, видимо, может рассматриваться как Sb-дюфренуазит (стибниодюфренуазит (?), табл. 2). Эта разновидность установлена в той же минеральной ассоциации что и дюфренуазит, образуя выделения, схожие с последним как по форме, так и размерам зерен.

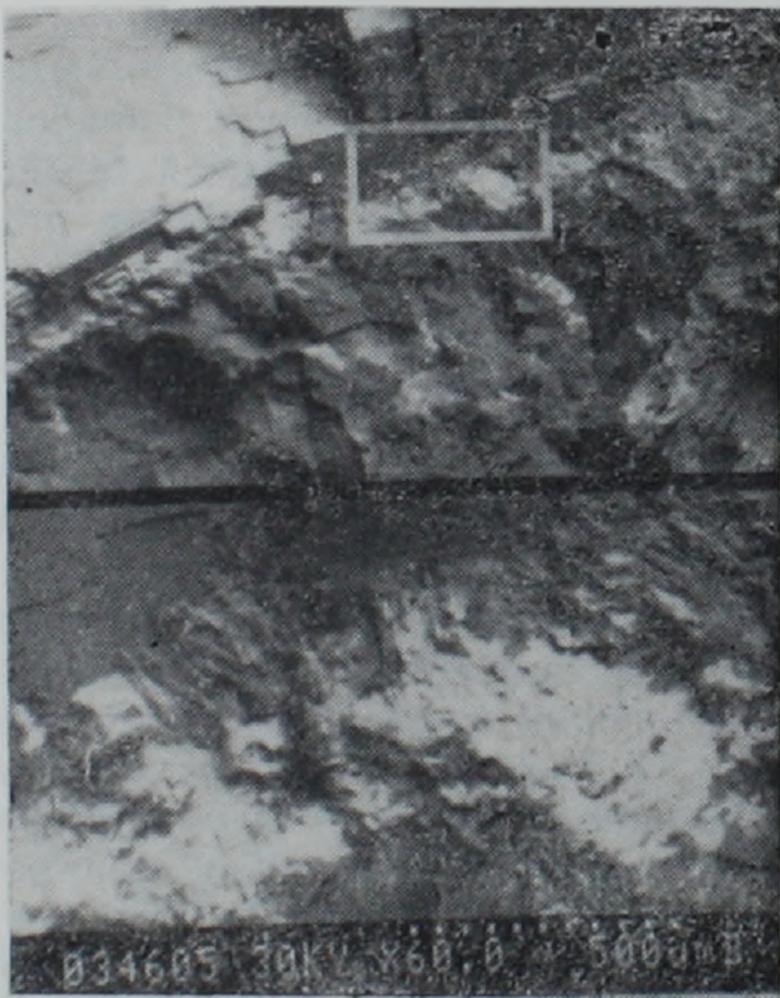


Рис. 3 Геокронит, разбивающийся по галениту на контакте с кварцем (растровая электронная микроскопия).

Твиннит является на месторождении весьма редким минералом. Он образуется, как правило, в кайме замещения, развивающегося по контакту галенита и кварца, слагая Pb-сульфосолевою минеральную ассоциацию. Твиннит, как и большинство вышеописанных минералов рассматриваемой ассоциации, был диагностирован нами на основании химического состава, определенного на рентгеноспектральном микроанализаторе. По составу (табл. 2) он близок к твинниту, установленному на месторождении Руевац [6].

Нерудные минералы

Кварц из числа нерудных минералов месторождения относится к наиболее широко распространенным. Выделяется в течение трех ста-

дней минерализации. Первая и вторая генерации кварца наиболее слабо различаются между собой. Нами они разделяются на основании их приуроченности к определенным рудным парагенезисам и взаимного пересечения прожилков. Проведенные исследования двухфазных включений показали, что температура гомогенизации газовой-жидких включений в кварце первой генерации лежит в интервале 270—280°C, а кварца второй генерации—в интервале 230—250°C. В рудных жилах кварц рассматриваемых генераций приурочен к зальбандам рудных тел и характеризуется серой окраской.

Кварц третьей генерации резко отличается от предыдущих двух. Выделяясь в ассоциации с кальцитом, он образует хорошо развитые кристаллические формы, выполняя пустоты в осевых частях рудных тел. Размеры кристаллов достигают 1, реже 3 мм. Исследования газовой-жидких включений кварца третьей генерации дали интервал колебаний температуры гомогенизации 170—215°C.

Кальцит образует минеральную ассоциацию с кварцем третьей генерации. Он выделяется в виде самостоятельных зерен размером до 0,01 мм, реже образует наросты на сфалеритах. Аналогично кварцу третьей генерации, кальцит выполняет пустоты, приуроченные к осевым частям кварц-полиметаллических жил.

Барит на месторождении развит слабо и распространен весьма неравномерно. В рудах образует самостоятельную минеральную ассоциацию, выделяясь в виде прожилков мощностью до 3 см, реже в виде гнездообразных скоплений. Барит образует характерные таблитчатые кристаллы молочно-белого цвета размером до 15—20 мм с совершенной спайностью.

Родохрозит вместе с кварцем и кальцитом выделяется в кварц-карбонатную стадию минерализации, образуя почковидные, иногда шарообразные выделения с радиально-лучистой структурой. В пустотах часто нарастает на сульфиды ранних стадий минерализации, образуя тем самым родохрозитовую корку.

Изучение оптических констант родохрозита из Марджанского месторождения показало, что это одноосный отрицательный минерал с очень высоким двупреломлением. $N'_m = 1,598—1,600$; $N'_p = 1,820—1,822$; $N'_m - N'_p = 0,232—0,220$. Некоторое отличие N'_p и N'_m родохрозита исследуемого месторождения от литературных данных ($N_e = 1,595$; $N_o = 1,818$ [1] и $N_p = 1,597$; $N_m = 1,817$ [2]) связано, видимо, с присутствием некоторых элементов примесей, в том числе Fe (0,2% мас.%), влияющих на увеличение значений N'_p и N'_m . Проведенный спектральный анализ родохрозита Марджанского месторождения показал также наличие таких элементов примесей, как Si—0,42; Mg—0,01, Ca—1,00; Ag—0,01; Ti—0,0075; Mo—0,0024; Cu—0,24 и Zn—0,18 мас.%.

Таким образом, в рудных телах Марджанского месторождения широким развитием пользуются сульфиды—пирит, галенит, сфалерит и др., а также различные сульфосоли, блеклые руды, геокронит и др. По составу рудные тела месторождения представляют собой характерный кварц-сульфидный тип оруденения.

В заключение автор выражает глубокую благодарность доценту кафедры полезных ископаемых Геологического ф-та МГУ Ю. С. Бородаеву за помощь и поддержку во время выполнения настоящей работы.

ՄԱՐՋԱՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ (ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ) ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ
ՄԻՆԵՐԱԼԱՅԻՆ ԿԱԶՄԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Մարջանի հանքավայրը կազմված է միջին էոցենի և, հավանաբար, վերին էոցեն-օլիգոցենի հասակի հրաբխային և հրաբխարեկորային ապարներից:

Քվարց-սուլֆիդային երակների ձևով հանդես եկող հանքայնացումը տեղադրված է հյուսիս-արևմտյան տարածում ունեցող կառուցվածքային տարրերում:

Հանքային մարմիններն իրենց կազմով պատկանում են քվարց-բազմետաղային հանքայնացման տիպին, որտեղ և անջատված է մի շարք միներալային դուզորդուլյուններ՝ քվարց-պիրիտային, քվարց-սֆալերիտային, քվարց-ֆալերիտ-գալենիտային, ծծմբաաղային, անտիմոնիտ-ցինկիտային, քվարց-կարբոնատային, ծանրասպաթային:

Հանքային մարմիններում տարբեր քանակություներով տարածված են՝ բնածին մետաղներ (ոսկի, արծաթ), թելուրիդներ (սիլվանիտ, հեսսիտ, նագիադիտ), սուլֆիդներ (պիրիտ, սֆալերիտ, գալենիտ, խալկոպիրիտ, պիրոտին և ալն), ծծմբաաղեր (խունաղած հանքանյութեր, բուրնոնիտ, բուլանժերիտ, գեոբրոնիտ և ալն):

Նրակային միներալներից են քվարցը, կալցիտը, ոռոգրոլիտը և ծանրասպաթը:

Իերված է բոլոր հայտնաբերված միներալների նկարագրությունը, իսկ մի շարք առաջացումների համար հաստատված է իատնուրդ-տարրերի որոշակի առկայությունը:

Որոշված է մի քանի սուլֆիդների, թելուրիդների և հազվագյուտ ծծմբաաղերի քիմիական կազմը ունեղենասպեկտրալ միկրոանալիզի տվյալների հիման վրա, Դրանց միջոցով հաշվարկված են նաև բյուրեղաքիմիական բանաձևերը: Հաստատված է մի շարք միներալների (սֆալերիտ, խունաղած հանքանյութեր) քիմիական կազմի փոփոխականությունը: Տարբեր ծագման քվարցների համար բերված են գաղա-հեղուկային ներփակումների հետազոտությունների արդյունքները:

M. A. KUKULIAN

THE MARDJAN ORE DEPOSIT (ARMENIAN SSR) ORES
MINERAL COMPOSITION

A b s t r a c t

The ores mineral composition is in detail characterized. The native metals, tellurides, sulphides, sulphosalts and gangue minerals are described. The crystallochemical formulas of some sulphides and rare sulphosalts are brought by x-ray spectral microanalysis data.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, М.: 1949, 956 с.
2. Винчел А. Н. Оптическая минералогия. М.: ИЛ, 1949, 657 с.
3. Карапетян А. И. Эндогенные рудные формации Памбак-Зангезурской металлургической зоны Малого Кавказа, Ереван. Изд. АН АрмССР, 1982, 348 с.
4. Кукулян М. А. Геологическое строение и условия формирования Марджанского полиметаллического месторождения.—Геол. рудн. месторождений, 1985, № 2, с. 52—62.
5. Мозгова Н. И., Цепин А. И. Блеклые руды: особенности химического состава и свойств. М.: Наука, 1983, 280 с.
6. Moelo Y. et al. Association twinnite-zinkenite-plagionite du gisement complexe a Sb—Pb—Zn de Rulevae (Yougoslavie) 1983, 106, 505—510 с.

А. В. АРУТЮНЯН, А. А. БДОЯН

УПРУГИЕ, ПЛОТНОСТНЫЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СЕРПЕНТИНИТОВ МАЛОГО КАВКАЗА ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

В статье изложены результаты исследований упругих и плотностных свойств серпентинитов офиолитовых поясов Малого Кавказа при высоких давлениях ($P = 6 \cdot 10^8$ Па) и температурах ($T = 900^\circ\text{C}$). Установлено, что процесс дегидратации серпентинитов проходит в широком интервале температур ($500\text{--}700^\circ\text{C}$), который зависит от нескольких факторов (разновидностей серпентина, структурных особенностей и т. д.), имеется хорошая сопоставимость с результатами термического анализа. Скачкообразные изменения объема и плотности образцов серпентинитов в процессе дегидратации дают основание предполагать, что они могут быть причиной возникновения кратковременных процессов в земной коре.

По изучению строения и состава литосферы Малого Кавказа выполнен большой объем геологических и геофизических работ.

Особое место в строении литосферы Малого Кавказа занимают офиолитовые пояса, которые по результатам многолетних исследований авторов работ [6, 8] представлены тремя зонами: 1. Севано-Акеринской, 2. Вединской, 3. Зангезурской.

Становление офиолитовых структур литосферы в настоящее время является дискуссионным, одновременно оно имеет большое практическое значение, так как с этими структурами генетически связаны многочисленные месторождения полезных ископаемых, а также геодинамические процессы являющиеся причиной возникновения землетрясений.

Из вышеуказанных офиолитовых поясов Малого Кавказа авторами работ [1, 2, 4, 7], были исследованы упругие, плотностные и пластические свойства образцов пород основного, ультраосновного составов и их метаморфизованных разновидностей.

На основании полученных результатов по упругим и плотностным характеристикам были интерпретированы геофизические разрезы по данным поясам и был предложен скоростной разрез и вещественный состав литосферы для юго-западной части территории Армянской ССР [3]. На основании этой модели литосферы была предложена схема образования офиолитовых структур Малого Кавказа [5, 9].

С целью получения более достоверных данных о составе и строении, а также о процессах, протекающих в недрах Малого Кавказа, на установке, созданной сотрудниками лаборатории Экспериментальной сейсмотектоники Ереванского политехнического института [10], нами исследовались упругие, плотностные и петрофизические свойства метаморфизованных ультрабазитов при высоких давлениях ($6 \cdot 10^8$ Па) и температурах (900°C). Образцы пород были представлены серпентинитами цилиндрической формы, размерами $h = 12$ мм, $d = 12$ мм, исследуемый образец размещался в графитовую, а затем в пиррофиллитовую оболочку. Через графитовую оболочку создавалась температура в исследуемой среде, а пиррофиллитовая оболочка служила средой, передающей давление.

Исследования проводились следующим образом: при комнатной температуре давления было повышено до $5 \cdot 10^8$ Па с целью получения хорошего контакта между оболочками и исследуемым образцом. При указанном давлении постепенно была повышена температура до 900°C . Естественно, при повышении температуры, повысилось в определенной степени и давление в исследуемой среде. Электронно-измерительная аппаратура позволила осуществить непрерывный контроль во всем интервале за временем пробега упругой продольной волны. Сложности конструкции камеры высокого давления и измеряемой сис-

темы пока-что не позволяют подсчитать скорости распространения упругих продольных волн. Однако ход наблюдения за изменением пробега продольной упругой волны дает полную информацию об изменениях в камере высокого давления и о процессах, происходящих в исследуемом образце. Результаты зависимости времени пробега упругой продольной волны от температуры и давления для образцов серпентинитов приведены на рисунках 1—3.

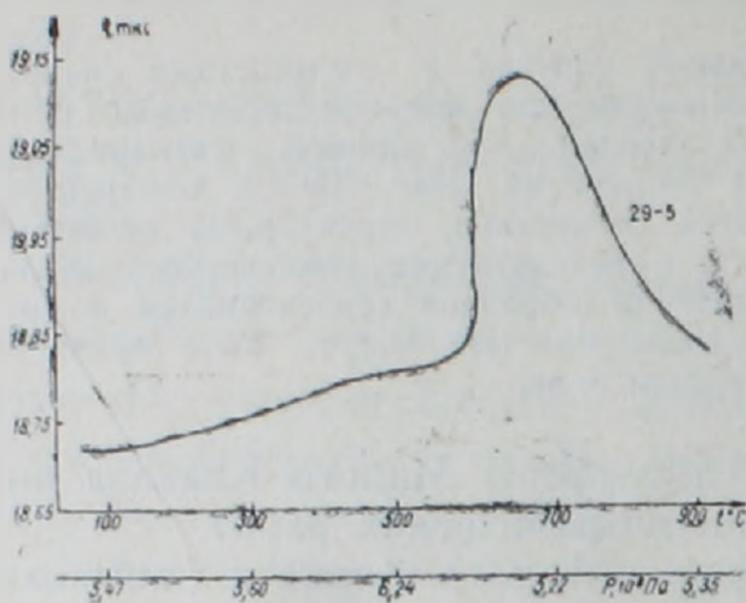


Рис. 1 Зависимость времени прохождения продольной упругой волны от P и T в апонеридотитовом серпентините, обр. 29—5

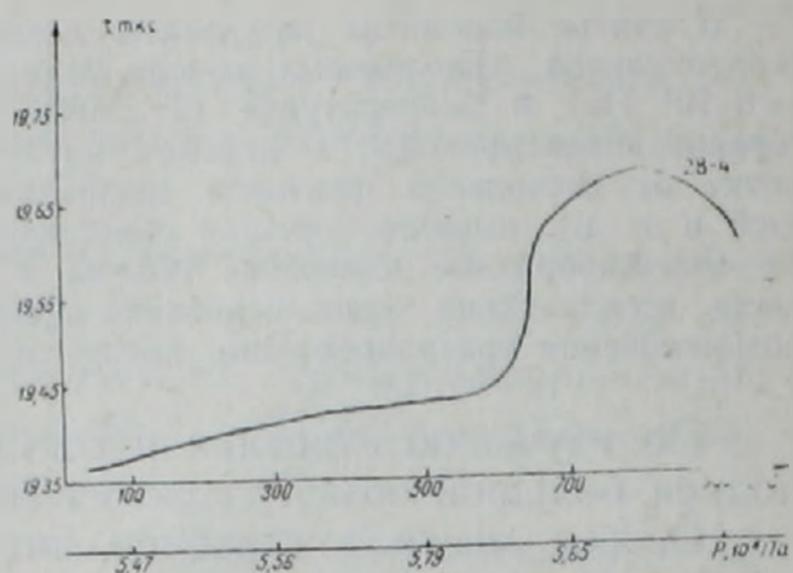


Рис. 2. Зависимость времени прохождения продольной упругой волны от P и T в апонеридотитовом серпентините обр. 28—4

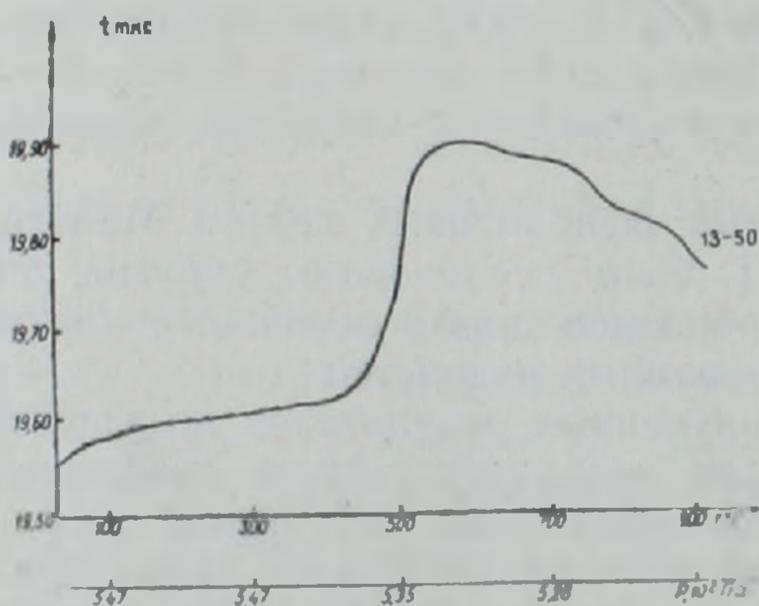


Рис 3. Зависимость времени прохождения продольной упругой волны от P и T в аподиабазовом серпентините, обр. 1350.

Как видно из графиков зависимости $t_{\text{мкс}} = f(P, T)$, в начальном интервале происходит плавное увеличение времени прохождения продольной упругой волны (следовательно, уменьшение скорости продольной упругой волны). Это общеизвестное явление; температура уменьшает скорости продольных упругих волн. Для аподиабазового серпентинита 1350 (петрографическое описание исследуемых образцов пород до и после опытов приведены ниже) в интервале $T = 400—420^\circ\text{C}$ наблюдается резкое повышение времени прохождения упругой продольной волны (т. е. уменьшение скорости продольной волны). Для апонеридотитовых серпентинитов 29—5 и 28—4 такое явление наблюдается в интервале температур $T = 600—640^\circ\text{C}$. Увеличение времени прохождения упругой продольной волны для образца 1350 наблюдается до температуры $T = 570—580^\circ\text{C}$, для образца 29—5 до температуры $T = 650^\circ\text{C}$, а для образца 28—4 до температуры $T = 800^\circ\text{C}$. Дальнейшее повышение температуры приводит к плановому снижению значения $t_{\text{мкс}}$, происходит увеличение скорости упругой продольной волны.

Интересные данные получены по изменению давления в камере высокого давления. В начале опыта, как отмечалось, в камере созда-

валось давление $P=5 \cdot 10^8 \text{ Па}$. При повышении температуры во всех трех опытах, давление в камере увеличилось до того значения температуры, откуда начинается увеличение величины $t_{\text{мкс}}$: в интервале повышения значения $t_{\text{мкс}}$ во всех трех опытах наблюдается снижение давления в камере. С началом снижения величины $t_{\text{мкс}}$ в образцах 28—4 и 1350 снижение давления продолжается до конца опыта; а в образце 29—5 наблюдается некоторое повышение давления.

Методика проведения опытов при высоких P и T условиях позволила вычислять также объемные и плотностные изменения в камере высокого давления, результаты которых приведены в следующей таблице.

Изменения плотности объема горных пород

Таблица 1

	До опыта		После опыта		$\frac{\Delta V}{V_0}, \%$	$\frac{\Delta \rho}{\rho_0}, \%$
	$\rho, \text{ г/см}^3$	$V, \text{ см}^3$	$\rho, \text{ г/см}^3$	$V, \text{ см}^3$		
Серпентинит апоперидотитовый—28—4	2.60	1.32	3.25	0.92	30.3	20.0
Серпентинит апоперидотитовый—29—5	2.45	1.28	3.14	0.86	25.0	21.9
Серпентинит аподиабазовый—1350	2.50	1.34	2.98	0.91	31.8	16.1

Из полученных результатов следует, что происходят большие изменения объема и плотности, причем объемные изменения доходят до 25—30%, а плотностные изменения до 16—22%.

С целью получения дополнительных сведений по вышеописанным исследованиям, в лаборатории петрофизики Института физики Земли АН СССР были определены термограммы для тех же образцов пород, данные которых приводятся в следующей таблице.

Результаты термического анализа

Таблица 2

Образец	Характеристика пиков	1	2	3	4	5	6	7	8
Общая потеря веса, %									
28—4 13.2	$T_{\text{DTA}}^0 \text{ C}$	100		340		инт. 200—500	680		810
	$T_{\text{DTG}}^0 \text{ C}$	100					680		
	$h_{\text{мм}}$	—6		+3		0.8	—85		+37
	$\Sigma \text{ вес } \%$	0.8					11.2+0.4		
29—5 14.4	$T_{\text{DTA}}^0 \text{ C}$	100		320		инт. 200—500	670	790	810
	$T_{\text{DTG}}^0 \text{ C}$	100					660		
	$h_{\text{мм}}$	—7		+3			—55	—10	+105
	$\Sigma \text{ вес } \%$	1.6				2.0	9.6+1.2		
1350 18.0	$T_{\text{DTA}}^0 \text{ C}$	100	200	250	420		670		820
	$T_{\text{DTG}}^0 \text{ C}$	100	200		400		670		
	$h_{\text{мм}}$	—5	—5	+3	—17		—52		+42
	$\Sigma \text{ вес } \%$	1.6	1.4		4.0		10.0+1.0		

T_{DTA} —температура максимума теплового эффекта; T_{DTG} —температура максимума весового эффекта; $h_{\text{мм}}$ —условная величина теплового эффекта: а) «—» эндотермический, б) «+» экзотермический. $\Sigma \text{ вес } \%$ —величина потери веса (%).

Сопоставляя полученные нами данные с результатами термограммы, можно отметить их хорошее сходство.

Обсуждение полученных результатов приводит к следующему. По данным термического анализа при температуре 100°C происходит испарение влаги из пор и трещин образца, происходит незначительная потеря веса. В интервале температур $T = 250 - 340^{\circ}\text{C}$ отмечается незначительный экзотермический эффект, связанный, вероятно, с выгоранием разных элементов (например, серы). В интервале температур $T = 670 - 680^{\circ}\text{C}$ происходят основные изменения в образцах пород. Однако в образце 1350 эти изменения происходят, начиная с $T = 400 - 420^{\circ}\text{C}$, которые также хорошо коррелируются с данными, полученными при высоких P и T .

В интервале температур $T = 670 - 680^{\circ}\text{C}$, как уже отмечалось во всех образцах, наблюдается повышение значения $t_{\text{мкс}}$, а также эндотермический процесс, который сопровождается со значительными потерями веса. В образцах пород происходит процесс дегидратации — из серпентинита высвобождается вода. Процесс сопровождается как структурными изменениями, так и изменением минерального состава. Указанные изменения являются основными причинами изменения величины $t_{\text{мкс}}$. Дальнейшее повышение температуры приводит к завершению процесса дегидратации и образованию нового минерала — вторичного искусственного оливина, который обладает более высокими упругими и плотностными характеристиками. В интервале температур $T = 810 - 820^{\circ}\text{C}$ отмечается экзотермический эффект, причина которого не совсем ясна и будет выявлена при наших дальнейших исследованиях.

С целью выявления изменений в образцах горных пород, были проведены петрографические и рентгеновские исследования до и после опытов. Обр. 29—5 (до опыта) — серпентинит апоперидотитовый, структура породы спутанно-волокнистая. Состоит из хризотил-лизардита — 85—90%, и антигорита — 7—10%. Порода пересекается более поздними прожилками аморфного офита, часто сопровождающимся выделением магнетита. Обр. 29—5 (после опыта) — оливин (форстерит), следы энстатита. Структура микрозернистая, криптокристаллическая, магнетит который до опыта был распылен по всей массе, представлен в виде прожилок. Вся масса представлена криптозернистым агрегатом.

Рентгеновские определения показывают принадлежность криптокристаллического агрегата к оливину со следами энстатита. Обр. 28—4 (до опыта) — серпентинит апоперидотитовый. Структура грубо петельчатая, петли сложены тонкими выделениями магнетита. Внутри петель много пылеобразного магнетита. Серпентин имеет волокнистое, чешуйчатое строение. Имеются более поздние прожилки серпентина плотного сложения, загрязненные гидроокисями железа. Серпентин — антигорит пластинчатый, присутствует также волокнистый лизардит и хризотил, плотная разновидность офита. Количество магнетита до 15—20%. Обр. 28—4 (после опыта) — форстерит, примесь энстатита. Вся масса состоит из криптокристаллического агрегата, бесструктурная мелкозернистая масса, количество магнетита уменьшилось до 5—10%, масса плотная нераскристаллизованная.

Рентгеновские данные показали принадлежность криптокристаллической массы к форстериту с примесью энстатита. Обр. 1350 (до опыта) — серпентинит аподиабазовый. Серпентин двух генераций: 1 — петельчатый хризотил (около 55%), 2 — пластинчатый антигорит (около 25—30%). По породе развит брусит (порядка 10%). Вторичный магнетит (пылевидный) располагается цепочками и образует тонкие прожилки. Обр. 1350 (после опыта) — форстерит, примесь энстатита. Вся масса состоит из криптокристаллического агрегата. Сохранилась в целом петельчатая структура, на отдельных участках петли заполнены магнетитом, остальное занято тонкозернистой массой серого и бронзово-серого цвета. Рентгеновские данные показали принадлеж-

ность кристаллической массы к форстериту со следами эстатита.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что давление существенно не влияет на процесс дегидратации серпентинитов, решающая роль принадлежит температуре и под воздействием температурных факторов процесс дегидратации протекает легко и в широком диапазоне температур.

Дегидратация для различных видов серпентина проходит при разных температурах, а полная перестройка их структуры с образованием кристаллической фазы оливина — при $780-820^{\circ}\text{C}$ [12, 14 и др.]. Процесс дегидратации регулируется, кроме того, составом минерализаторов, участвующих в ходе реакции и оказывающих на нее каталитическое воздействие [11]. Наиболее интенсивно и полно процесс дегидратации проходит в присутствии щелочей. Главным продуктом при этом всегда является оливин, количество которого при полном преобразовании серпентинита достигает в сильно щелочной среде 99%.

Полученные результаты на разных установках нами и авторами работ [11] имеют хорошее сходство. Из исходного материала серпентинита, после воздействия давления и температуры образуется вторичный искусственный оливин.

Экспериментальные исследования позволили оценить условия, при которых протекает десерпентинизация. Она в основном идет в интервале $500-700^{\circ}\text{C}$. Однако по экспериментальным данным авторов работ [13], десерпентинизация, которая протекает по реакции:



может протекать не ниже 1200°C . Эта цифра подтверждается более поздними работами (при нагревании хризотила) и образование парагенезиса форстерит+эстатит оценивается в интервале $1100-1300^{\circ}\text{C}$ [15]. Однако при наших исследованиях перегенезис форстерит+эстатит появляется при более низких температурах — $800-900^{\circ}\text{C}$, что, по-видимому, обусловлено влиянием высокого давления ($6 \cdot 10^8 \text{ Па}$).

Вышеперечисленные литературные данные и результаты наших исследований дают основание предполагать о возможности существования серпентинитов и серпентинизированных ультрабазитов на больших глубинах земной коры, вплоть до границы Мохо. Такие предположения были сделаны ранее авторами работ [3, 5 и др.] для земной коры Малого Кавказа.

Кроме петрофизических исследований, как следует из приведенных нами результатов, были выявлены также изменения упругих свойств, объема и плотности при различных термодинамических условиях, до и после дегидратации серпентинитов.

Полученные результаты по упругим и плотностным характеристикам, а также по объемным изменениям, которые доходят до 30% в процессе дегидратации, дают основание предполагать, что сейсмические явления на территории Малого Кавказа могут быть связаны не только с протрузивным внедрением серпентинизированных масс из больших глубин в земную кору, но и с процессами дегидратации серпентинизированных массивов горных пород.

Известным фактом является приуроченность сейсмических очагов землетрясений как к офиолитовым поясам, так и их прибортовым частям.

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՍԵՐՊԵՆՏԻՆԻՏՆԵՐԻ ԱՌԱՋԳԱԿԱՆ, ԽՏՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ՊԵՏՐՈՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԲԱՐՉՐ ՃՆՇՈՒՄՆԵՐԻ ԵՎ ԶԵՐՄԱՍՏԻՃԱՆՆԵՐԻ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոգվածում ներկայացված են Փոքր Կովկասի օֆիոլիտային գոտիների սերպենտինիտների առաձգական հատկությունների և խտության փոփոխությունները բարձր ճնշման ($P=6 \cdot 10^8$ պասկալ) և ջերմաստիճանի ($T=900^\circ\text{C}$) պայմաններում: Բացահայտված է, որ սերպենտինիտների ջրազրկումն ընթանում է $500^\circ-700^\circ\text{C}$ պայմաններում և կախված է մի քանի գործոններից (սերպենտինի տարատեսակից, կառուցվածքային առանձնահատկություններից և այլն):

Ջերմային անալիզի և մեր ուսումնասիրությունների ջերմաստիճանային միջակայքերը լիովին համընկնում են: Սերպենտինիտներում ծավալի և խտության թռիչքաձև փոփոխությունները կարող են պատճառ հանդիսանալ երկրակեղևում ակնթարթային պրոցեսների առաջացման համար:

A. V. HAROUTIUNIAN, A. A. BDOYAN

THE MINOR CAUCASUS SERPENTINITES ELASTICITY, DENSITY AND PETROPHYSICAL PROPERTIES AT HIGH PRESSURES AND TEMPERATURES

A b s t r a c t

The Minor Caucasus ophiolite belts serpentinites elasticity and density properties investigations results at high pressures ($P=6 \cdot 10^8$ Pa) and temperatures ($T=900^\circ\text{C}$) are brought in this paper. The serpentinites dehydration is established to take place in a wide temperature interval ($500-700^\circ\text{C}$), which depends on several factors (the serpentine varieties, their structural peculiarities e. t. c.). A good comparability is obtained with the thermal analysis data. The serpentinites samples volume and density spasmodic changes during dehydration give a ground to suppose these changes to cause momentary processes in the Earth's crust.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Арутюнян А. В. Некоторые результаты исследований скоростей упругих волн в породах из офиолитовых поясов Армении при давлениях до 20 кб.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, № 5, с. 83—92
2. Арутюнян А. В.—Особенности влияния водонасыщенности на скорость продольных волн в различных горных породах офиолитовых поясов Армении.—ДАН АрмССР т. 65 № 3 1977, с. 161—165.
3. Асланян А. Т., Воларович М. П., Арутюнян А. В.—О составе, строении и упругих характеристиках земной коры и верхней мантии на территории Армении. ДАН АрмССР, т. 61 № 3, 1975, с. 152—159.
4. Асланян А. Т., Воларович М. П., Арутюнян А. В. и др.—Исследование скоростей упругих волн в базитах и ультрабазитах Армении при высоких давлениях.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1976 № 2, с. 30—38
5. Асланян А. Т., Арутюнян А. В., Воларович М. П., Левыкин А. И.—Об одном возможном механизме становления гипербазитовых поясов и срединно-океанских структур литосферы. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5 1976, с. 3—12.
6. Асланян А. Т., Сатнан М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, № 4—5, с. 13—26.

7. Асланян А. Т., Арутюнян А. В.—Исследование упругих свойств, плотности и сжимаемости серпентинитов Армении при высоких давлениях. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1979, с. 3—14.
8. Асланян А. Т. Основные черты геологического развития Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, № 3, с. 3—21.
9. Асланян А. Т., Арутюнян А. В.—Глубинное строение, состав и некоторые процессы в недрах Земли в свете исследований физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах.—В кн.: «Моделирование земной коры территории Армении с помощью экспериментального изучения петрофизических свойств горных пород». Межвузовский тематический сборник научных трудов ЕрПИ, Ереван, 1986, с. 12—21.
10. Вегуни А. Т., Бдоян А. А.—Исследование свойств горных пород при фазовых превращениях ультразвуковым методом в условиях высоких давлений и температур. Тезисы докладов XI Международной конференции МАРИВД. Киев 1987.
11. Велинский В. В., Банников О. Л.—Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск. «Наука» 1986, 101 с.
12. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.—Породообразующие минералы, т. 1. III.—М. Мир, 1966а, —316 с.
13. Курода И., Мацухиси И.—О кристаллической структуре оливина.—В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии т. 2, М., Наука, 1970, с. 169—181.
14. Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснев Ф. П. и др.—Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы.—Новосибирск, Наука, 1973. 320с.
15. Helena S., Keiji Y.—Thermal transformation of chrysotile studied by high resolution electron microscopy.—Clays and Clay miner. 1979. v. 27, № 3, p. 161—174.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL1, № 3, 39—46, 1988

УДК:552:50.834

Г. М. АВЧЯН, Л. ГЕНГЕМАН, Г. В. МАРКОСЯН

АНИЗОТРОПИЯ СКОРОСТИ УПРУГИХ ВОЛН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

В статье рассматривается анизотропия упругих волн в горных породах, обусловленная палеомагнитной слоистостью, образованной под направляющим воздействием магнитного поля Земли.

В работе авторов [1] было показано, что на формирование структуры пород существенное влияние оказывает магнитное поле Земли эпохи их образования.

Под действием геомагнитного поля как в осадочных, так и в магматических породах образуются «слои», обусловленные ориентирующим действием геомагнитного поля как при осаждении частиц в водных бассейнах, так и при кристаллизации магмы и при магнитоострикции ферромагнетиков в процессе намагничивания.

Кроме горизонтальной (гравитационной) (г) слоистости, в породах образуются также слои по трем взаимно перпендикулярным направлениям, названным нами «гравимагнитными» (гм) и «магнитными» (м) слоями или в совокупности «палеомагнитной слоистостью» среды.

Гравимагнитные слои перпендикулярны направлению полного вектора геомагнитного поля эпохи образования пород, наклонены относительно горизонтальной плоскости под углом $90-j$, где j —наклонение геомагнитного поля эпохи образования пород.

Магнитные слои параллельны вектору геомагнитного поля. Если плоскости магнитных слоев составляют угол j с горизонтальной плоскостью, то эта слоистость названа нами магнитной слоистостью I вида. Магнитные слои II вида параллельны магнитному меридиану древнего геомагнитного поля и составляют угол 90° относительно горизонтальной плоскости. Азимут простирания гравимагнитной и магнитной слоистости I вида относительно меридиана древнего геомагнитного поля равен $D'=90^\circ$, а магнитной слоистости II вида $D'=0$ (рис. 1).

Наличие в породе палеомагнитной слоистости предопределяет анизотропию физических свойств. При этом значение физического пара-

7. Асланян А. Т., Арутюнян А. В.—Исследование упругих свойств, плотности и сжимаемости серпентинитов Армении при высоких давлениях. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1979, с. 3—14.
8. Асланян А. Т. Основные черты геологического развития Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, № 3, с. 3—21.
9. Асланян А. Т., Арутюнян А. В.—Глубинное строение, состав и некоторые процессы в недрах Земли в свете исследований физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах.—В кн.: «Моделирование земной коры территории Армении с помощью экспериментального изучения петрофизических свойств горных пород». Межвузовский тематический сборник научных трудов ЕрПИ, Ереван, 1986, с. 12—21.
10. Вегуни А. Т., Бдоян А. А.—Исследование свойств горных пород при фазовых превращениях ультразвуковым методом в условиях высоких давлений и температур. Тезисы докладов XI Международной конференции МАРИВД. Киев 1987.
11. Велинский В. В., Банников О. Л.—Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск. «Наука» 1986, 101 с.
12. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.—Породообразующие минералы, т. 1. III.—М. Мир, 1966а, —316 с.
13. Курода И., Мацухиси И.—О кристаллической структуре оливина.—В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии т. 2, М., Наука, 1970, с. 169—181.
14. Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П. и др.—Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы.—Новосибирск, Наука, 1973. 320с.
15. Helena S., Keiji Y.—Thermal transformation of chrysotile studied by high resolution electron microscopy.—Clays and Clay miner. 1979. v. 27, № 3, p. 161—174.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL1, № 3, 39—46, 1988

УДК:552:50.834

Г. М. АВЧЯН, Л. ГЕНГЕМАН, Г. В. МАРКОСЯН

АНИЗОТРОПИЯ СКОРОСТИ УПРУГИХ ВОЛН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

В статье рассматривается анизотропия упругих волн в горных породах, обусловленная палеомагнитной слоистостью, образованной под направляющим воздействием магнитного поля Земли.

В работе авторов [1] было показано, что на формирование структуры пород существенное влияние оказывает магнитное поле Земли эпохи их образования.

Под действием геомагнитного поля как в осадочных, так и в магматических породах образуются «слои», обусловленные ориентирующим действием геомагнитного поля как при осаждении частиц в водных бассейнах, так и при кристаллизации магмы и при магнитострикции ферромагнетиков в процессе намагничивания.

Кроме горизонтальной (гравитационной) (г) слоистости, в породах образуются также слои по трем взаимно перпендикулярным направлениям, названным нами «гравимагнитными» (гм) и «магнитными» (м) слоями или в совокупности «палеомагнитной слоистостью» среды.

Гравимагнитные слои перпендикулярны направлению полного вектора геомагнитного поля эпохи образования пород, наклонены относительно горизонтальной плоскости под углом $90-j$, где j —наклонение геомагнитного поля эпохи образования пород.

Магнитные слои параллельны вектору геомагнитного поля. Если плоскости магнитных слоев составляют угол j с горизонтальной плоскостью, то эта слоистость названа нами магнитной слоистостью I вида. Магнитные слои II вида параллельны магнитному меридиану древнего геомагнитного поля и составляют угол 90° относительно горизонтальной плоскости. Азимут простирания гравимагнитной и магнитной слоистости I вида относительно меридиана древнего геомагнитного поля равен $D'=90^\circ$, а магнитной слоистости II вида $D'=0$ (рис. 1).

Наличие в породе палеомагнитной слоистости предопределяет анизотропию физических свойств. При этом значение физического пара-

метра, характеризующего свойство породы, должно быть функцией элементов магнитного поля эпохи образования пород, т. е. функцией азимута D и наклонения j .

В качестве параметра анизотропии используем отношение значения скорости по направлению определенного вида слоистости V_{\parallel} к величине скорости по направлению, перпендикулярному слоистости V_{\perp}

$$\lambda_{\text{ГМ}} = \frac{V_{\parallel, \text{ГМ}}}{V_{\perp, \text{ГМ}}}; \quad \lambda_{\text{М}} = \frac{V_{\parallel, \text{М}}}{V_{\perp, \text{М}}}; \quad \lambda_{\text{Г}} = \frac{V_{\parallel, \text{Г}}}{V_{\perp, \text{Г}}}. \quad (1)$$

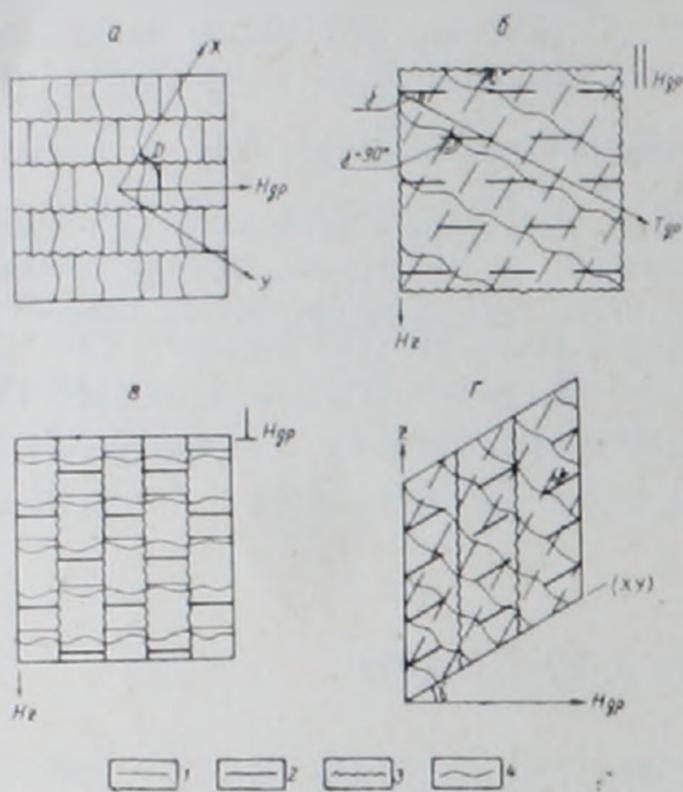


рис. 1. Схема палеомагнитной слоистости в различных плоскостях. а) в горизонтальной плоскости; б) в вертикальной плоскости, параллельной магнитному меридиану $T_{\text{др}}$ ($H_{\text{др}}, \perp$); в) в вертикальной плоскости, перпендикулярной магнитному меридиану $T_{\text{др}}$ ($H_{\text{др}}, \perp$); г) в вертикальной плоскости под углом γ относительно магнитного меридиана. 1—направление гравимагнитной слоистости; 2—направление гравитационной слоистости; 3—направление магнитной слоистости II вида; 4—направление магнитной слоистости I вида.

При отсутствии слоистости, т. е. для изотропной среды $V_{\parallel} = V_{\perp} = V_{\text{max}}$, где V_{max} — скорость в изотропной среде, соответствующая скорости по направлению слоистости анизотропной среды.

Естественно полагать, что структура породы представлена совокупностью всех видов слоистости. Однако степень проявления или влияния каждой из них на те или другие параметры может быть различной. Например, на скорость распространения упругих волн в горизонтальной плоскости гравитационная слоистость не оказывает влияния. Аналогично, магнитная слоистость II вида не оказывает влияния на V_{\perp} , если мы рассматриваем распространение волны в вертикальном направлении.

Весьма сложна картина в вертикальных плоскостях, находящихся под углом γ относительно направления магнитного меридиана древнего геомагнитного поля (рис. 1). Здесь могут одновременно проявляться все виды слоистости и, особенно, если мы рассматриваем значение физического параметра по направлению, параллельному этой плоскости.

Картина упрощается, если рассматривать в плоскости, направленной параллельно древнему магнитному полю, т. е. принять $\gamma = 0$ (рис. 1б) или $\gamma = 90^\circ$ (рис. 1в). Как видно из рисунков, более простая картина во втором случае. Здесь имеем две системы слоистости, находящиеся относительно друг друга под углом 90° . Такая же картина распределения слоистости в плоскости (xy) . Здесь линии простирания гравимагнитной и магнитной слоистости I вида перпендикулярны, а магнитной слоистости II вида — параллельны магнитному меридиану древнего геомагнитного поля. Для упрощения аналитического анализа зависимости $V_{\text{р}}$ от палеомагнитной слоистости предположим, что в породе имеются только два вида слоистости: гравитационная и гравимагнитная (рис. 2б). Значения длинных полуосей эллипсов равны

$$V_{\parallel, \text{ГМ}} = V_{\parallel, \text{Г}} = V_{\text{max}} \quad (2)$$

Скорость в горизонтальной плоскости $V_{xy,гм}$ и $V_{xy,г}$ по направлению горизонтальной составляющей древнего магнитного поля $D'=0$ на основе канонического уравнения эллипса с учетом (1), (2) будет:

$$V_{xy,гм}^2 = \frac{V_{max}^2}{\lambda_{гм}^2 \cos^2 j + \sin^2 j}; \quad (3)$$

$$V_{xy,г} = V_{max}. \quad (4)$$

В направлении, перпендикулярном горизонтальной компоненте (направление, перпендикулярное плоскости рисунка), скорость не зависит от наклона j и равна $V_{\perp} = V_{max}$.

Аналогично для вертикальной составляющей V_z напишем:

$$V_{z,гм}^2 = \frac{V_{max}^2}{\lambda_{гм}^2 \sin^2 j + \cos^2 j}; \quad (5)$$

$$V_{z,г}^2 = V_{\perp,г}^2, \quad (6)$$

Обозначим угол наклона длинной полуоси эллипса анизотропии, обусловленной гравимагнитной слоистостью, на данной плоскости относительно горизонтальной оси через α . Нетрудно заметить, что α является функцией угла γ между x и $H_{др}$. При $\gamma=0$ угол α равен $j-90^\circ$, а при $\gamma=90^\circ$ значение α равно нулю. В общем виде

$$\operatorname{tg} \alpha = \operatorname{tg}(j-90^\circ) \cos \gamma. \quad (7)$$

При $\gamma=0$ рассматривается плоскость $z \div x$, при $\gamma=D$ плоскость $z \div H_{др}$ и при $\gamma=90^\circ$ плоскость $y \div z$. Если ось x совпадает с современным магнитным меридианом, то $\gamma=D$

$$\operatorname{tg} \alpha = \operatorname{tg}(j-90^\circ) \cos D. \quad (7')$$

С учетом (7) уравнение (3) примет вид

$$V_{xy,гм}^2 = \frac{V_{max}^2}{\lambda_{гм}^2 \sin^2 \alpha + \cos^2 \alpha}, \quad (8)$$

где

$$\alpha = \operatorname{arctg}[\operatorname{tg}(j-90^\circ) \cos \gamma]. \quad (9)$$

Значения $V_{z,гм}$ и $V_{z,г}$ от азимута D не зависят.

Было отмечено, что анизотропия в горизонтальной плоскости не зависит от гравитационной слоистости, в связи с чем индикатриса анизотропии в плоскости $xу$ будет определяться только соотношением скоростей V_{\parallel} и V_{xy} , являющихся полуосями эллипса анизотропии на плоскости $xу$.

Поскольку угол между V_{xy} и координатной осью x , совпадающей с направлением магнитного меридиана на месте отбора пород, является магнитным азимутом D , то значения скорости по осям x и y будут:

$$V_x^2 = \frac{V_{\parallel}^2}{C_V^2 \cos^2 D + \sin^2 D}, \quad (10)$$

$$V_y^2 = \frac{V_{\parallel}^2}{C_V^2 \sin^2 D + \cos^2 D}, \quad (11)$$

$$C_V = \frac{V_{\parallel}}{V_{xy}}. \quad (12)$$

При различных видах слоистости значение C_V определяется также параметрами $\lambda_{гм}$, λ_m и j

$$C_{V,гм}^2 = \lambda_{гм}^2 \cos^2 j + \sin^2 j; \quad (13)$$

$$C_{V,мI}^2 = \lambda_{м,I}^2 \sin^2 j + \cos^2 j; \quad (14)$$

$$C_{V,мII}^2 = 1/\lambda_{м,II}^2. \quad (15)$$

Составим отношение скоростей по направлениям x и y :

$$\left(\frac{V_x}{V_y}\right)^2 = \frac{C_V^2 \sin^2 D + \cos^2 D}{C_V^2 \cos^2 D + \sin^2 D}, \quad (16)$$

где C_V определяется видом слоистости в соответствии с уравнениями (13, 14, 15).

Анализ уравнения (16) показывает, что независимо от C_V , при $D=45^\circ$ отношение V_x/V_y равно единице. В случае гравимагнитной слоистости при $D < 45^\circ$, $V_x/V_y < 1$, а при $90^\circ > D > 45^\circ$, $V_x/V_y > 1$. При $D=0$ отношение V_x/V_y — минимально и равно

$$(V_x/V_y)_{D=0}^2 = \frac{1}{C_V^2} = \frac{1}{\lambda_{гм}^2 \cos^2 j + \sin^2 j}, \quad (17)$$

а при $D=90^\circ$ значение V_x/V_y достигает максимума

$$(V_x/V_y)_{D=90^\circ}^2 = C_V^2 = \lambda_{гм}^2 \cos^2 j + \sin^2 j. \quad (18)$$

Если анизотропия обусловлена магнитной слоистостью I вида, то зависимость V_x/V_y от D аналогична, что и для гравимагнитной слоистости. Однако здесь с увеличением j отношение V_x/V_y при заданном D уменьшается, тогда как при гравимагнитной слоистости это отношение увеличивается, достигая величины $\lambda_{гм}$.

$$(V_x/V_y)_{D=0}^2 = \frac{1}{\lambda_{м,I}^2 \sin^2 j + \cos^2 j}; \quad (19)$$

$$(V_x/V_y)_{D=90^\circ}^2 = \lambda_{гм}^2 \sin^2 j + \cos^2 j. \quad (20)$$

Если анизотропия обусловлена магнитной слоистостью II вида, то

$$(V_x/V_y)^2 = \frac{C_V^2 \cos^2 D + \sin^2 D}{C_V^2 \sin^2 D + \cos^2 D}, \quad (21)$$

где

$$C_V = 1/\lambda_{м,II}. \quad (22)$$

В этом случае максимум V_x/V_y будет при $D=0$, а минимум при $D=90^\circ$. При $0 \leq D < 45^\circ$, $V_x/V_y > 1$, а при $45^\circ < D \leq 90^\circ$, $V_x/V_y < 1$.

Таким образом, анализируя связь между V_x/V_y и D , можно установить вид слоистости. При $D < 45^\circ$ в случае гравимагнитной и магнитной слоистости I вида отношение V_x/V_y должно быть меньше единицы, а при $D > 45^\circ$ — больше единицы. При магнитной слоистости II вида отношение V_x/V_y больше единицы, когда $0 \leq D < 45^\circ$, и меньше единицы — если $D > 45^\circ$.

Проверка теоретических предположений зависимости анизотропии скорости распространения упругих волн от направления древнего геомагнитного поля была проверена экспериментально, путем измерения V_x , V_y , V_z , j и D для различных песчано-глинистых пород¹, туфов, ба-

¹ Образцы вулканогенно-осадочных пород любезно предоставлены ст. и с. физического ф-та МГУ О. Л. Багиной, за что авторы выражают глубокую благодарность.

зальтов и порфиритов. Измерения скорости проводились на специально собранной установке, позволяющей измерение времени распространения волны с ошибкой 0,05 мс. Это обеспечивало измерение V на базе от 2,5 до 5 см с ошибкой не более 1%.

Направление древнего геомагнитного поля j и D определялось на основе палеомагнитных исследований. Проведен анализ данных на сетке Каврайского, дана оценка кучности K , определена стабильность первичной намагниченности, ее репрезентативность с древним полем и т. д. [2].

Для подтверждения наличия связи анизотропии скорости с палеомагнитной слоистостью, необходимо оценить среднее значение отношения скоростей по взаимно перпендикулярным направлениям разновозрастных пород одного литологического состава и сопоставить это значение со средней величиной j и D , полученной на основе статистики Фишера. Этим методом можно получить одно значение на кривой зависимости $V_x/V_y = f(D)$ по уравнению (16) или (21).

Однако аналогичные результаты можно получить и в большем диапазоне D , если каждый образец рассматривать как представителя условной коллекции «разновозрастных» пород, у которых азимут D также является условным и соответствует углу D' между истинным I_1'' и условным направлением X , взятым произвольно на горизонтальной плоскости. На рис. 2 приведены экспериментальные значения V_x/V_y в зависимости от D и j . Нами рассматривались эти зависимости как для каждой коллекции в отдельности, т. е. для пород одного возраста с произвольным выбором координатных осей относительно направления древнего геомагнитного поля $H_{др}$, так и совместно для различных коллекций с учетом среднего азимута и наклона, полученных на ос-

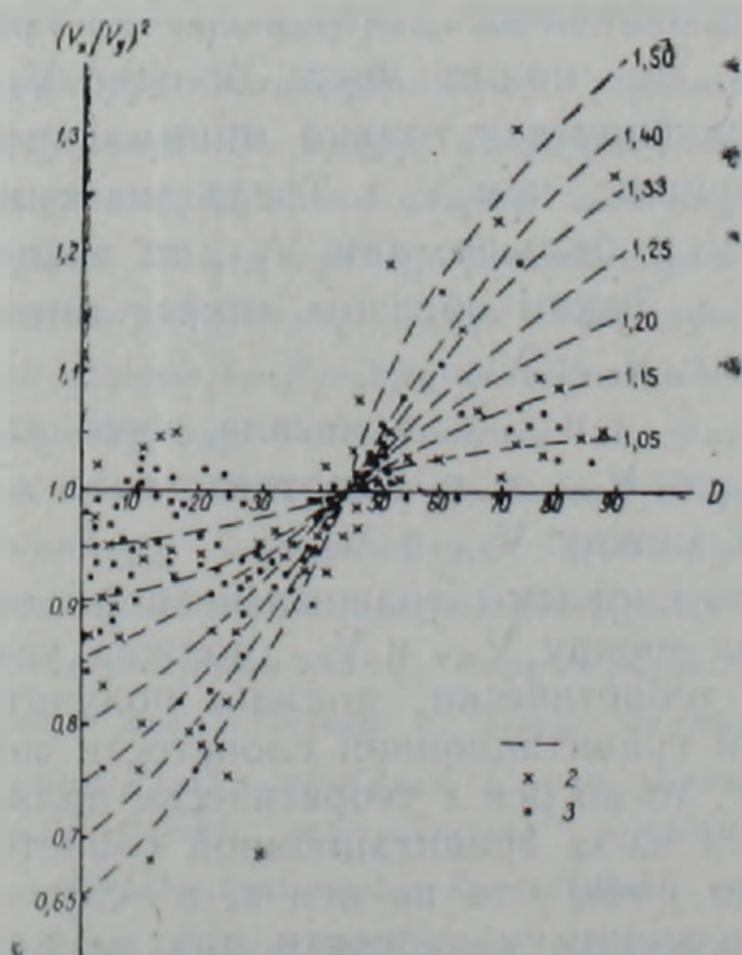


Рис. 2. Зависимость V_x/V_y от D . 1—теоретические кривые; экспериментальные данные; 2—туфы Армении; 3—вулканогенно-осадочные породы Курильских островов. Шифр кривых — анизотропия λ .

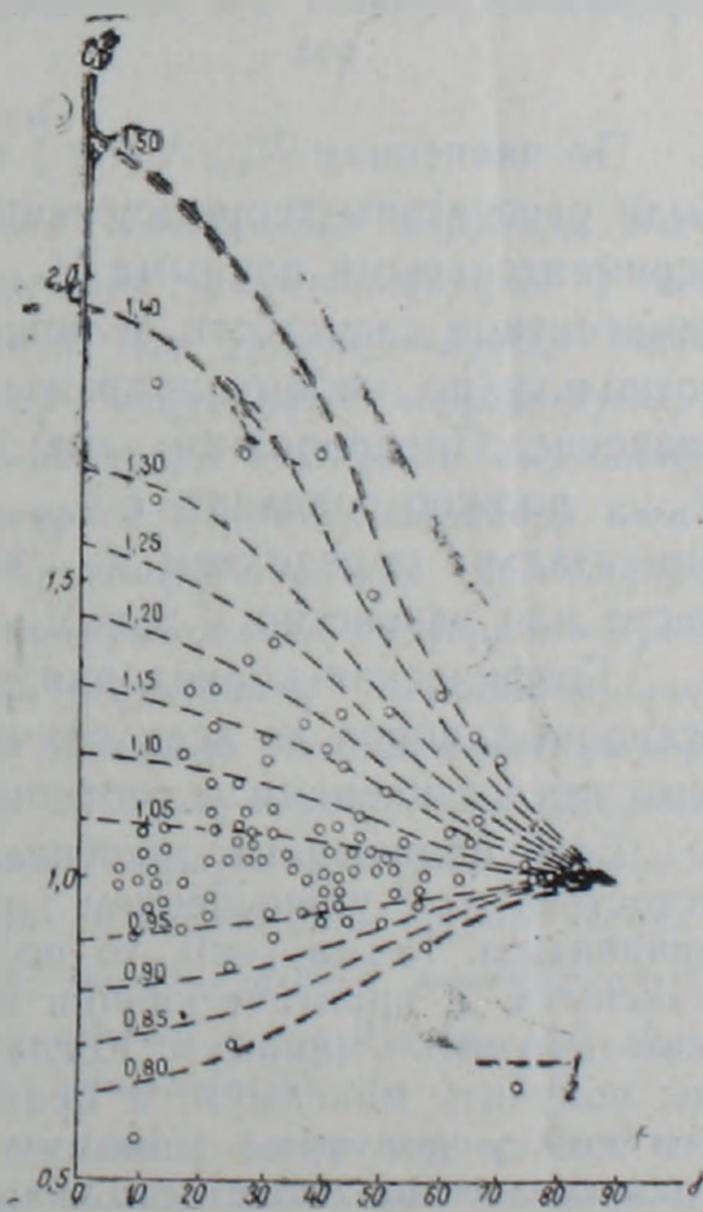


Рис. 3. Зависимость условного коэффициента анизотропии C_v от магнитного наклона j . 1—теоретические кривые; 2—экспериментальные данные.

нове статистики Фишера. Нетрудно заметить, что экспериментальные результаты согласуются с теоретическими расчетами, что является хорошим фактором, подтверждающим природу анизотропии скорости, т. е. наличие гравимагнитной слоистости в породах.

По данным рис. 2 на основе уравнений (13—15) были рассчитаны значения S_y и скоррелированы с величиной j (рис. 3). Как видно, здесь также экспериментальные данные качественно согласуются с теоретическими.

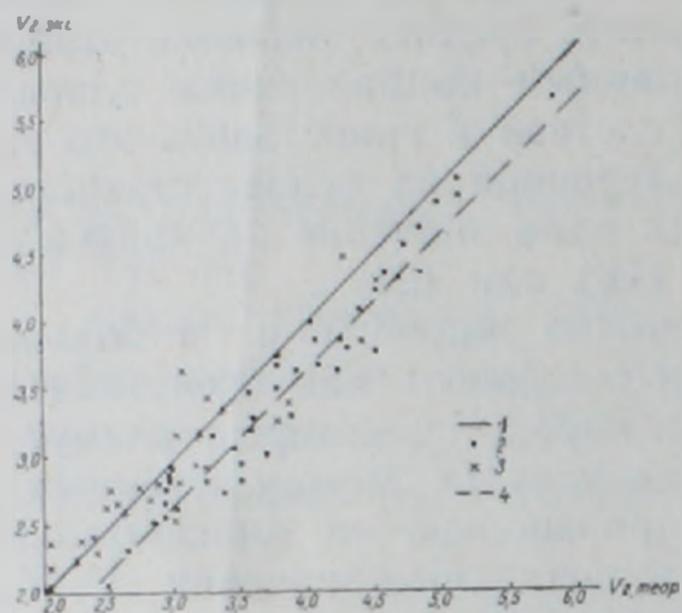


Рис. 4. Графическая корреляция между $V_{z,э}$ и $V_{z,т}$. 1—линия равных значений $V_{z,э}$ и $V_{z,т}$; 2—значения для осадочных пород; 3—значения для магматических пород; 4—осредненные значения для осадочных пород

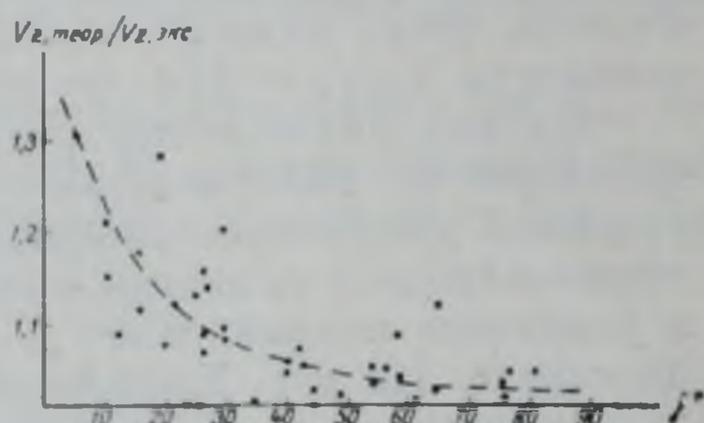


Рис. 5. Зависимость отношения $V_{z,т}/V_{z,э}$ от наклона намагниченности j для осадочных пород. 1—экспериментальные значения; 2—осредненная кривая.

По значениям V_{xy} , V_{\perp} и j в соответствии с уравнениями (3,5 и 8) были рассчитаны теоретические значения $V_{z,т}$ и сопоставлены с экспериментальными данными $V_{z,э}$. Уже отмечалось, что в случае гравимагнитной слоистости величина $V_{z,э}$ не может быть больше $V_{z,т}$, поскольку по любому направлению фиксируется только минимальное значение. Предположим, что $V_{z,гм}$ меньше, чем $V_{z,г}$. Тогда значение $V_{z,гм,т}$ должно совпадать с $V_{z,э}$. Если $V_{z,гм}$ больше, чем $V_{z,г}$, то экспериментально определяем $V_{z,г}$, а не $V_{z,гм}$. Таким образом, может иметь место или равенство $V_{z,г}$ и $V_{z,э}$ или же $V_{z,э} < V_{z,г}$.

Графическая корреляция между $V_{z,э}$ и $V_{z,т}$ показала, что для осадочных пород во всех случаях $V_{z,э} \leq V_{z,т}$, т. е. соответствует нашим представлениям о соотношениях между $V_{z,э}$ и $V_{z,т}$.

Если пониженные значения V_p обусловлены гравимагнитной слоистостью, то с уменьшением j разница между $V_{z,э}$ и $V_{z,т}$ должна увеличиваться. Когда $j=0$, то по оси z теоретически должны получить максимум, а практически при наличии гравитационной слоистости можем получить—минимум. Когда $j \rightarrow 30^\circ$, то по оси z теоретически должны получить максимум, а практически из-за гравитационной слоистости можем получить—минимум. Когда $j \rightarrow 90^\circ$, то по оси z , в случае гравимагнитной слоистости, направлен минимум скорости, так же как и для гравитационной слоистости. Тогда разница между V_{\perp} гравитационной слоистости и V_{\perp} гравимагнитной слоистости должна быть меньше, чем между максимумом гравимагнитной и максимумом гравитационной слоистости. Эта закономерность экспериментально подтверждается для вулканогенно-осадочных пород (рис. 5).

Как отмечалось, для магматических пород магнитная слоистость параллельна направлению древнего геомагнитного поля, т. е. направ-

ленно намагниченности, и в них отсутствует гравимагнитная слоистость. Следовательно, для магматических пород значение $V_{z,9}$ должно быть близко значению $V_{z,7}$, что также подтверждается экспериментально (рис. 4).

Таким образом, анализ зависимости скорости V_p осадочных пород от азимута древнего геомагнитного поля эпохи образования и корреляция направления намагниченности с направлением максимальной скорости магматических пород показали наличие связи между анизотропией скорости и направлением древнего геомагнитного поля. Дальнейшее детальное исследование этой связи позволит рекомендовать эффективный метод оценки палеомагнитных характеристик среды на основе сейсмоакустических методов, непосредственно в естественном залегании пород, поскольку структурные изменения во времени более маловероятны, чем изменения намагниченности и ее направления.

Наличие в породе палеомагнитной слоистости изменяет также наши представления о сейсмических скоростях в сейсморазведке. Учет палеомагнитной слоистости пород будет способствовать увеличению точности оценки глубины отражающих и преломляющих границ, литолого-стратиграфическому расчленению разреза.

Ереванский госуниверситет

Поступила 11.XII.1987.

Հ. Մ. ԱՎԶԱՆ, Լ. ԳԵՆՏՄԱՆ, Գ. Վ. ՄԱՐԿՈՍՅԱՆ

ԱՌԱՋԳԱԿԱՆ ԱԼԻՔՆԵՐԻ ԱՐԱԳՈՒԹՅԱՆ ԱՆՀԱՄԱՍԵՌՈՒԹՅՈՒՆՆ ԱՊԱՐՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում դիտարկված է ապարներում առաձգական ալիքների տարածման արագության անհամասեռությունը, որը պայմանավորված է ապարների հնամագնիսական շերտայնությամբ: Այդ շերտայնությունը կազմավորվում է Երկրի մագնիսական դաշտի ուղղորդված ազդեցությամբ, ջրային ավազանում ապար առաջացնող մասնիկների նստեցման ժամանակ, ինչպես նաև մագմայի բյուրեղացման ընթացքում ֆերոմագնետիկների մագնիսատրիկցիայով՝ պայմանավորված նրանց մագնիսացմամբ: Հետմագնիսական շերտայնությունից կախված անհամասեռության տեսական վերլուծության արդյունքները հաստատվում են փորձնական տվյալներով՝ ուսումնասիրելով անհամասեռության կախվածությունը Երկրի հնագույն մագնիսական դաշտի տարրերից՝ ազիմուտից և հակումից: Քանի որ նստվածքային ապարներում հնամագնիսական շերտայնությունը հանդես է գալիս գրավիմագնիսական շերտայնության ձևով, որը Երկրի հնագույն մագնիսական դաշտի ուղղությունն ուղղահայաց է, ապա հորիզոնական հարթությունում առավելագույն արագությունը դիտվում է ալիք շերտերի տարածման ուղղությամբ, իսկ շերտայնությունն ուղղահայաց՝ արագությունը նվազագույնն է:

Փորձնականապես հստակորեն արտահայտվում է կապը տվյալ հարթությունում փոխուղղահայաց ուղղություններով արագությունների հարաբերության և տվյալ հարթության հնագույն մագնիսական դաշտի պայմանական ազիմուտի ուղղության միջև:

THE ELASTIC WAVES VELOCITY ANISOTROPY IN THE ROCKS

A b s t r a c t

The elastic waves velocity anisotropy is considered caused by the rocks paleomagnetic stratification. This stratification is formed under the orientative influence of the geomagnetic field during the sedimentation of particles in the basins, during the magma crystallization and the ferromagnetics magnetostriction in the magnetization process. The anisotropy dependence on the paleomagnetic stratification theoretical analysis results are corroborated by experimental investigations of the velocity anisotropy relation to the ancient geomagnetic field elements, i. e. the azimuth and the inclination. Since the paleomagnetic stratification in sedimentary rocks is revealed as gravimagnetic layers, being perpendicular to the ancient geomagnetic field direction, the maximal velocity in a horizontal plane is fixed in a direction, which is parallel to those layers trend. The velocity is minimal in the perpendicular direction. The velocities ratio dependence, which are obtained from two mutually perpendicular directions on a given plane, on the conditional azimuth of the ancient geomagnetic field on the same plane, is clearly registered experimentally.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Авчян Г. М., Маркосян Г. Г. Прогноз направления разрушения пород.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, т. XL, № 1, с. 63—66.
2. Храмов А. Н., Шолто Л. Е. Палеомагнетизм. Принципы, методы и геологические приложения палеомагнетологии. Л.: Недра, 1967. с. 252.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле XLI, № 3, 46—55, 1988.

УДК 550.837

А. К. МАТЕВОСЯН

СПОСОБ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ МЕТОДАМИ СОПРОТИВЛЕНИЙ И ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

В статье предлагается методика построения диаграмм параметров кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости в зависимости от ориентировки возбуждаемого поля в пункте наблюдений. Рассмотрены параметры первичного и вторичного электрических полей для одного случая анизотропной среды при возбуждении поля многоэлектродной системой питающих заземлений. Предложен способ получения тензоров остаточного кажущегося сопротивления и остаточной кажущейся поляризуемости путем использования усредненных значений соответствующих параметров электрических полей. Даются основные интерпретируемые параметры при работах методами сопротивлений и вызванной поляризации, производится их сопоставление на примере анизотропной среды.

Рассмотрим особенности параметров кажущегося сопротивления (КС) и кажущейся поляризуемости (КП), полученных путем регистрации двух взаимно перпендикулярных составляющих электрических полей при различных направлениях возбуждаемого поля в пункте наблюдений. Для этого воспользуемся ортогональной системой координат

THE ELASTIC WAVES VELOCITY ANISOTROPY IN THE ROCKS

A b s t r a c t

The elastic waves velocity anisotropy is considered caused by the rocks paleomagnetic stratification. This stratification is formed under the orientative influence of the geomagnetic field during the sedimentation of particles in the basins, during the magma crystallization and the ferromagnetics magnetostriction in the magnetization process. The anisotropy dependence on the paleomagnetic stratification theoretical analysis results are corroborated by experimental investigations of the velocity anisotropy relation to the ancient geomagnetic field elements, i. e. the azimuth and the inclination. Since the paleomagnetic stratification in sedimentary rocks is revealed as gravimagnetic layers, being perpendicular to the ancient geomagnetic field direction, the maximal velocity in a horizontal plane is fixed in a direction, which is parallel to those layers trend. The velocity is minimal in the perpendicular direction. The velocities ratio dependence, which are obtained from two mutually perpendicular directions on a given plane, on the conditional azimuth of the ancient geomagnetic field on the same plane, is clearly registered experimentally.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Авчян Г. М., Маркосян Г. Г. Прогноз направления разрушения пород.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, т. XL, № 1, с. 63—66.
2. Храмов А. Н., Шолто Л. Е. Палеомагнетизм. Принципы, методы и геологические приложения палеомагнетологии. Л.: Недра, 1967. с. 252.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле XLI, № 3, 46—55, 1988.

УДК 550.837

А. К. МАТЕВОСЯН

СПОСОБ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ МЕТОДАМИ СОПРОТИВЛЕНИЙ И ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

В статье предлагается методика построения диаграмм параметров кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости в зависимости от ориентировки возбуждаемого поля в пункте наблюдений. Рассмотрены параметры первичного и вторичного электрических полей для одного случая анизотропной среды при возбуждении поля многоэлектродной системой питающих заземлений. Предложен способ получения тензоров остаточного кажущегося сопротивления и остаточной кажущейся поляризуемости путем использования усредненных значений соответствующих параметров электрических полей. Даются основные интерпретируемые параметры при работах методами сопротивлений и вызванной поляризации, производится их сопоставление на примере анизотропной среды.

Рассмотрим особенности параметров кажущегося сопротивления (КС) и кажущейся поляризуемости (КП), полученных путем регистрации двух взаимно перпендикулярных составляющих электрических полей при различных направлениях возбуждаемого поля в пункте наблюдений. Для этого воспользуемся ортогональной системой координат

нат ХОУ, совмещенной с дневной поверхностью, и разместим приемные линии (диполи) по направлениям осей x и y . Тогда, по выражениям, характеризующим первичное и вторичное электрические поля при проведении векторной съемки [3], определим параметры КС и КП при различных направлениях возбуждаемого поля [5] по формулам:

$$\begin{aligned}\rho &= E_0 \cos \alpha_1 / j = (E_{0x} j_x + E_{0y} j_y) / (j_x^2 + j_y^2), \\ \rho_v &= E_0 \sin \alpha_1 / j = (E_{0x} j_y - E_{0y} j_x) / (j_x^2 + j_y^2), \\ \eta_k &= E_{вп} \cos \alpha_2 / E_0 = (E_{впx} E_{0x} + E_{впy} E_{0y}) / (E_{0x}^2 + E_{0y}^2), \\ \eta_v &= E_{вп} \sin \alpha_2 / E_0 = (E_{впx} E_{0y} - E_{впy} E_{0x}) / (E_{0x}^2 + E_{0y}^2),\end{aligned}\quad (1)$$

Здесь ρ_k и ρ_v — параметры кажущегося сопротивления, характеризующие первичное поле и представляющие собой скалярное и векторное произведения векторов напряженности первичного поля (\vec{E}_0) и плотности тока (\vec{j}); η_k и η_v — параметры кажущейся поляризуемости, характеризующие вторичное поле и представляющие собой скалярное и векторное произведения векторов напряженностей вторичного поля (поля вызванной поляризации) $\vec{E}_{вп}$ и \vec{E}_0 ; α_1 — угол между векторами \vec{E}_0 и \vec{j}_0 ; α_2 — угол между $\vec{E}_{вп}$ и \vec{E}_0 ; индексами x и y обозначены x - и y -составляющие вышеуказанных векторов. В выражения (1) входят значения первичного поля вместо поляризуемого, используемого при векторной съемке [3]. Такое представление параметров, характеризующих геоэлектрическую среду, исключает влияние поляризуемости среды на параметры КС и удобнее при истолковании характера вторичного поля по параметрам КП.

Вычислим также величины полных значений КС и КП:

$$\bar{\rho} = E_0 / j = \sqrt{\rho_k^2 + \rho_v^2} \quad \text{и} \quad \bar{\eta} = E_{вп} / E_0 = \sqrt{\eta_k^2 + \eta_v^2}.\quad (2)$$

Поскольку в реальных условиях регистрируют разности потенциалов электрических полей с конечными размерами приемных линий, то в выражениях (1) величины, составляющие плотности тока и напряженностей, можно заменить соотношениями: $j = I / Kl$ и $E = \Delta U / l$. Здесь K — коэффициент установки; l — разнос приемной линии; ΔU — разность потенциалов между приемными электродами; соответствующие индексы опущены.

В каждом пункте наблюдений (в центре приемных линий) путем подбора величин токов впитывающих заземлений создается электрическое поле, ориентированное по различным азимутам, отличающимся друг от друга на 30° или 45° , в зависимости от требуемой детальности исследований [4,5]. По выражениям (1) и (2) определяются параметры КС и КП для каждого направления возбуждаемого поля и строятся диаграммы параметров кажущегося сопротивления в зависимости от направления \vec{j} в пункте наблюдений и кажущейся поляризуемости — от направления \vec{E}_0 . Поскольку параметры $\rho_k, \rho_v, \eta_k, \eta_v$ могут принимать как положительные, так и отрицательные значения, то для наглядного их отображения шкала значений соответствующих параметров выбирается таким образом, чтобы диаграмма не пересекалась. Иными словами, шкала диаграммы начинается со значений меньших минимальной величины соответствующего параметра, полученного при различных направлениях возбуждаемого поля. По диаграммам КС и КП определяются те направления возбуждаемого поля, при которых наблюдаются их экстремальные значения. В ряде случаев на результаты измерений вторичного поля значительно сказывается неоднород-

ность геоэлектрической среды по удельному электрическому сопротивлению, ввиду чего получаемые диаграммы КП не удается наблюдать с одинаковой детальностью. Тогда выполняются дополнительные измерения с соответствующими величинами токов, дополняющие этот пробел, а при необходимости и при ориентировках возбуждаемого поля, соответствующих экстремальным значениям исследуемых параметров.

Из выражений (1) и (2) следует: а) в случае отсутствия дифференциации исследуемой среды по удельному электрическому сопротивлению при любом направлении вектора плотности тока значения параметров ρ_{α} и $\bar{\rho}$ равны удельному электрическому сопротивлению среды, а величина ρ_{τ} равна нулю (диаграммы параметров КС в произвольном пункте наблюдений имеют форму окружностей); б) в случае отсутствия дифференциации исследуемой среды по поляризуемости, независимо от характера изменения среды по удельному электрическому сопротивлению, параметры τ_{α} и $\bar{\tau}$ равны между собой и соответствуют поляризуемости среды, а величина τ_{τ} равна нулю (диаграммы параметров КП в произвольной точке на поверхности исследуемой среды имеют форму окружностей, т. е. не зависят от направления первичного поля).

Рассмотрим конкретный пример реализации работ многоэлектродной установкой с вращающимся электрическим полем в пункте наблюдений при изучении однородной анизотропной среды со следующими параметрами: $\rho_n = 12\rho$, $\rho_{\tau} = \rho$, $\tau_n = 0,04$, $\tau_{\tau} = 0,28$, $\beta = 45^\circ$, $\alpha = 90^\circ$. Здесь ρ_{τ} и ρ_n — значения удельного электрического сопротивления вдоль и поперек плоскости анизотропии, τ_{τ} и τ_n — значения поляризуемости при тех же направлениях, β — угол между простиранием плоскости анизотропии и осью y ; α — угол падения плоскости анизотропии. Приемные линии с общим центром, совпадающим с началом координат, ориентированы по осям x и y , и допускается, что их размеры значительно меньше разносов питающих заземлений. Координаты питающих электродов $A(-6, -5)$, $B(-3, 7)$, $C(7, -3)$ даны в условных единицах (рис. 1). В ряде случаев проводились вычисления с использованием питающего электрода W , отнесенного на бесконечность. Вычисления выполнялись с использованием выражения потенциала точечного источника тока в анизотропной среде [2]. Определялись x - и y -составляющие векторов \vec{j} , \vec{E}_0 , $\vec{E}_{\text{вн}}$ в пункте наблюдений при различных вариантах подключения питающих электродов к источнику тока с целью получения возбуждаемого поля требуемого направления и вычислялись параметры КС и КП.

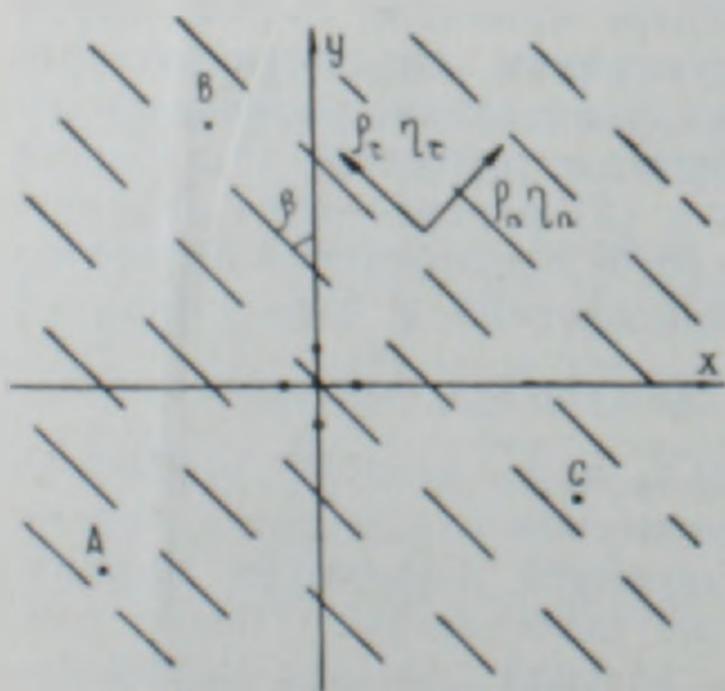


Рис. 1. Схема расположения питающих электродов A , B , C , и выбранная система координат, совмещенная с направлениями ориентировки приемных линий.

В таблице 1 даны значения параметров, характеризующих геоэлектрическую среду при проведении векторной съемки простыми (состоящими из двух питающих электродов) установками, вычисленные по формулам (1) и (2). В таблице 2 представлены значения соотношений токов в питающих заземлениях для получения в пункте наблюдений необходимого направления (β — при изучении первичного поля, β_0 — вторичного поля) векторов \vec{j} (i_A, i_B, i_C) и \vec{E}_0 (i_A^*, i_B^*, i_C^*) [5] путем подключения известным способом [1] трех питающих элек-

тродов к источнику тока. Из таблицы следует, что для изучения вторичного поля с одинаковой детальностью, т. е. с целью проведения измерений в пункте наблюдений при различных направлениях поля, изменяющихся на определенную величину (в данном случае через 15°), требуется не только значительно изменять величины соотношений токов в питающих заземлениях, но и в ряде случаев менять и подсоединения электродов к источнику тока. Здесь следует отметить, что при использовании только трех питающих электродов представленные способы подключения питающих электродов к источнику тока с данными величинами соотношений токов являются единственно возможными вариантами для получения заданного направления возбуждаемого электрического поля в пункте наблюдений.

Таблица 1
Параметры КС и КП при возбуждении поля различными простыми установками

Установка измерений	\bar{r}_A	\bar{r}_B	\bar{r}_C	\bar{r}_A	\bar{r}_B	\bar{r}_C
AB	2.873	-1.230	3.125	0.2315	0.0564	0.2383
AC	2.596	1.381	2.940	0.2313	-0.0577	0.2384
BC	0.867	0	0.867	0.5747	0	0.5747
AW	1.004	0.084	1.007	0.3884	-0.0035	0.3885
BW	-2.183	3.230	3.949	0.1974	0.0786	0.2124
CW	2.183	3.290	3.949	0.1974	-0.0786	0.2124

Таблица 2
Величины соотношений токов в питающих заземлениях при возбуждении поля многоэлектродной установкой

θ, θ_0	I_A	I_B	I_C	I_A	I_B	I_C
90°	0.7986	-1	0.2024	0.2858	-1	0.7142
75°	1	-0.9562	-0.0438	0.4477	-1	0.5523
60°	1	-0.7366	-0.2634	0.7652	-1	0.2348
45°	1	-0.5464	-0.4536	1	-0.5045	-0.4955
30°	1	-0.3561	-0.6439	0.7705	0.2.95	-1
15°	1	-0.1365	-0.8635	0.4496	0.5504	-1
0°	0.8594	0.1406	-1	0.2865	0.7135	-1
-15°	0.5941	0.4059	-1	0.1760	0.8240	-1
-30°	0.3223	0.6777	-1	0.0857	0.9143	-1
-45°	0	1	-1	0	1	-1
-60°	-0.3129	1	-0.6871	-0.0856	1	-0.9144
-75°	-0.5631	1	-0.4369	-0.1757	1	-0.8243

С использованием величин соотношений токов (табл. 2) вычислены диаграммы КС и КП (рис. 2, а) для случая многоэлектродной установки ABC. Эти диаграммы отчетливо отображают изменения параметров \bar{r} и η в зависимости от направления возбуждаемого электрического поля в наблюдаемом пункте. На рис. 2, б, в, г изображены диаграммы \bar{r} и η , полученные многоэлектродной установкой с тремя питающими электродами, один из которых (W) отнесен на бесконечность. На рис. 2, д, е, ж приведены диаграммы \bar{r} и η , полученные многоэлектродной установкой, состоящей из двух автономных питающих линий. Диаграммы КС и КП характеризуются двумя взаимно перпендикулярными экстремальными значениями соответствующих параметров и определенной направленностью относительно системы координат. Значения основных интерпретируемых параметров представлены в табл. 3.

Из вышеприведенного материала очевидно, что диаграммы КС и КП, характеризующие первичное и вторичное поля в пункте наблюдений, определяются не только электрическими свойствами среды в его окрестностях, но и местонахождением питающих электродов (геоэлек-

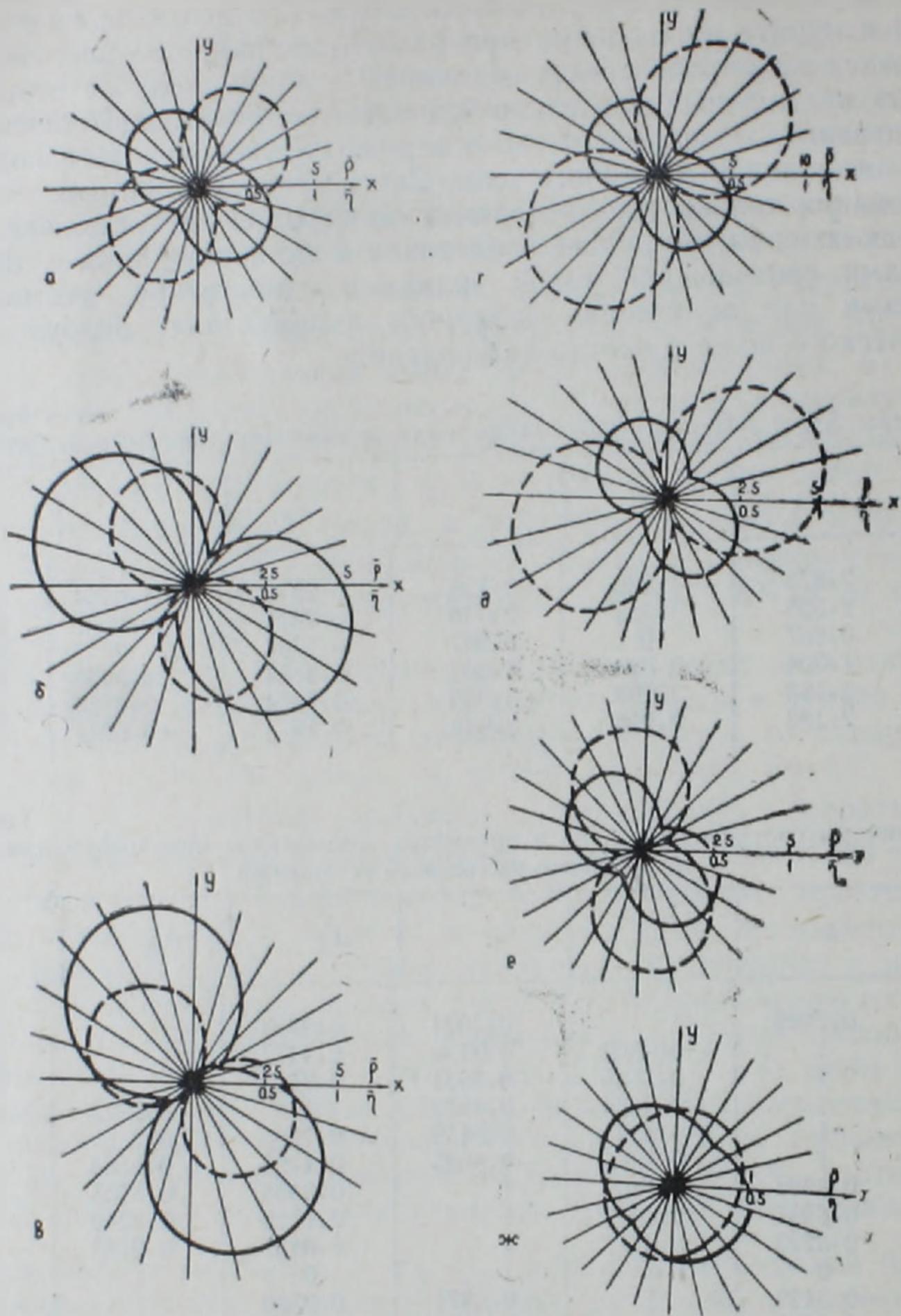


Рис. 2. Диаграммы параметров $\bar{\rho}$ (пунктирная линия) и $\bar{\eta}$ (сплошная) при возбуждении электрического поля различными установками (значения $\bar{\rho}$ даны в единицах ρ):

a—*ABC*, *б*—*ABW*, *в*—*ACW*, *г*—*BCW*, *д*—*AB—CW*, *е*—*AC—BW*, *ж*—*BC—AW*

трической средой в целом). Поэтому, на этапе обработки результатов измерений в каждом пункте наблюдений необходимо разработать такие способы интерпретации, которые позволили бы исключить, или по крайней мере уменьшить, влияние местонахождения питающих электродов на окончательный результат. С целью решения данного вопроса предлагается способ интерпретации, заключающийся в определении усредненных значений параметров первичных и вторичных электрических полей (\bar{A} и \bar{B}) для каждого исследуемого пункта наблюдений при различных направлениях возбуждаемого электрического поля и получении параметров остаточного кажущегося сопротивления (ОКС) и остаточной кажущейся поляризуемости (ОКП). Вычисления усредненных значений x - и y -составляющих соответствующих параметров производятся по формулам:

Таблица 3

Параметры КС, КП при возбуждении поля различными многоэлектродными установками

Установка измерений	$\frac{\rho_{max}}{\rho_{min}}$	φ_{max}	$\frac{\rho_{max}}{\rho_{min}}$	$\sqrt{\rho_{max} \cdot \rho_{min}}$	$\frac{\tau_{max}}{\tau_{min}}$	φ_{max}	$\frac{\tau_{max}}{\tau_{min}}$	$\sqrt{\tau_{max} \cdot \tau_{min}}$
ABC	0,659 0,867	45,20°	4,220	1,781	0,5747 0,2222	-44,95°	2,586	0,3573
ABW	3,951 0,222	-64,62°	17,799	0,937	1,1722 0,1883	-28,36°	6,224	0,4699
ACW	4,051 0,217	-36,12°	18,706	0,937	1,2284 0,1838	-61,80°	6,682	0,4752
BCW	10,408 0,867	45,00°	12,000	3,005	0,5747 0,1810	-45,00°	3,175	0,3225
AB-CW	5,482 0,827	21,36°	6,627	2,129	0,5855 0,1998	-49,24°	2,929	0,3421
AC-BW	4,021 0,825	-77,96°	4,875	1,821	0,5875 0,1997	-40,78°	2,942	0,3425
BC-AW	1,020 0,860	57,07°	1,187	0,937	0,5747 0,3884	-44,62°	1,180	0,4724

$$\tilde{A}_x = \sum_{i=1}^k A_{xi}/n, \quad \tilde{A}_y = \sum_{i=1}^n A_{yi}/n \text{ — для метода сопротивлений и} \quad (3)$$

$$\tilde{B}_x = \sum_{i=1}^n B_{xi}/n, \quad \tilde{B}_y = \sum_{i=1}^n B_{yi}/n \text{ — для метода ВП,}$$

где n — количество пунктов наблюдений, по которым производятся усреднения. Затем с использованием результатов измерений, выполненных при двух соответствующих направлениях возбуждаемого электрического поля, можно получить тензоры ОКС Р и ОКП Н. Для этого составим систему линейных уравнений, характеризующих первичное поле:

$$A_{x1} = P_{xx}\tilde{A}_{x1} + P_{xy}\tilde{A}_{y1},$$

$$A_{y1} = P_{yx}\tilde{A}_{x1} + P_{yy}\tilde{A}_{y1},$$

$$A_{x2} = P_{xx}\tilde{A}_{x2} + P_{xy}\tilde{A}_{y2},$$

$$A_{y2} = P_{yx}\tilde{A}_{x2} + P_{yy}\tilde{A}_{y2},$$

где в левой части уравнений представлены значения A , непосредственно измеренные (определенные) в исследуемом пункте. В этих выражениях индексами 1 и 2 обозначены соответствующие параметры при первом и втором направлениях возбуждаемого электрического поля. Решив эту систему уравнений, получим компоненты тензора ОКС:

$$P_{xx} = (A_{x1}\bar{A}_{y2} - A_{x2}\bar{A}_{y1}) / (\bar{A}_{x1}\bar{A}_{y2} - \bar{A}_{x2}\bar{A}_{y1}),$$

$$P_{xy} = (A_{x2}\bar{A}_{x1} - A_{x1}\bar{A}_{x2}) / (\bar{A}_{x1}\bar{A}_{y2} - \bar{A}_{x2}\bar{A}_{y1}), \quad (4)$$

$$P_{yx} = (A_{y1}\bar{A}_{y2} - A_{y2}\bar{A}_{y1}) / (\bar{A}_{x1}\bar{A}_{y2} - \bar{A}_{x2}\bar{A}_{y1}),$$

$$P_{yy} = (A_{y2}\bar{A}_{x1} - A_{y1}\bar{A}_{x2}) / (\bar{A}_{x1}\bar{A}_{y2} - \bar{A}_{x2}\bar{A}_{y1}),$$

где P_{xx} , P_{xy} , P_{yx} , P_{yy} — компоненты тензора Р, безразмерные величины. По нижеприведенным формулам определяются главные (максимальное и минимальное) значения тензора Р:

$$P_{ex} = |\sqrt{(P_{xx} - P_{yy})^2 + (P_{xy} + P_{yx})^2} \pm \sqrt{(P_{xx} + P_{yy})^2 + (P_{xy} - P_{yx})^2}|/2 \quad (5)$$

и направления главных значений

$$\Phi_{ex} = \frac{1}{2} \left(\operatorname{arctg} \frac{P_{xy} + P_{yx}}{P_{xx} - P_{yy}} + \operatorname{arctg} \frac{P_{xy} - P_{yx}}{P_{xx} + P_{yy}} + \pi k \right), \quad (6)$$

где $k=0, 1$.

Аналогичным образом нормируется поле ВП в каждом пункте наблюдений. Компоненты тензора ОКП H определяются по выражениям

$$\begin{aligned} H_{xx} &= (B_{x1}\bar{B}_{y2} - B_{x2}\bar{B}_{y1}) / (\bar{B}_{x1}\bar{B}_{y2} - \bar{B}_{x2}\bar{B}_{y1}), \\ H_{xy} &= (B_{x2}\bar{B}_{x1} - B_{x1}\bar{B}_{x2}) / (\bar{B}_{x1}\bar{B}_{y2} - \bar{B}_{x2}\bar{B}_{y1}), \\ H_{yx} &= (B_{y1}\bar{B}_{y2} - B_{y2}\bar{B}_{y1}) / (\bar{B}_{x1}\bar{B}_{y2} - \bar{B}_{x2}\bar{B}_{y1}), \\ H_{yy} &= (B_{y2}\bar{B}_{x1} - B_{y1}\bar{B}_{x2}) / (\bar{B}_{x1}\bar{B}_{y2} - \bar{B}_{x2}\bar{B}_{y1}). \end{aligned} \quad (7)$$

Главные значения тензора H равны

$$H_{ex} = |\sqrt{(H_{xx} - H_{yy})^2 + (H_{xy} + H_{yx})^2} \pm \sqrt{(H_{xx} + H_{yy})^2 + (H_{xy} - H_{yx})^2}|/2, \quad (8)$$

а их направления определяются по формуле

$$\Phi_{ex}^* = \frac{1}{2} \left(\operatorname{arctg} \frac{H_{xy} + H_{yx}}{H_{xx} - H_{yy}} + 2 \operatorname{arctg} \frac{H_{xy} - H_{yx}}{H_{xx} + H_{yy}} + \pi k \right). \quad (9)$$

При интерпретации результатов наблюдений по изучению первичного и вторичного полей могут быть использованы как параметры

P_{max} , P_{min} , Φ_{max} и H_{max} , H_{min} , Φ_{max}^* , так и

P_{max}/P_{min} , $\sqrt{P_{max} \cdot P_{min}}$ и H_{max}/H_{min} , $\sqrt{H_{max} \cdot H_{min}}$.

характеризующие распределения удельного электрического сопротивления и поляризуемости в области данного пункта наблюдений.

Таблица 4
Параметры ОКС, ОКП при возбуждении поля различными многоэлектродными установками

Установка измерений	ρ_{\min}^{max}	Φ_{max}	$\frac{P_{max}}{P_{min}}$	$\sqrt{P_{max} \cdot P_{min}}$	H_{\min}^{max}	Φ_{max}^*	$\frac{H_{max}}{H_{min}}$	$\sqrt{H_{max} \cdot H_{min}}$
ABC	0,979 0,879	45,00°	1,114	0,928	1,055 0,957	45,00°	1,103	1,005
ABW	0,951 0,908	54,00°	1,048	0,929	1,052 0,892	88,04°	1,179	0,969
ACW	0,977 0,876	40,07°	1,116	0,925	1,053 0,886	0,74°	1,187	0,966
BCW	0,980 0,879	45,00°	1,115	0,928	1,101 0,957	45,00°	1,151	1,026
AB-CW	0,980 0,879	44,47°	1,115	0,928	1,076 0,954	55,51°	1,127	1,013
AC-BW	0,980 0,879	45,49°	1,115	0,928	1,076 0,954	54,37°	1,128	1,013
BC-AW	0,977 0,879	44,84°	1,111	0,926	0,978 0,957	44,98°	1,022	0,967

В таблице 4 приведены результаты вычислений ОКС и ОКП для рассмотренной анизотропной среды. При расчетах усреднения параметров электрических полей выполнялись по смежным четырем пунктам, с координатами $(-1, 0)$, $(1, 0)$, $(0, 1)$, $(0, -1)$. Анализируя результаты расчетов, можно заметить, что параметры ОКС и ОКП (табл. 4) менее подвержены изменениям, связанным с выбором системы возбуждения поля, чем параметры КС и КП (табл. 3). Об этом свидетельствует относительно малое расхождение значений параметров ОКС и ОКП по сравнению с соответствующими параметрами КС и КП при использовании различных установок измерений. Поскольку значения параметров ОКС и ОКП близки к единице, то по ним можно судить о том, что в исследуемом пункте наблюдений отсутствует дифференциация среды по удельному электрическому сопротивлению и поляризуемости относительно смежных пунктов.

Таким образом, трансформация электрических аномалий с различными частотными характеристиками (аналогично трансформациям гравитационных и магнитных аномалий) и построение карт остаточных параметров позволят повысить достоверность в основном качественной интерпретации результатов электроразведочных исследований. Для установления количественных соотношений между элементами залегающих возмущающих объектов и полями остаточных электрических аномалий необходимо разработать специальные способы последующей обработки результатов измерений.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
Академии наук АрмССР

Поступила 14.IV.1987.

Ա. Կ. ՄԱԹԵՎՈՍՅԱՆ

ԴԻՄԱԴՐՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ՀԱՐՈՒՑՎԱԾ ԲԵՎԵՌԱՑՄԱՆ ՄԵԹՈԴՆԵՐՈՎ ՉԱՓՄԱՆ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԻ ՄԵԿՆԱԲԱՆՄԱՆ ՄԻ ԵՂԱՆԱԿ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում առաջարկվում է կառուցել թվացող դիմադրության և թվացող բևեռացման դիագրամներ՝ կախված դիտման կետում գրգռիչ դաշտի ուղղությունից: Դիագրամները կառուցելու համար դիտարկման յուրքանչյուր կետում, սնուցող հողակցումներում հոսանքների մեծությունների ընտրությամբ, ստեղծվում է էլեկտրական դաշտ, որն ուղղված է տարբեր ազիմուտներով՝ ուսումնասիրման մանրակրկիտությունից կախված: Որոշվում են թվացող դիմադրության և թվացող բևեռացման սարամետրերը գրգռող դաշտի ամեն մի ուղղության դեպքում: Թվացող դիմադրության սարամետրերի դիագրամները կառուցում են կախված հոսանքի խտության վեկտորի ուղղությունից դիտման կետում, իսկ թվացող բևեռացմանը՝ առաջնային դաշտի վեկտորի ուղղությունից: Քանի որ այս սարամետրերը կարող են ընդունել ինչպես դրական, այնպես էլ բացասական արժեքներ, ապա նրանց ավելի դիտարկման տեսք տալու համար համապատասխան սարամետրերի արժեքների սանդղակն ընտրվում է այնպես, որ դիագրամը չհատվի:

Թվացող դիմադրության և թվացող բևեռացման սարամետրերի դիագրամներով որոշվում են գրգռող դաշտի այն ուղղությունները, որոնց դեպքում նրանք ընդունում են իրենց էքստրեմալ արժեքները: Վերահիշյալ սարամետրերի ուսումնասիրությունից կարելի է հետևություններ անել.

ա) դիտարկվող միջավայրի տեսակարար էլեկտրական դիմադրությամբ

տարրերակվածության բացակայության դեպքում, անկախ հոսանքի խտության վեկտորի ուղղությունից, ρ_k և ρ պարամետրերի արժեքները համապատասխանում են միջավայրի տեսակարար դիմադրությանը, իսկ ρ_v հավասար է զրոյի:

բ) դիտարկվող միջավայրի բևեռացմամբ տարրերակվածության բացակայության դեպքում, անկախ միջավայրի փոփոխությանն ըստ տեսակարար դիմադրության, γ_k և γ պարամետրերի համապատասխանում են միջավայրի բևեռացմանը, իսկ γ_v հավասար է զրոյի:

Հողվածում քննարկված են բազմէլեկտրոդ համակարգի առաջնային և երկրորդային էլեկտրական դաշտերի պարամետրերը անիզոտրոպ միջավայրի մի դեպքի համար: Ներկայացված թվացող դիմադրության և թվացող բևեռացման դիագրամների միջոցով, որոնք բնութագրում են դիտարկման կետում առաջնային և երկրորդային դաշտերը, որոշվում են ոչ միայն միջավայրի էլեկտրական հատկությունները այդ կետի, այլ նաև սնուցող հողակցումների տեղակայման շրջակայքում: Հետևաբար, անհրաժեշտ է դառնում մշակել այնպիսի մեկնաբանման եղանակներ, որոնք թույլ կտային վերացնելու, կամ թեկուզ փոքրացնելու հողակցումների ազդեցությունը վերջնական արդյունքի վրա: Այս հարցը լուծելու համար առաջարկվում է մշակման և մեկնաբանման մի եղանակ, որը կայանում է առաջնային և երկրորդային էլեկտրական դաշտերի միջինացված պարամետրերի որոշման միջոցով ստանալու մնացորդային թվացող դիմադրության և մնացորդային թվացող բևեռացման պարամետրեր՝ համապատասխան թենզորներ, նրանց հիմնական արժեքները և ուղղությունները:

Ներկայացված են հիմնական մեկնաբանվող պարամետրերը դիմադրության և հարուցված բևեռացման մեթոդներով աշխատելիս և տրված է նրանց համեմատությունը անիզոտրոպ միջավայրի օրինակով:

A. K. MATEVOSIAN

AN INTERPRETATION MODE OF MEASUREMENT RESULTS BY METHODS OF RESISTANCES AND INDUCED POLARIZATION

A b s t r a c t

Methods of the apparent resistance and the apparent polarizability in dependence of the stimulated field orientation in the observation point plotting diagrams are suggested in this paper. The primary and secondary electrical fields parameters are considered for an anisotropic medium case during stimulating a field by the feeding groundings multielectrode system. The both residual apparent resistance and polarizability tensors obtaining methods are suggested by means of averaging the values of electrical fields corresponding parameters. The main interpreted parameters are brought during application the methods of resistances and induced polarization, these parameters are compared the anisotropic medium being an example.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Блох И. М. Электропрофилрование методом сопротивлений. М.: Недра, 1971. 216 с.
2. Бурциан В. Р. Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. Л.: Недра, 1972. 368 с.

3. Комаров В. А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л.: Недра, 1980. 391 с.
4. Матевосян А. К. Способ геоэлектроразведки. Авторское свидетельство СССР № 1249607, 1986. Бюллетень изобретений № 29.
5. Матевосян А. К. Вращение направления возбуждаемого электрического поля многоэлектродной установкой.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, т. 41, № 2, с. 56—63.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, № 3, 55—57, 1988.

УДК: 556.555.8 (479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

П. М. КАПЛАНЯН

К ПРОБЛЕМЕ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОД ОЗЕРА СЕВАН

Наблюдаемая в последние годы евтрофия озера Севан справедливо связывается с целым рядом процессов, протекающих как в самом озере, так и в бассейне в целом. При этом основными факторами, приводящими к увеличению ряда биогенных элементов и в первую очередь соединений азота (в основном нитратов), принято считать понижение уровня воды в озере и процессы антропогенного (равно как техногенного, так и сельскохозяйственного) загрязнения ряда водотоков, впадающих в озеро.

В данном сообщении автор, не опровергая этих точек зрения, все же основную причину существующего положения склонен видеть в региональном изменении всей системы процессов гипергенеза, протекающих сегодня в бассейне озера.

В связи с этим обратимся к природной биоклиматической обстановке, господствовавшей в пределах всего бассейна еще 50 лет назад и существующей ныне вне осушенной береговой зоны.

Для ландшафтов бассейна озера Севан характерен сухой континентальный климат с прохладным летом и морозной зимой. Максимум дождей выпадает весной и в начале лета, вторая половина лета—засушливая. Растительность—злаковая и разнотравная, характерная для умеренно-влажных степей. Преобладающими почвами являются горные черноземы. Мощность их достигает 50—60 см. Количество катионов превосходит количество анионов органических кислот. Поэтому возникающие кислые гумусовые вещества полностью нейтрализуются кальцием и магнием, что обеспечивает неподвижность гумуса и определяет слабощелочную и нейтральную среду. Избыток кальция поступает в нижние горизонты почв и осаждается в виде углекислого кальция, образуя известковый горизонт (последний образуется и на бескарбонатных породах). Поступающие сюда элементы и соединения задерживаются преимущественно в этом горизонте. Вымыванию подвержены лишь хлориды и сульфаты натрия и калия.

В этих условиях металлы, представленные в растворе в анионной форме, могут мигрировать в комплексе с натрием и калием. Катионы же металлов мигрируют преимущественно с хлором и сульфатами. Нейтральная и слабощелочная реакция раствора, слабое промывание почв обуславливают накопление в почвах целого ряда металлов. Кора выветривания верхнеплищев-четвертичных вулканических пород представлена обычно обызвесткованным суглинком с щебнем, которая названа Б. Б. Полюновым, проводившим здесь исследования в составе экспедиции Ф. И. Левинсона-Лессинга в 1931—32 гг., обломочной-обызвесткованной. Типоморфным элементом почв и коры выветривания, естественно, является углекислый кальций.

Описанная природная обстановка не способствует широкому сносу материала (особенно органических кислот) в акваторию озера, хотя геолого-гидрогеологические условия береговой зоны (трещиноватые андезит-базальты, со слабым наклоном, обращенным к озеру) весьма благоприятны для подобного механизма. В результате ионная составляющая процессов гипергенеза, поступающая в акваторию озера, была небольшой и сбалансированной с составом ионного материала самого озера.

В связи с отмеченными неблагоприятными для земледелия условиями основным занятием местного населения являлось животноводство и рыболовство. Земледелие же носило спорадический характер и ограничивалось культивацией небольших участков на склонах.

Какова же геохимическая обстановка, господствующая в прибрежной зоне бассейна спустя 50 лет после упомянутых работ Б. Б. Полюнова?

После понижения уровня озера на 18 м высвободилась полоса прибрежной зоны, достигающая местами (из-за пологости рельефа) ширины 4—5 км, которая впоследствии стала культивироваться под сельскохозяйственные угодья. Для повышения продуктивности вновь образованного на донных отложениях почвенного слоя стала при-

3. Комаров В. А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л.: Недра, 1980. 391 с.
4. Матевосян А. К. Способ геоэлектроразведки. Авторское свидетельство СССР № 1249607, 1986. Бюллетень изобретений № 29.
5. Матевосян А. К. Вращение направления возбуждаемого электрического поля многоэлектродной установкой.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, т. 41, № 2, с. 56—63.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, ХLI, № 3, 55—57, 1988.

УДК: 556.555.8 (479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

П. М. КАПЛАНЯН

К ПРОБЛЕМЕ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОД ОЗЕРА СЕВАН

Наблюдаемая в последние годы евтрофия озера Севан справедливо связывается с целым рядом процессов, протекающих как в самом озере, так и в бассейне в целом. При этом основными факторами, приводящими к увеличению ряда биогенных элементов и в первую очередь соединений азота (в основном нитратов), принято считать понижение уровня воды в озере и процессы антропогенного (равно как техногенного, так и сельскохозяйственного) загрязнения ряда водотоков, впадающих в озеро.

В данном сообщении автор, не опровергая этих точек зрения, все же основную причину существующего положения склонен видеть в региональном изменении всей системы процессов гипергенеза, протекающих сегодня в бассейне озера.

В связи с этим обратимся к природной биоклиматической обстановке, господствовавшей в пределах всего бассейна еще 50 лет назад и существующей ныне вне осушенной береговой зоны.

Для ландшафтов бассейна озера Севан характерен сухой континентальный климат с прохладным летом и морозной зимой. Максимум дождей выпадает весной и в начале лета, вторая половина лета—засушливая. Растительность—злаковая и разнотравная, характерная для умеренно-влажных степей. Преобладающими почвами являются горные черноземы. Мощность их достигает 50—60 см. Количество катионов превосходит количество анионов органических кислот. Поэтому возникающие кислые гумусовые вещества полностью нейтрализуются кальцием и магнием, что обеспечивает неподвижность гумуса и определяет слабощелочную и нейтральную среду. Избыток кальция поступает в нижние горизонты почв и осаждается в виде углекислого кальция, образуя известковый горизонт (последний образуется и на бескарбонатных породах). Поступающие сюда элементы и соединения задерживаются преимущественно в этом горизонте. Вымыванию подвержены лишь хлориды и сульфаты натрия и калия.

В этих условиях металлы, представленные в растворе в анионной форме, могут мигрировать в комплексе с натрием и калием. Катионы же металлов мигрируют преимущественно с хлором и сульфатами. Нейтральная и слабощелочная реакция раствора, слабое промывание почв обуславливают накопление в почвах целого ряда металлов. Кора выветривания верхнеплищев-четвертичных вулканических пород представлена обычно обызвесткованным суглинком с щебнем, которая названа Б. Б. Полюновым, проводившим здесь исследования в составе экспедиции Ф. И. Левинсона-Лессинга в 1931—32 гг., обломочной-обызвесткованной. Типоморфным элементом почв и коры выветривания, естественно, является углекислый кальций.

Описанная природная обстановка не способствует широкому сносу материала (особенно органических кислот) в акваторию озера, хотя геолого-гидрогеологические условия береговой зоны (трещиноватые андезит-базальты, со слабым наклоном, обращенным к озеру) весьма благоприятны для подобного механизма. В результате ионная составляющая процессов гипергенеза, поступающая в акваторию озера, была небольшой и сбалансированной с составом ионного материала самого озера.

В связи с отмеченными неблагоприятными для земледелия условиями основным занятием местного населения являлось животноводство и рыболовство. Земледелие же носило спорадический характер и ограничивалось культивацией небольших участков на склонах.

Какова же геохимическая обстановка, господствующая в прибрежной зоне бассейна спустя 50 лет после упомянутых работ Б. Б. Полюнова?

После понижения уровня озера на 18 м высвободилась полоса прибрежной зоны, достигающая местами (из-за пологости рельефа) ширины 4—5 км, которая впоследствии стала культивироваться под сельскохозяйственные угодья. Для повышения продуктивности вновь образованного на донных отложениях почвенного слоя стала при-

меняться интенсивная технология по созданию горизонта почв с высоким содержанием органики. В результате был сделан первый шаг по созданию почвенного покрова, не характерного для данной биоклиматической зоны.

Стала возрастать мощность почвенного покрова с богатым перегноем и увеличивающейся концентрацией водородных ионов. Биологический круговорот обуславливает здесь не свойственное данной биоклиматической обстановке кислое выщелачивание из верхней части почвенного покрова. Класс водной миграции в этом горизонте является кислым. В результате мощность этого насыщенного органикой слоя постоянно увеличивается. И если иллювиальный горизонт (горизонт вымывания) в естественных условиях находился от поверхности на расстоянии 30—40 см, то интенсивное возделывание почвенного покрова увеличило это расстояние до 60—80 см. В итоге, сегодня мы наблюдаем увеличение влияния кислого класса миграции в пределах всего профиля почвенного горизонта. В значительной степени этому процессу содействует характер засеваемых здесь сельскохозяйственных культур—корнеплодов: картофеля, лука, моркови, капусты, свеклы, обладающих способностью увеличивать концентрацию органики. В результате многие компоненты, и в первую очередь биогенные (фосфор, нитраты), приобретают высокую подвижность и транспортируются в озеро. Вместе с биогенными веществами в акваторию озера привносятся также некоторые металлы (железо, цинк, марганец, молибден, медь и др.), приобретающие подвижность вследствие повышения концентрации водородных ионов.

Механизм поступления всего этого материала в озеро весьма простой. Как отмечалось, большая часть бассейна сложена трещиноватыми вулканическими образованиями. В период дождей образуются как временные поверхностные водотоки, так и подземный сток, направленные в озеро. Разгрузка этого гидродинамического этапа в озеро очевидна.

Таким образом, антропогенное воздействие на природную среду в бассейне озера Севан привело к нарушению экологически устойчивого биоклиматического состояния. И, естественно, озеро не выдерживает этого мощного техногенного фактора, приводящего к евтрофии.

Помимо чисто лимнических последствий (изменение химического состава озерной воды, негативное влияние на ихтиофауну и др.), евтрофия озера имеет и другую важную экологическую особенность.

Как известно, хозяйственно-питьевое водоснабжение г. Еревана осуществляется за счет родниковых вод, общая минерализация которых колеблется в пределах 150—200 мг/л с весьма низкой общей жесткостью, что обуславливает эндемию в первую очередь детского рахита и сердечно-сосудистых заболеваний. Смешение же этих вод в БСР города с водами озера Севан, обладающими величиной минерализации до 650—670 мг/л, в пропорции 3:1 и даже 4:1 увеличит концентрацию растворенных солей питьевых вод до 250—300 мг/л. Поэтому мы склонны рассматривать воды озера как естественный резервуар питьевого водоснабжения города в недалеком будущем.

Следует отметить, что примером подобного антропогенного воздействия на переход существующего природного ландшафтно-геохимического типа в иной может служить Араратская долина, характеризующаяся в естественных условиях как солонцовая и солончаковая пустыня, переведенная антропогенно, в результате орошения, в поливной сухостепной тип. И если антропогенное воздействие на Араратскую долину не приводит к негативным последствиям (во всяком случае сегодня), то бассейн озера Севан, по-видимому, построен на более тонком равновесии и вышеотмеченные процессы играют существенную роль в евтрофировании озера.

Этим процессом, по-видимому, и можно объяснить постоянное увеличение концентраций, в частности нитратов, в озерной воде. К сожалению, сегодня мы не располагаем данными о количественной составляющей этого процесса. Тем не менее объяснение увеличения ряда компонентов (в том числе и биогенных) минерализации лишь только за счет вводимых удобрений, нам представляется неполным. Возможно, этот компонент загрязнения усугубляет процесс евтрофирования, но, как нам представляется, не настолько, чтобы только этим объяснять процесс заболачивания озера.

Несостоятельны, на наш взгляд, и категоричные заявления о связи заболачиваемости озера с понижением его уровня—как единственной причине евтрофирования. Об этом достаточно красноречиво свидетельствуют археологические данные. Так, Лучашенский некрополь или стелла Аргити, датируемые II и I тысячелетием до н. э., то есть примерно четыре тысячи лет назад, вскрытые после отступления озера, свидетельствуют о том, что уровень воды в то время был примерно такой же, как и сейчас, но, однако, широких процессов перехода озерного режима в болотный не наблюдалось. Вероятно, сегодня и этот фактор в комплексе с вышеописанными имеет, по-видимому, свое отрицательное значение, но не является основной причиной.

Таким образом, формулируя общее состояние трофии сегодняшнего озера, можно полагать: осушенная береговая зона претерпела интенсивно возделанное культурное земледелие на искусственно созданном почвенном покрове с большим количеством органики, что нарушило естественное состояние гивергенного цикла и повлекло за собой нарушение природного баланса целого ряда элементов, в том числе и биогенных. Процесс этот усугублялся как понижением уровня воды, так и сбросом в озеро всевозможных отходов (в первую очередь удобрений).

Если предполагаемая версия окажется в основе правомочной, то неизбежна аль-

альтернатива: либо нормальное состояние озера, либо интенсивное земледелие на осушенной береговой полосе. Естественно, автор понимает всю ответственность подобного взаимоисключающего варианта. Рост населения в бассейне озера за последние 50 лет и приобретенная традиция земледелия не позволяют на данном этапе делать директивные изменения, прежде чем изложенная гипотеза не будет проверена и доказана.

Для проверки предложенной версии предусматривается следующая программа исследований:

— Изучению подлежит вся зона гипергенеза: почвы (как природные, так и антропогенные), растительность (включая дикорастущие и культурные разности), поверхностные и подземные воды и их донные отложения, воды озера, донные отложения озера. Таким образом, режимные наблюдения по всем перечисленным природным телам предусматривают постановку биосферного мониторинга.

— Для изучения связи изменений гипергенных условий под воздействием антропогенных процессов—как фактора возникновения различных эндемических заболеваний,—было бы целесообразным привлечь к данной проблеме и медиков.

— Результирующим этапом работ должна явиться социально-экономическая интерпретация полученных выводов по изучению гипергенного состояния бассейна озера.

Институт геологических
наук АН Армянской ССР

Поступила 18.11.1988.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, № 3, 57—62, 1988

УДК: 553.535.08

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Р. В. АКОПЯН, Н. С. НАЛБАНДЯН, А. И. АПРЕСЯН, Л. Г. ГЕВОНДЯН ИССЛЕДОВАНИЕ ФАЗОВЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ В ПЕРЛИТЕ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

Вулканические стекла кислого состава, в зависимости от геологических условий становления, возраста, претерпевают различные изменения. Вулканические стекла месторождений Армянской ССР являются одними из наиболее молодых, неизменных, однако, как показывают электронномикроскопические и рентгеновские исследования, на некоторых участках они подвергнуты гидротермальным воздействиям [1].

С гидротермальными изменениями вулканических стекол связаны процессы мультиморфизации, цеолитизации и фельдшпатизации. На примере перлитов некоторых районов страны показано существование пространственной и генетической связи гидратированных стекол с определенным комплексом минералов, развивающихся до стекла [1, 2].

С целью выявления механизма изменений в стекловатых вулканических породах нами исследовалось гидротермальное минералообразование в перлите из Арагацкского месторождения. Для создания гидротермальных условий использовались автоклавы из нержавеющей стали емкостью 60 см³. Фазовые превращения в перлите исследовались при температурах 250°C и 400°C и давлениях, составляющих при каждой температуре 400, 700, 900 и 1000 атмосфер, рН варьировалась от 9,5 до 11, т. е. реакции минералообразования происходили в щелочной среде. Экспозиция во всех опытах составляла 5 суток. В качестве минерализатора применялся фтористый натрий. Таким образом, параметры эксперимента соответствовали условиям, в которых приповерхностные зоны вулканических и вмещающих их пород подверглись постгенетическим гидротермальным изменениям. Полученные образцы исследовались с помощью рентгенографического, электронномикроскопического, термографического и иммерсионного анализов.

Рентгенографические исследования продуктов, полученных при 250°C и давлении 400 атмосфер (табл. 1) показали, что образцы состоят из щелочного полевого шпата, кварца, клинофидолита и, возможно, кристобалита. Минеральный состав продуктов, полученных при давлениях 700—1000 атмосфер и исследованных в иммерсионных препаратах, не отличаются какими-либо новообразованиями.

Повышение давления в системе до 1000 атмосфер приводит к увеличению содержания щелочного полевого шпата и уменьшению количества цеолита и кварца, о чем свидетельствует увеличение интенсивностей характерных линий полевого шпата и, наоборот, уменьшение интенсивностей линий кварца и цеолита. Термографические кривые образцов, полученных при 250°C и давлении 400 и 1000 атмосфер (рис. 1, кривые «а» и «б»), характеризуются эндотермическими эффектами с максимумом при 160°C, связанными с дегидратацией клинофидолита.

альтернатива: либо нормальное состояние озера, либо интенсивное земледелие на осушенной береговой полосе. Естественно, автор понимает всю ответственность подобного взаимоисключающего варианта. Рост населения в бассейне озера за последние 50 лет и приобретенная традиция земледелия не позволяют на данном этапе делать директивные изменения, прежде чем изложенная гипотеза не будет проверена и доказана.

Для проверки предложенной версии предусматривается следующая программа исследований:

— Изучению подлежит вся зона гипергенеза: почвы (как природные, так и антропогенные), растительность (включая дикорастущие и культурные разности), поверхностные и подземные воды и их донные отложения, воды озера, донные отложения озера. Таким образом, режимные наблюдения по всем перечисленным природным телам предусматривают постановку биосферного мониторинга.

— Для изучения связи изменений гипергенных условий под воздействием антропогенных процессов—как фактора возникновения различных эндемических заболеваний,—было бы целесообразным привлечь к данной проблеме и медиков.

— Результирующим этапом работ должна явиться социально-экономическая интерпретация полученных выводов по изучению гипергенного состояния бассейна озера.

Институт геологических
наук АН Армянской ССР

Поступила 18.11.1988.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, № 3, 57—62, 1988

УДК: 553.535.08

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Р. В. АКОПЯН, Н. С. НАЛБАНДЯН, А. И. АПРЕСЯН, Л. Г. ГЕВОНДЯН ИССЛЕДОВАНИЕ ФАЗОВЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ В ПЕРЛИТЕ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

Вулканические стекла кислого состава, в зависимости от геологических условий становления, возраста, претерпевают различные изменения. Вулканические стекла месторождений Армянской ССР являются одними из наиболее молодых, неизменных, однако, как показывают электронномикроскопические и рентгеновские исследования, на некоторых участках они подвергнуты гидротермальным воздействиям [1].

С гидротермальными изменениями вулканических стекол связаны процессы мультиморфизации, цеолитизации и фельдшпатизации. На примере перлитов некоторых районов страны показано существование пространственной и генетической связи гидратированных стекол с определенным комплексом минералов, развивающихся до стекла [1, 2].

С целью выявления механизма изменений в стекловатых вулканических породах нами исследовалось гидротермальное минералообразование в перлите из Арагацкского месторождения. Для создания гидротермальных условий использовались автоклавы из нержавеющей стали емкостью 60 см³. Фазовые превращения в перлите исследовались при температурах 250°C и 400°C и давлениях, составляющих при каждой температуре 400, 700, 900 и 1000 атмосфер, рН варьировалась от 9,5 до 11, т. е. реакции минералообразования происходили в щелочной среде. Экспозиция во всех опытах составляла 5 суток. В качестве минерализатора применялся фтористый натрий. Таким образом, параметры эксперимента соответствовали условиям, в которых приповерхностные зоны вулканических и вмещающих их пород подверглись постгенетическим гидротермальным изменениям. Полученные образцы исследовались с помощью рентгенографического, электронномикроскопического, термографического и иммерсионного анализов.

Рентгенографические исследования продуктов, полученных при 250°C и давлении 400 атмосфер (табл. 1) показали, что образцы состоят из щелочного полевого шпата, кварца, клинофидолита и, возможно, кристобалита. Минеральный состав продуктов, полученных при давлениях 700—1000 атмосфер и исследованных в иммерсионных препаратах, не отличаются какими-либо новообразованиями.

Повышение давления в системе до 1000 атмосфер приводит к увеличению содержания щелочного полевого шпата и уменьшению количества цеолита и кварца, о чем свидетельствует увеличение интенсивностей характерных линий полевого шпата и, наоборот, уменьшение интенсивностей линий кварца и цеолита. Термографические кривые образцов, полученных при 250°C и давлении 400 и 1000 атмосфер (рис. 1, кривые «а» и «б»), характеризуются эндотермическими эффектами с максимумом при 160°C, связанными с дегидратацией клинофидолита.

Рентгенографические характеристики гидротермально измененных образцов перлита

Синтезированные образцы		Щелочной полево-шпат по Михееву В. И. [2]		Синтезированные образцы	Клиноптилолит по Д. Бреку [3]		Синтезированные образцы	Морденит по Д. Бреку		Синтезированные образцы	Кварц по Михееву В. И.		Синтезированные образцы	Кристаллит по Михееву В. И.	
d n	l	l	d n	l	l	d n	l	l	d n	l	l	d n	l	l	d n
13.60	—	—	—	—	—	—	4	42	13.52	—	—	—	—	—	—
9.01	—	—	—	—	—	—	10	100	9.03	—	—	—	—	—	—
8.90	—	—	—	10	100	8.92	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6.39	3	4	6.44	—	—	—	3	37	6.38	—	—	—	—	—	—
—	—	2	5.86	—	—	—	—	28	5.78	—	—	—	—	—	—
4.53	—	—	—	2	14	4.65	4	42	4.51	—	—	—	—	—	—
4.03	6	9	4.02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	10	4.03
3.96	—	—	—	4	55	3.96	9	100	3.98	—	—	—	—	—	—
3.87	—	—	—	8	57	3.89	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3.76	8	8	3.80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3.63	5	6	3.63	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	14	3.56	—	—	—	—	—	—
—	—	2	3.49	2	—	—	—	24	3.47	—	—	—	—	—	—
3.40	—	—	—	—	16	3.419	2	44	3.386	—	—	—	—	—	—
3.34	3	7	3.34	—	—	—	—	—	—	10	10	3.34	—	—	—
3.20	10	10	3.18	6	—	—	3	35	3.198	—	—	—	—	—	—
2.985	—	—	—	—	80	2.974	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2.93	6	7	2.929	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2.84	3	6	2.831	3	15	2.79	—	—	—	—	—	—	5	7	2.83
2.76	—	—	—	—	33	2.528	5	53	2.697	—	—	—	—	—	—
—	—	6	2.645	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2.556	—	—	—	—	—	—	2	18	2.556	—	—	—	—	—	—
2.505	7	7	2.534	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2.462	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	5	2.450	7	8	2.461
—	—	6	2.390	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2.27	4	7	2.286	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2.157	2	4	2.130	—	—	—	—	—	—	5	5	2.112	—	—	—
—	—	6	1.908	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	1.924
—	—	6	1.857	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	1.867
1.835	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9	1.813	—	—	—
1.785	3	7	1.774	—	—	—	—	—	№	—	—	—	—	—	—
1.745	6	7	1.728	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	4	1.726
1.670	3	3	1.686	—	—	—	—	—	—	3	6	1.668	3	6	1.687
1.608	4	6	1.595	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	4	1.595
1.538	5	6	1.534	—	—	—	—	—	—	6	9	1.539	4	6	1.530
1.520	4	6	1.493	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	6	1.492

При нагревании образца вплоть до 1000°C никаких реакций не протекает, что свидетельствует о том, что структура клиноптилолита при дегидратации не претерпевает каких-либо существенных изменений. В образцах, подвергнутых гидротермальной обработке при 400°C и давлении 400 атмосфер (табл. 1), в качестве новой фазы появляется цеолит-морденит. Одновременно наблюдается увеличение количества щелочного полевого шпата и клиноптилолита. При повышении давления в системе до 1000 атмосфер качественных изменений в минеральном составе образцов не происходит. Увеличение интенсивностей характерных линий свидетельствует о росте количества полевого шпата и морденита. На кривой термографического анализа (рис. 1, кривая «в») выделяется довольно широкий эндозффект с максимумами при 140 и 170°C, связанный с удалением воды, соответственно из морденита и клиноптилолита, а на кривой «г» наблюдается только эндозффект с максимумом при 155°C, характеризующий дегидратацию морденита. В связи с малым содержанием клиноптилолита, потеря веса на кривой не фиксируется.

Образование клиноптилолита и морденита за счет кислых вулканических стекол объясняется их кристаллохимической близостью: идентичностью химических составов, наличием каналов, заполненных водой.

В иммерсионных препаратах клиноптилолит характеризуется игольчатыми, реже таблитчатыми бесцветными кристаллами с низкими интерференционными окрасками $N_{g'} - N_{p'} = 0,012$, и косым погасанием, со средним показателем преломления $N = 1,480 \pm 0,002$.

Морденит характеризуется преимущественно радиально-лучистыми образованиями, или самостоятельными волокнистыми кристаллами с прямым погасанием, средним показателем преломления $N = 1,475$ и низким двупреломлением $N_g - N_p = 0,005$.

Щелочной полевой шпат замещает основную часть стекла и образует тонкопризматические, реже пластинчатые кристаллы с $N_{g'} = 1,528 \pm 0,002$, $N_{p'} = 1,519 \pm 0,002$. Наряду с кристаллической фазой в иммерсионных препаратах наблюдается гелевое вещество анизотропного характера с $N = 1,470 \pm 0,002$.

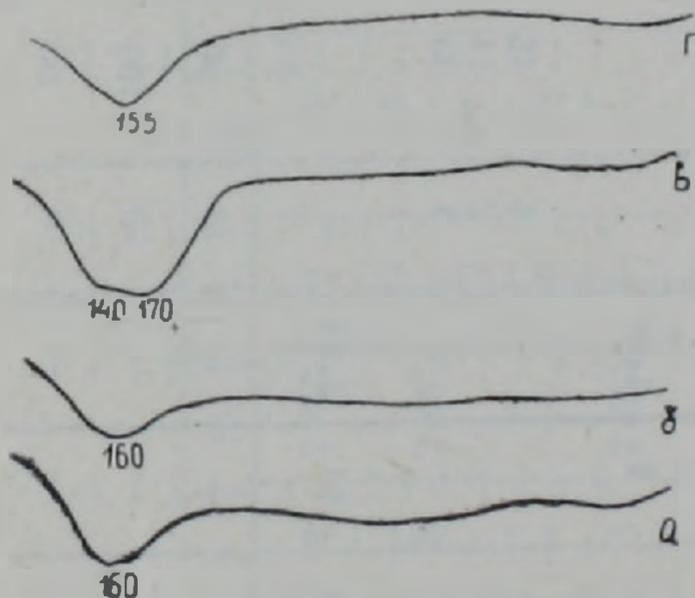


Рис. 1. Термографические кривые продуктов гидротермального изменения перлита: а—250°C, 400 атм.; б—250°C, 1000 атм.; в—400°C, 400 атм.; г—400°C, 1000 атм.

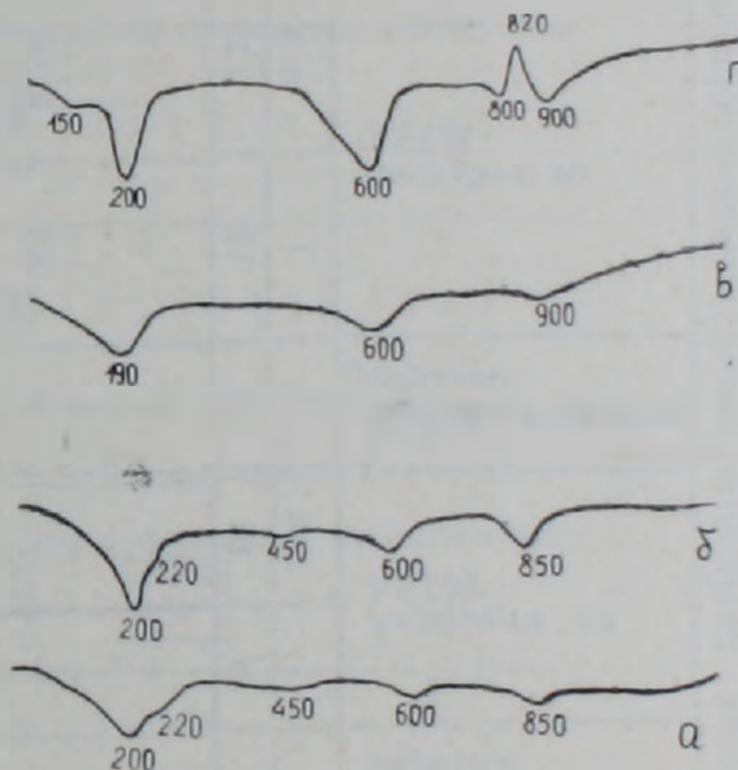


Рис. 2. Термографические кривые продуктов гидротермального изменения в системе перлит-окись магния: а—250°C, 400 атм.; б—250°C, 1000 атм.; в—400°C, 400 атм.; г—400°C, 1000 атм.

С целью изучения фазовых превращений при процессах гидротермального изменения стекловатых пород с привнесом Mg, в шихту вводилась окись магния.

Петрографические (иммерсионный метод) и рентгенографические исследования продуктов гидротермальной обработки шихты перлита с MgO—при 250°C и давлении 400 атмосфер выявили наличие щелочного полевого шпата, магнезиального монтмориллонита-сапонита и анальцима (табл. 2). При сопоставлении интенсивностей линий анальцима, при давлениях 400 и 1000 атмосфер обнаружено уменьшение содержания анальцима с возрастанием давления. Доминирующими минералами системы являются щелочной полевой шпат и сапонит при значительном преобладании первого.

Повышение температуры до 400°C, судя по снижению интенсивностей линий, приводит к уменьшению количества щелочного полевого шпата и сапонита. Одновременно на дифрактограмме появляются отражения, характерные для амфибола типа рихтерита, а также рефлексы гидрослюда, которые не изменяются ни после насыщения образцов глицерином, ни после термообработки при 550°C.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
2,92	7	7	2,929	—	—	—	7	8	2,925	1
2,81	5	6	2,831	—	—	—	—	—	—	—
2,76	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3
2,71	—	—	—	—	—	—	3	5	2,693	—
2,705	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9
2,620	4	6	2,645	8	7	2,639	—	—	—	—
2,583	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6
2,520	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,515	6	7	2,490	—	—	—	5	5	2,505	—
2,465	4	6	2,47	—	—	—	—	—	—	—
2,460	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,400	4	6	2,39	—	—	—	2	3	2,420	—
2,325	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5
2,271	5	7	2,286	—	—	—	—	—	—	3
2,164	4	4	2,130	—	—	—	3	4	2,220	6
2,062	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,994	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,874	3	6	1,857	—	—	—	2	4	1,867	—
1,748	5	7	1,754	3	4	1,732	4	6	1,743	—
1,674	2	3	1,686	—	—	—	2	4	1,689	—
1,659	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,600	3	6	1,595	—	—	—	—	—	—	—
1,575	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,535	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,532	5	6	1,532	—	—	—	—	—	—	—
1,530	—	—	—	8	10	1,528	—	—	—	—
1,509	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,483	4	6	1,483	—	—	—	—	—	—	—

12	13	14	15	16	17	18	19
16	2.928	5	8	2.89	—	—	—
—	—	—	—	—	7	6	2.815
45	2.731	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
100	2.712	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
55	2.585	9	10	2.59	—	—	—
—	—	—	—	—	6	6	2.539
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	4	6	2.470	—	—	—
—	—	6	8	2.390	—	—	—
70	2.330	—	—	—	—	—	—
30	2.288	2	4	2.270	—	—	—
60	2.165	3	4	2.18	—	—	—
—	—	6	8	2.135	—	—	—
—	—	8	10	1.994	8	9	1.993
—	—	—	—	—	2	3	1.869
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	6	8	1.648	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	6	7	1.560
—	—	—	—	—	7	8	1.535
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	5	8	1.505	3	3	1.498

Петрографические исследования показали, что с повышением давления до 700 атмосфер содержания полевого шпата и сапонита уменьшаются при параллельном росте количества амфибола. При давлении в системе 900 атмосфер щелочной полевой шпат не образуется. Образцы состоят преимущественно из амфибола, небольшого количества сапонита, а также хлоритоподобного минерала в качестве новой фазы. Дальнейшее возрастание давления до 1000 атмосфер способствует увеличению количества амфибола и хлоритоподобной фазы, что подтверждается также рентгенографическим анализом.

В иммерсионных препаратах гидрослюда характеризуется пластинчатыми кристаллами бледно-зеленоватого цвета с двупреломлением $N_g' - N_p' = 0,016$. Амфибол кристаллизуется в виде слабозеленоватых, плеохронных тонковолокнистых кристаллов. Сапонит под микроскопом бесцветный, чешуйчатый, иногда наблюдается в виде агрегатов с высокими интерференционными окрасками и с $N_{cp} = 1,560 \pm 0,002$.

Термографические кривые образцов приведены на рисунке 2. Эндоэффекты с максимумом при 200—220°C и 600°C на кривой «а» связаны с дегидратацией сапонита, а при 850°C — с разрушением кристаллической решетки минерала. Эндотермические эффекты с максимумами при 200° и 450°C обусловлены удалением воды из анальцима. Кривая «б» отличается более глубокими пиками сапонита, свидетельствующими о большом его содержании. Кривая дифференциально-термического анализа продуктов, образовавшихся при 400°C (кривая «в»), содержит эндотермические эффекты, характерные для гидрослюда. Первая эндотермическая реакция с максимумом при 190°C соответствует потере межслоевой воды. Второй эндоэффект с максимумом при 600°C характеризует потерю OH воды решетки и частичное изменение структуры. Эндотермический эффект с максимумом при 900°C соответствует полному разрушению кристаллической решетки минерала. Некоторый подъем кривой вслед за третьей эндотермической реакцией свидетельствует о начале процесса перекристаллизации аморфных продуктов разрушения гидрослюда. Кривая «г», наряду с увеличением пиков гидрослюда, характеризуется также эндотермическими пиками с максимумами при 150°C, 600°C и 800°C, обусловленными дегидратацией хлорита, и одним экзотермическим эффектом при 820°C, связанным с кристаллизацией аморфных продуктов, образовавшихся при разрушении структуры минерала после полной его дегидратации при 800°C.

Таким образом, исследованиями выявлено, что основной минеральной фазой гидротермального изменения перлита в условиях 250°C в широком диапазоне давлений (40—1000 атмосфер) является щелочной полевой шпат. В небольшом количестве, наряду с полевым шпатом, образуются цеолиты — клиноптилолит и морденит, а также кварц. Повышение давления при указанной температуре способствует интенсификации процесса образования полевого шпата за счет вулканического стекла.

В системе перлит—MgO, т. е. при гидротермальном изменении стекловатых пород с привнесением окиси магния при 250°C, наряду с фельдшпатизацией происходит процесс монтмориллонитизации (образование сапонита). При повышении температуры в этой системе до 400°C фельдшпатизация уступает место образованию гидрослюд, а минерал группы монтмориллонита замещается магниевым амфиболом.

НПО «Камень и силикаты»

Поступила 7.X.1987

ЛИТЕРАТУРА

1. В. В. Наседкин. Петрогенезис кислых вулканических. М.: Наука, 1975.
2. В. И. Михеев. Рентгенометрический определитель минералов. М., 1957
3. Б. Брек. Цеолитовые молекулярные сита. Изд. Мир, М., 1976

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL1, № 3, 62—66, 1988.

УДК 550.8.012

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. О. ГАЗАРЯН, С. Н. ГИНЗБУРГ, З. М. МАРЬЯХИН, В. М. ЭППЕЛЬБАУМ МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИНЦИПЫ ОЦЕНКИ ИНФОРМАЦИОННЫХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ СИСТЕМ РАЗВЕДКИ

Сквозной общенаучный характер задачи получения и оценки информации усиливает интерес к ней тех отраслей, которые непосредственно связаны с получением и переработкой информации; в полной мере такой интерес свойственен геологоразведочной отрасли. Объективные научные методы оценивания информации, получаемой в результате ретрогноза примененной системы разведки, позволяют строить научно обоснованные прогностические модели геологоразведочного производства. Этот процесс базируется в первую очередь на эффективном внедрении в геологоразведоч-

Петрографические исследования показали, что с повышением давления до 700 атмосфер содержания полевого шпата и сапонита уменьшаются при параллельном росте количества амфибола. При давлении в системе 900 атмосфер щелочной полевой шпат не образуется. Образцы состоят преимущественно из амфибола, небольшого количества сапонита, а также хлоритоподобного минерала в качестве новой фазы. Дальнейшее возрастание давления до 1000 атмосфер способствует увеличению количества амфибола и хлоритоподобной фазы, что подтверждается также рентгенографическим анализом.

В иммерсионных препаратах гидрослюда характеризуется пластинчатыми кристаллами бледно-зеленоватого цвета с двупреломлением $N_g' - N_p' = 0,016$. Амфибол кристаллизуется в виде слабозеленоватых, плеохронных тонковолокнистых кристаллов. Сапонит под микроскопом бесцветный, чешуйчатый, иногда наблюдается в виде агрегатов с высокими интерференционными окрасками и с $N_{cp} = 1,560 \pm 0,002$.

Термографические кривые образцов приведены на рисунке 2. Эндоэффекты с максимумом при 200—220°C и 600°C на кривой «а» связаны с дегидратацией сапонита, а при 850°C — с разрушением кристаллической решетки минерала. Эндотермические эффекты с максимумами при 200° и 450°C обусловлены удалением воды из анальцима. Кривая «б» отличается более глубокими пиками сапонита, свидетельствующими о большом его содержании. Кривая дифференциально-термического анализа продуктов, образовавшихся при 400°C (кривая «в»), содержит эндотермические эффекты, характерные для гидрослюда. Первая эндотермическая реакция с максимумом при 190°C соответствует потере межслоевой воды. Второй эндоэффект с максимумом при 600°C характеризует потерю ОН воды решетки и частичное изменение структуры. Эндотермический эффект с максимумом при 900°C соответствует полному разрушению кристаллической решетки минерала. Некоторый подъем кривой вслед за третьей эндотермической реакцией свидетельствует о начале процесса перекристаллизации аморфных продуктов разрушения гидрослюда. Кривая «г», наряду с увеличением пиков гидрослюда, характеризуется также эндотермическими пиками с максимумами при 150°C, 600°C и 800°C, обусловленными дегидратацией хлорита, и одним экзотермическим эффектом при 820°C, связанным с кристаллизацией аморфных продуктов, образовавшихся при разрушении структуры минерала после полной его дегидратации при 800°C.

Таким образом, исследованиями выявлено, что основной минеральной фазой гидротермального изменения перлита в условиях 250°C в широком диапазоне давлений (40—1000 атмосфер) является щелочной полевой шпат. В небольшом количестве, наряду с полевым шпатом, образуются цеолиты — клиноптилолит и морденит, а также кварц. Повышение давления при указанной температуре способствует интенсификации процесса образования полевого шпата за счет вулканического стекла.

В системе перлит—MgO, т. е. при гидротермальном изменении стекловатых пород с привнесением окиси магния при 250°C, наряду с фельдшпатизацией происходит процесс монтмориллонитизации (образование сапонита). При повышении температуры в этой системе до 400°C фельдшпатизация уступает место образованию гидрослюд, а минерал группы монтмориллонита замещается магниевым амфиболом.

НПО «Камень и силикаты»

Поступила 7.X.1987

ЛИТЕРАТУРА

1. В. В. Наседкин. Петрогенезис кислых вулканических. М.: Наука, 1975.
2. В. И. Михеев. Рентгенометрический определитель минералов. М., 1957
3. Б. Брек. Цеолитовые молекулярные сита. Изд. Мир, М., 1976

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL1, № 3, 62—66, 1988.

УДК 550.8.012

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. О. ГАЗАРЯН, С. Н. ГИНЗБУРГ, З. М. МАРЬЯХИН, В. М. ЭППЕЛЬБАУМ МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИНЦИПЫ ОЦЕНКИ ИНФОРМАЦИОННЫХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ СИСТЕМ РАЗВЕДКИ

Сквозной общенаучный характер задачи получения и оценки информации усиливает интерес к ней тех отраслей, которые непосредственно связаны с получением и переработкой информации; в полной мере такой интерес свойственен геологоразведочной отрасли. Объективные научные методы оценивания информации, получаемой в результате ретрогноза примененной системы разведки, позволяют строить научно обоснованные прогностические модели геологоразведочного производства. Этот процесс базируется в первую очередь на эффективном внедрении в геологоразведоч-

ную отрасль математических методов (теория вероятностей, математическая статистика, распознавание образов, теория принятия решений, теория возможностей и др.) и протекает по следующим основным направлениям.

- алгоритмизация и автоматизация на основе ЭВМ процесса обработки геологической информации;
- Комплексная интерпретация информации, даваемой геологоразведочными методами, с целью построения модели изучаемого объекта;
- моделирование геологоразведочного процесса.

Если в первых двух областях достигнуты весомые результаты, то в моделировании геологоразведочного процесса, представляющем сложную исследовательскую проблему, затрудняемую как многостадийностью геологоразведки, так и разнообразием изучаемых геологических объектов, результаты пока значительно менее обнадеживающие.

Одним из основных направлений в этой области, сквозным для всех стадий, является моделирование систем разведки с целью выбора оптимальной системы (оптимальный шаг сети, оптимальная геометрия сети и др.) и выбор оптимального (рационального) комплекса геологоразведочных средств для реализации системы разведки.

Решение задачи оптимизации требует обработки колоссальных потоков информации, превышающей возможности человека, и это диктует необходимость формализованного описания проблемы оптимизации для создания человеко-машинных систем. Будем называть геологоразведочным комплексом совокупность и последовательность применения во времени и пространстве геологоразведочных средств (горных, буровых, геофизических и др.) и методов, направленных на достижение целей разведки.

Пусть S_l ($l = \overline{1, L}$) — l -ый геологоразведочный комплекс, x_{lk} — k -ое геологоразведочное средство в l -м комплексе ($l = \overline{1, L}$; $k = \overline{1, K}$).

Реализацию системы разведки будем теперь описывать следующими параметрами:

- себестоимостью C_l ,
- временем реализации T_l ,
- информационной возможностью I_l .

Себестоимость C_l и время реализации T_l — l -ого геологоразведочного комплекса легко определяются по имеющимся нормативам для стоимости C_{lk} и времени реализации t_{lk} средства x_{lk} путем их объединения. Определение информационной возможности l -ого геологоразведочного комплекса — сложная исследовательская проблема, требующая специальных разработок.

Основной продукт всей геологоразведочной отрасли — информация, и с этой главенствующей позиции значение информационного критерия для оценивания реализации систем разведки является фундаментальным.

С методологической точки зрения информацию принято рассматривать на 3 уровнях: синтаксическом, семантическом и прагматическом.

Иерархическая структура информации представлена на рис. 1.

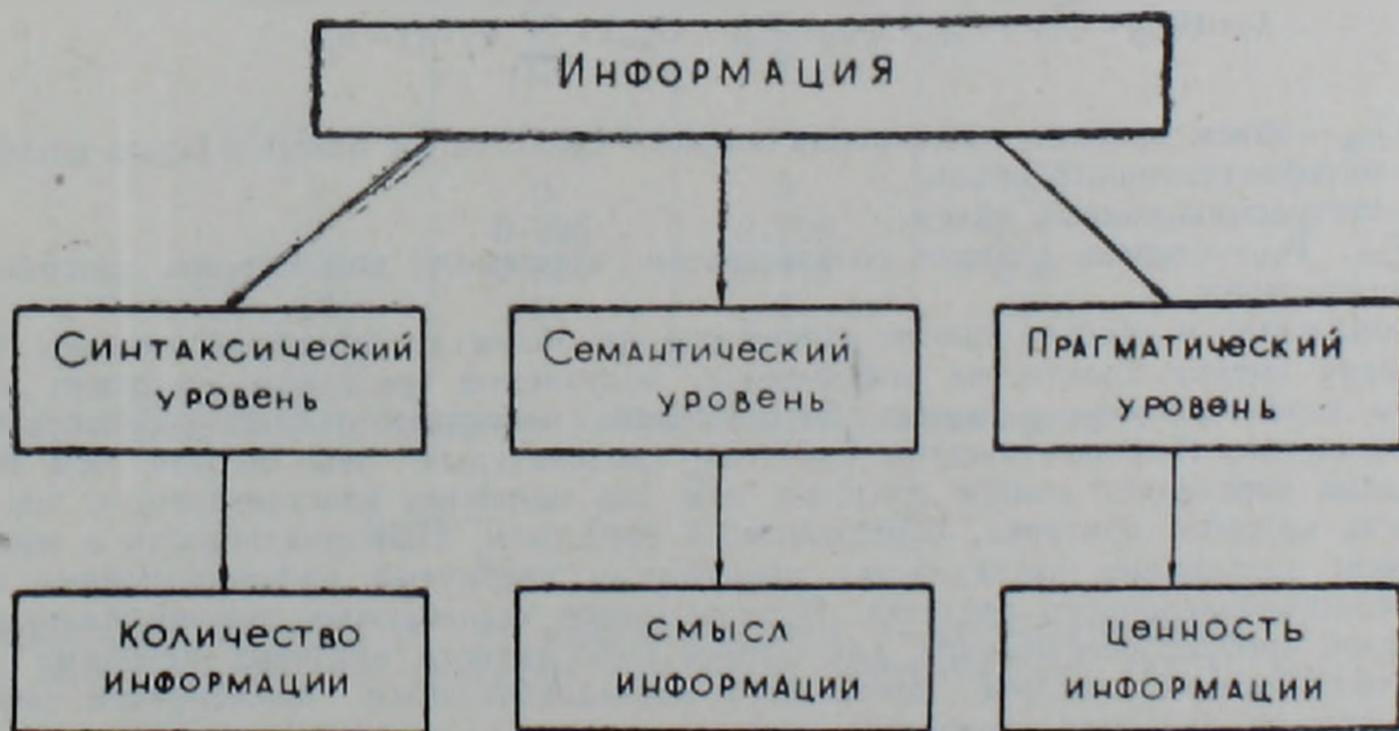


Рис. 1. Иерархическая структура информации.

Для каждого уровня информации разработаны свои теории, однако к настоящему времени только синтаксический уровень (классическая теория информации Шеннона) можно считать разработанным полностью. Что же касается семантических и прагматических аспектов информации, то попытки их интерпретации не вылились до сих пор в стройную теорию.

Применительно к геологоразведочной информации будем рассматривать информационную возможность комплексов I (или информацию I , даваемую комплексом S) в двух направлениях — количество информации I_q и качество информации I_v , получаемой комплексом S .

Количество информации I_q соответствует синтаксическому уровню, качество информации—семантическому и прагматическому уровням. Под качеством информации будем понимать достоверность информации и ценность информации для потребителя.

Разнообразие геологоразведочных средств и принципиальное отличие их действий значительно осложняют введение единого метода оценки информации, получаемой средством.

Принцип предлагаемого подхода к оценке информационных возможностей геологоразведочных средств заключается в сравнении информации, даваемой каждым средством, с теми требованиями, которые предъявляются к месторождениям промышленности. Инструкции с этими требованиями разработаны для всех типов месторождений и содержат набор признаков, информация о которых должна быть представлена как для месторождений, сдаваемых в эксплуатацию, так и конкретно для каждой стадии разведки. При таком подходе удастся определять оценки информативности средств, с одной стороны, сквозные для всех стадий разведки, с другой—независимые от принадлежности средства к той или иной разновидности.

Подобный подход позволяет ориентироваться при расчетах эффективности на конечный продукт и тем самым расширяет рамки отраслевого эффекта от выбора оптимального геологоразведочного комплекса, приближает его к народнохозяйственному эффекту.

Приведенные информационные критерии средств разведки определим следующим образом. Достоверность информации, получаемой средством, выразим как:

$D=1-A$, где: $A=\frac{\sum_{i=1}^n a_i}{n}$ —средняя ошибка средства; a_i —относительная ошибка определения данным средством i -ого признака, требуемого инструкцией; n —число инструктивных признаков, информация о которых дается данным средством.

Ценность информации для потребителя будем рассматривать как $V=\frac{\sum_{i=1}^n v_i}{n}$, где: v_i —приоритетный коэффициент (ценность) i -ого признака, определяемого данным средством.

Количественная оценка информации, полученной данным средством, очевидно, может быть определена относительным показателем n/N , где: n —число признаков, определяемых данным средством, N —общее количество инструктивных признаков. Однако такая оценка была бы некорректной, поскольку каждое средство определяет разные признаки с неодинаковой достоверностью и, кроме того, признаки имеют неодинаковую информационную ценность.

Поэтому количественная оценка информации для каждого средства может определяться следующим образом:

$$I_q=(P_{пр} \cdot Q_{пр}+P_{ин} \cdot Q_{ин}+P_{эк} \cdot Q_{эк}) \cdot \sum_{i=1}^n v_i \cdot (1-a_i)$$

где: $Q_{пр}$ —объем прямого наблюдения данного средства (в относительных единицах); $Q_{ин}$ —интерполяционный объем; $Q_{эк}$ —экстраполяционный объем; $P_{пр}$, $P_{ин}$, $P_{эк}$ —степень доверия соответственно к прямому наблюдению, интерполяции и экстраполяции.

Выражение в скобках вносит коррекцию на объем исследований данного средства. Такая оценка количества информации, получаемой средством, содержит качественные характеристики и может быть названа информативностью геологоразведочного средства. Информативность средства, следовательно тем больше, чем больше признаков определяет данное средство, чем оно надежнее (достовернее) и чем выше ценность каждого признака, определяемого средством. Информативность в вышеприведенном толковании представляет практически свернутый информационный критерий геологоразведочного средства. Использование независимых информационных показателей требует свертывания для оценки комплексного критерия методами теории принятия решений, которое проводится последовательным применением операций нормализации, введения приоритета, свертки.

Информационные возможности I геологоразведочных комплексов определяются объединением соответствующих информационных оценок средств. По известным параметрам комплексов S , T , I методами теории принятия решений (многокритериальная оптимизация) производится выбор оптимальной реализации системы разведки.

Влияние таких показателей, как сложность объекта разведки, изменчивость параметров оруденения и др. на достоверность геологоразведочной информации может учитываться двумя способами:—включением в разведочные комплексы дополнительных средств для увеличения достоверности информации; формированием разведочных комплексов из наиболее достоверных геологоразведочных средств.

Развернутый пример построения информационного критерия и выбора рационального геологоразведочного комплекса выходит за рамки данной статьи. Однако для

иллюстрации приведем фрагмент расчета, демонстрирующий возможности многокритериальной оптимизации. При разведке глубоких горизонтов одного из полиметаллических месторождений южного склона Большого Кавказа в проекте рассматривалось 4 возможных варианта:

I колонковое бурение—2 скважины глубиной 600 м;

II колонковое направленное бурение—2 скважины по 600 м;

III колонковое направленное бурение с геофизическим исследованием скважины (методы ПС, КС, ГК);

IV колонковое направленное бурение с геофизическим исследованием скважины и радиоволновым межскважинным просвечиванием (с учетом углубления скважины для размещения антенны под РВП—200 м).

Варианты характеризуются следующими значениями критериев:

Варианты	С (в тыс. руб.)	Т (в бригадо-сменах)	I_q	D
I	32	412	1	1
II	38	451	1	1,5
III	41	471	1	2
IV	53	553	1,5	4

Себестоимость реализации вариантов вычислена в тыс. руб., время реализации — в бригадо-сменах, количественная оценка информативности и достоверности—для простоты в относительных единицах—по отношению к принятым за 1 информативности и достоверности I варианта.

Какой вариант предпочтительнее? На этот вопрос отвечает многокритериальная оптимизация.

Преобразуем I_q и D в единый информационный критерий. Тогда исходная матрица примет вид:

	С	Т	I
I	32	412	1
II	38	451	1,5
III	41	471	2
IV	53	553	6

Для перехода к безразмерным величинам нормализуем значения критериев. Нормализованная матрица:

	С	Т	I
I	0	0	0
II	0,286	0,206	0,1
III	0,428	0,418	0,2
IV	1	1	1

Введем приоритетные (весовые) коэффициенты для критериев:

$$v_C = \frac{1}{4}; \quad v_T = \frac{1}{4}; \quad v_I = \frac{1}{2}.$$

Первые два критерия (С, Т) минимизируются, I—максимизируется.

По критерию свертки—критерию суммарной эффективности (КСЭ) (min) получаем:

$$I \text{ КСЭ} = 0; \quad II \text{ КСЭ} = 0,073; \quad III \text{ КСЭ} = 0,1115; \quad IV \text{ КСЭ} = 0$$

Таким образом, начиная с двукратного приоритета информационного критерия I над С, Т самый дорогой, но и наиболее информативный IV вариант сравнивается по эффективности с самым дешевым, но и наименее информативным I вариантом и в дальнейшем оказывается предпочтительнее его; как раз этот IV вариант и был реализован при разведке.

Таким образом, предлагаемая методология оценки информационных возможностей систем разведки содержит следующие основные принципы:

— введение информационных параметров в качестве критериев выбора оптимальной реализации системы разведки;

— сквозной подход к оценке геологоразведочной информации путем сравнения с требованиями инструкций;

— применение общенаучного подхода к рассмотрению информации введением иерархической 3-уровневой структуры;

— многокритериальная оценка эффективности геологоразведочных средств и комплексов;

— построение свернутых оценок методами теории принятия решений.

ИГИС АН АрмССР,
ЦНИГРИ

Поступила 27.XI.1985.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, № 3, 66—68, 1988

УДК: 550.315.26

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. С. ГАСПАРЯН, С. Р. ОГАНЕСЯН, А. О. СИМОНЯН, Х. Д. ТОПЧЯН

АНОМАЛИИ СОЛНЕЧНО-СУТОЧНЫХ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ГЕГАМСКОМ ПОЛИГОНЕ

Целью настоящей работы является изучение индукционных неоднородностей пространственно-временной структуры солнечно-суточной вариации геомагнитного поля (ГМП) на пунктах измерений профиля с. Гегард—оз. Севан. Возможность разделения индуктивных явлений ГМП на этом профиле рассмотрена в работах [2,3].

Этот профиль, с точки зрения поставленной задачи, является перспективным, т. к. проходит через вулканический хребт неоген-четвертичного возраста, который раздроблен густой сетью разломов (рис. 1). Протяженность профиля составляет около 40 км. Расстояние между пунктами наблюдений не превышает 5 км. Таким образом, избыточная сеть разломов создает благоприятные условия для существования индукционных явлений, а небольшая протяженность профиля обеспечивает идентичность протекания вариаций ГМП внешнего источника на всех пунктах измерений.

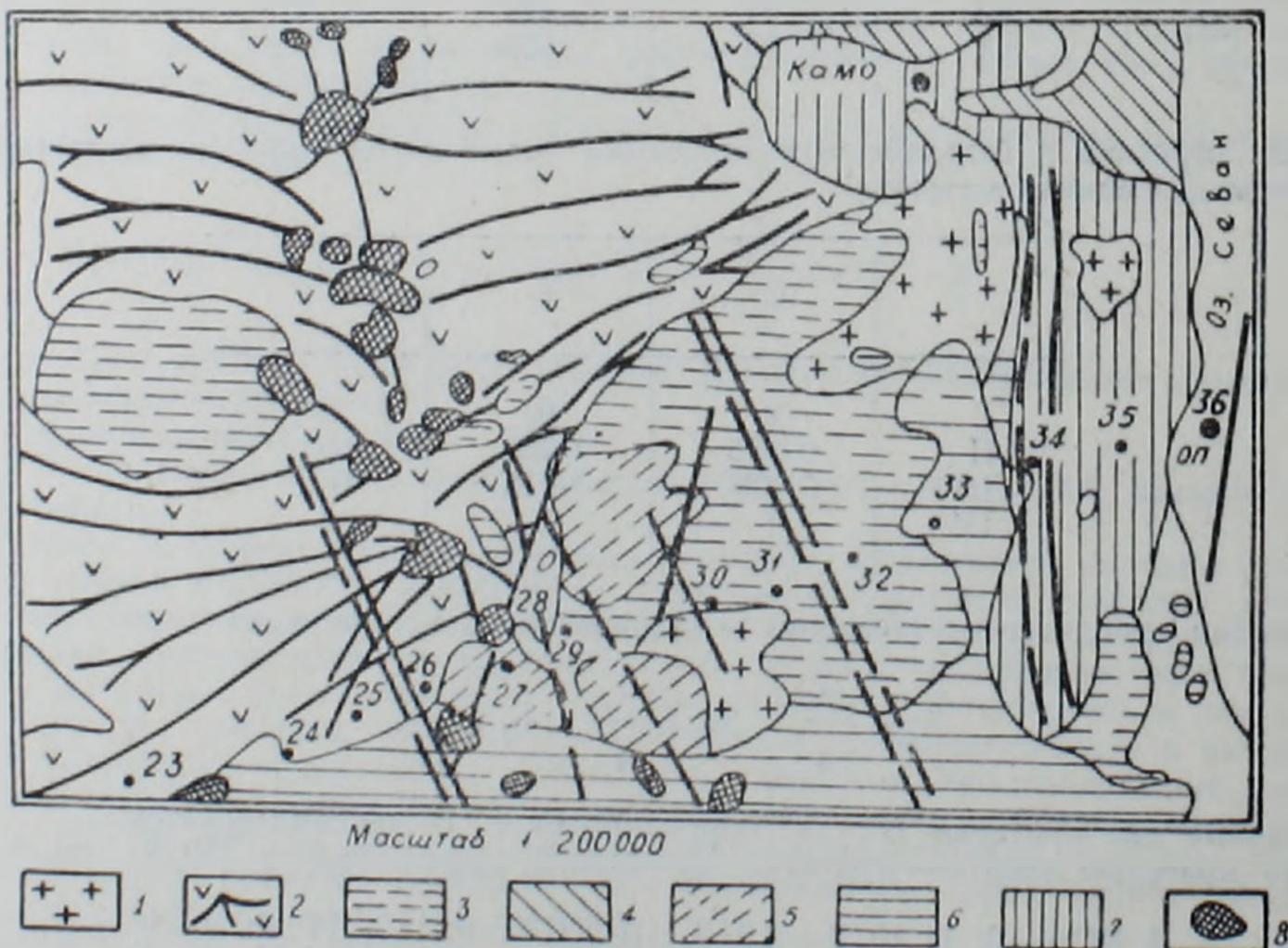


Рис. 1. Геолого-тектоническая ситуация (по Асланяну А. Т.) и схема расположения пунктов наблюдения профиля с. Гегард—оз. Севан.

1—позднеледниковые аллювиально-дельтавные осадки; 2—раннеледниковые (вюрм) лавы типа Е; 3—верхний-средний олигоцен, вулканогенная толща, андезиты разных типов (порфириты), их туфы и туфобрекчии; 4—нижний олигоцен, лагуновая фация, глины, песчаники, шлак и др.; 5—средний-нижний олигоцен, туфобрекчии (Агмаганский хребет); 6—стариноледниковые лавы типа В; 7—предледниковые лавы типа А; 8—центры излияния лав.

— сквозной подход к оценке геологоразведочной информации путем сравнения с требованиями инструкций;

— применение общенаучного подхода к рассмотрению информации введением иерархической 3-уровневой структуры;

— многокритериальная оценка эффективности геологоразведочных средств и комплексов;

— построение свернутых оценок методами теории принятия решений.

ИГИС АН АрмССР,
ЦНИГРИ

Поступила 27.XI.1985.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, № 3, 66—68, 1988

УДК: 550.315.26

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. С. ГАСПАРЯН, С. Р. ОГАНЕСЯН, А. О. СИМОНЯН, Х. Д. ТОПЧЯН

АНОМАЛИИ СОЛНЕЧНО-СУТОЧНЫХ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ГЕГАМСКОМ ПОЛИГОНЕ

Целью настоящей работы является изучение индукционных неоднородностей пространственно-временной структуры солнечно-суточной вариации геомагнитного поля (ГМП) на пунктах измерений профиля с. Гегард—оз. Севан. Возможность разделения индуктивных явлений ГМП на этом профиле рассмотрена в работах [2,3].

Этот профиль, с точки зрения поставленной задачи, является перспективным, т. к. проходит через вулканический хребет неоген-четвертичного возраста, который раздроблен густой сетью разломов (рис. 1). Протяженность профиля составляет около 40 км. Расстояние между пунктами наблюдений не превышает 5 км. Таким образом, избыточная сеть разломов создает благоприятные условия для существования индукционных явлений, а небольшая протяженность профиля обеспечивает идентичность протекания вариаций ГМП внешнего источника на всех пунктах измерений.

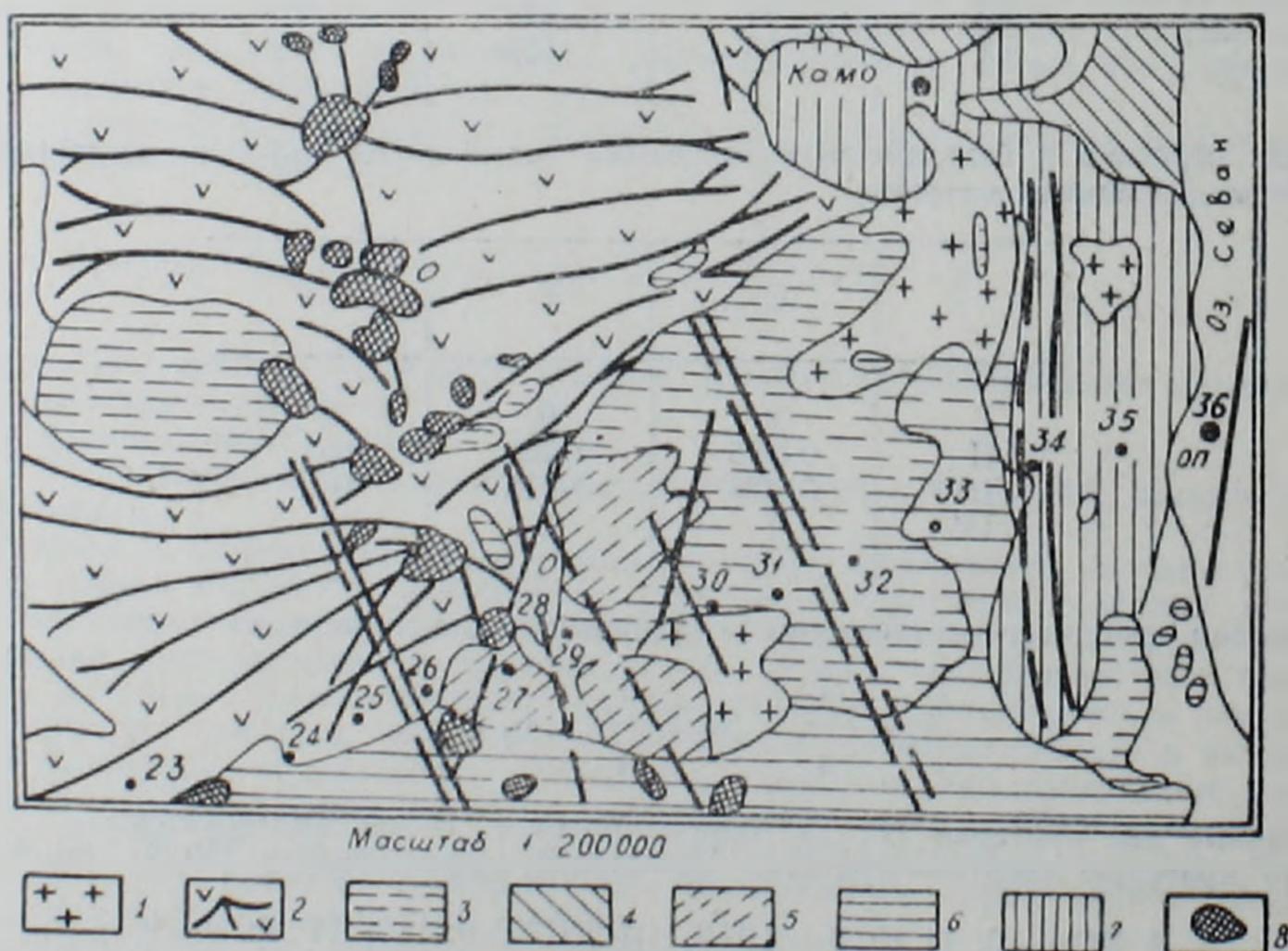


Рис. 1. Геолого-тектоническая ситуация (по Асланяну А. Т.) и схема расположения пунктов наблюдения профиля с. Гегард—оз. Севан.

1—позднеледниковые аллювиально-делювиальные осадки; 2—раннеледниковые (вюрм) лавы типа Е; 3—верхний-средний олигоцен, вулканогенная толща, андезиты разных типов (порфириты), их туфы и туфобрекчии; 4—нижний олигоцен, лагуновая фация, глины, песчаники, шлак и др.; 5—средний-нижний олигоцен, туфобрекчии (Агмаганский хребет); 6—старинноледниковые лавы типа В; 7—предледниковые лавы типа А; 8—центры излияния лав.

При полевых работах использована методика синхронных наблюдений [2], при которой получается однозначный результат лишь в том случае, когда вариации поля внешнего источника протекают идентично на опорном и рядовом пунктах. В противном случае во временные ряды изменений пространственного градиента входит находящийся в земной коре источник, который имеет индукционный характер.

Суть вышеуказанной методики заключается в следующем. Одновременно на нескольких пунктах [2—3], один из которых является опорным, производятся синхронные замеры и берется разность:

$$T_{\text{пр}} - T_{\text{оп}} = \Delta T,$$

где $T_{\text{пр}}$ — наблюдаемое значение геомагнитного поля на рядовом пункте, а $T_{\text{оп}}$ — на опорном пункте (на профиле опорным является пункт № 36). Таким образом определяется пространственный градиент между любой парой пунктов наблюдений в течение нескольких часов. Обычно, каждые пять минут производится 6 замеров и берется среднее значение из этих шести замеров.

Измерения на пунктах произведены протонными магнитометрами типа РМР—2А с чувствительностью 0,5 нТл, ММП—203 с чувствительностью 1 нТл и квантовым магнитометром М—33 с чувствительностью 0,1 нТл. Ошибки измерений не превышают $\pm 1,5$ нТл.

Особенно ярко должна быть выражена разность T в зонах глубинных разломов, т. к. каждый разлом является неоднородностью в отношении электропроводности и, следовательно, является индукционной неоднородностью. Этот факт уже доказан на разных геомагнитных полигонах разных регионов [1, 4]. Опираясь на отмеченное, представляется перспективным изучение особенностей суточных вариаций в районах глубинных разломов, в надежде разделить индукционные эффекты в этих зонах.

Результаты наших измерений в 1986 г. показывают, что довольно долгий ряд данных не остается постоянным, то есть $\Delta T \neq \text{const}$. Это условие оказалось справедливым не для всех наблюдаемых пунктов, поэтому пришлось их разделить по результатам на отдельные группы. В первую группу включены те пункты, у которых сохраняется условие $\Delta T = \text{const}$ (пункты №№ 35, 34, 32). Между этими и опорным пунктом разброс от постоянной разности составляет 1—2 нТл, что для данной задачи не существенно и входит в пределы ошибки. Во вторую группу включены пункты, где $\Delta T \neq \text{const}$ (пункты №№ 31, 33). На рис. 2 представлены кривые суточной вариации и пространственных градиентов для пунктов первой группы. Как видно из

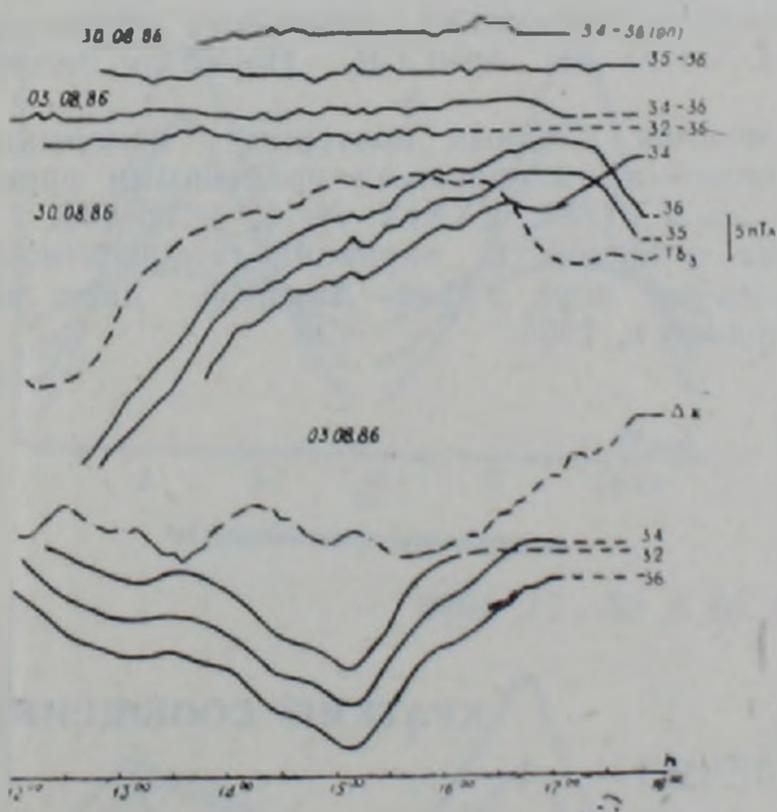


Рис. 2. Суточная вариация ГМП и кривые изменений пространственных градиентов для пунктов №№ 32, 34, 35, 36. Суточная вариация на временных станциях «Товуз» и «Джрадзор». Синхронные разности между пунктами 34—36, 35—36, 32—36.

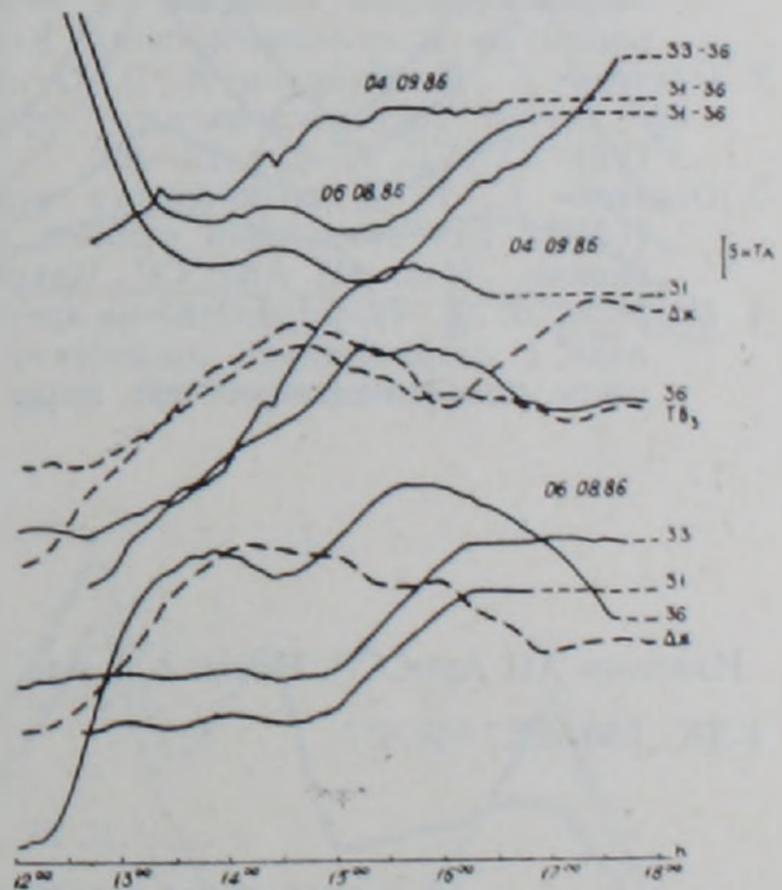


Рис. 3. Суточная вариация ГМП и кривые изменений пространственных градиентов для пунктов 31 и 33. Суточная вариация на временных станциях «Товуз» и «Джрадзор». Синхронные разности между пунктами 33—36, 31—36.

графиков, суточный ход на этих пунктах протекает одинаково, вследствие чего их разницы с опорным пунктом стабильны (лишь с некоторым разбросом в пределах ошибки). Для пунктов второй группы (рис. 3) изменение ΔT столь велико, что сравнимо с амплитудой суточной вариации. Так, изменение пространственного градиента на графиках пунктов 31 и 33 составляет соответственно 25 и 40 нТл, тогда как суточная вариация на опорном пункте составила 42 нТл. Различия существуют не

только в амплитуде, но наблюдается и некоторый фазовый сдвиг величиной в 2,5 часа. Уместно отметить, что описанная картина наблюдается между пунктами, находящимися на расстоянии всего 5 и 25 км от опорного пункта.

Полученные нами результаты сопоставлены с данными магнитовариационных временных станций Опытной-методической сейсмопрогностической станции Института геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР.

Как показывают эти сопоставления (рис. 2 и 3), вариационные кривые на станциях лучше согласуются с кривыми суточной вариации 36, 35, 34, чем пунктов 31 и 33. Конечно, имеются и некоторые расхождения, которые, по всей вероятности, являются следствием геологического строения районов отмеченных пунктов. Расхождение между вариацией у станции Товуз и пунктом № 34 протекает в противофазе (рис. 2). Иногда в разных фазах бывают и вариации между пунктами Товуз и Джрадзор (рис. 3). Несомненно, описанная выше картина заставляет думать о существовании пространственно-временных неоднородностей суточных вариаций ГМП, которые могут быть интерпретированы как следствие индукционных явлений в земной коре. Предполагается также, что эти эффекты возникают за счет относительно высокой электропроводности в земной коре при суточных (особенно возмущенных) вариациях.

Сопоставляя аномалии суточных вариаций ГМП с картой разломов, видим, что пункты 32, 34, 36, находящиеся в зоне разломов, имеют аномальный характер протекания суточной вариации. Пункты 31 и 33, находящиеся внутри блоков, отличаются спокойным и гладким протеканием суточной вариации. Исключение составляет пункт № 35, который, судя по карте разломов, находится на блоке, но не отличается по ходу вариаций от пунктов 34 и 36. Таким образом, ход вариаций на пункте № 35 идентичен вариации на пунктах, которые находятся в зоне разломов. Это дает нам основание предполагать, что все отмеченные пункты (34, 35, 36) расположены в единой зоне дробления горных пород.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 11.VI.1987

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецова В. Г. Итоги изучения временных геомагнитных вариаций на Карпатском геодинамическом полигоне за 1976—1980 гг.—В кн.: Исследования геомагнитного поля и палеомагнетизма. Киев: «Наукова думка», 1983, с. 99—109.
2. Оганесян С. Р., Симонян А. О. О возможности выделения вторичных эффектов при оценке тектономагнитного эффекта.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, XXXVII, № 6, с. 79—82.
3. Оганесян С. Р. К возможности использования данных повторных измерений (ГМП) для отбраковки пунктов, искаженных аномальными временными вариациями.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 1, с. 65—69.
4. Пьянков В. А. Пространственно-временные особенности вариаций геомагнитного поля с современными процессами в земной коре Урала. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. физ.-мат. наук, Свердловск, 1985.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLII, № 3, 68—71, 1988

УДК: 550.382.7:550.837

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Е. М. ЛУЛЕЧЯН

К ВОПРОСУ ИНТЕРПРЕТАЦИИ КРИВЫХ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ АНОМАЛИИ С ЦЕЛЬЮ ВЫЯВЛЕНИЯ ВЫСОКООМНЫХ ПЛАСТООБРАЗНЫХ ТЕЛ

В последние годы особое внимание уделяется проблеме поисков «слепых» рудных тел, находящихся на значительных глубинах. В большинстве случаев современные средства разведочной геофизики не позволяют решать эту задачу с дневной поверхностью. Поэтому важное значение приобретают геофизические исследования в скважинах и горных выработках, с целью поисков рудных тел, залегающих в невыработанном (заскважинном) пространстве. Данная задача успешно решается с помощью электрических методов исследования в случае рудных тел, залегающих в толще пород высокого удельного сопротивления. В этих условиях перспективным является метод погруженных электродов [1, 3, 4].

В природе часто встречаются рудные объекты высокого удельного электрического сопротивления. Однако в настоящее время далеко недостаточно изучены поисково-разведочные возможности метода погруженного электрода для четкой иллюстрации экранирующего влияния высокоомных рудных тел [2, 3].

только в амплитуде, но наблюдается и некоторый фазовый сдвиг величиной в 2,5 часа. Уместно отметить, что описанная картина наблюдается между пунктами, находящимися на расстоянии всего 5 и 25 км от опорного пункта.

Полученные нами результаты сопоставлены с данными магнитовариационных временных станций Опытной-методической сейсмопрогностической станции Института геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР.

Как показывают эти сопоставления (рис. 2 и 3), вариационные кривые на станциях лучше согласуются с кривыми суточной вариации 36, 35, 34, чем пунктов 31 и 33. Конечно, имеются и некоторые расхождения, которые, по всей вероятности, являются следствием геологического строения районов отмеченных пунктов. Расхождение между вариацией у станции Товуз и пунктом № 34 протекает в противофазе (рис. 2). Иногда в разных фазах бывают и вариации между пунктами Товуз и Джрадзор (рис. 3). Несомненно, описанная выше картина заставляет думать о существовании пространственно-временных неоднородностей суточных вариаций ГМП, которые могут быть интерпретированы как следствие индукционных явлений в земной коре. Предполагается также, что эти эффекты возникают за счет относительно высокой электропроводности в земной коре при суточных (особенно возмущенных) вариациях.

Сопоставляя аномалии суточных вариаций ГМП с картой разломов, видим, что пункты 32, 34, 36, находящиеся в зоне разломов, имеют аномальный характер протекания суточной вариации. Пункты 31 и 33, находящиеся внутри блоков, отличаются спокойным и гладким протеканием суточной вариации. Исключение составляет пункт № 35, который, судя по карте разломов, находится на блоке, но не отличается по ходу вариаций от пунктов 34 и 36. Таким образом, ход вариаций на пункте № 35 идентичен вариации на пунктах, которые находятся в зоне разломов. Это дает нам основание предполагать, что все отмеченные пункты (34, 35, 36) расположены в единой зоне дробления горных пород.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 11.VI.1987

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецова В. Г. Итоги изучения временных геомагнитных вариаций на Карпатском геодинамическом полигоне за 1976—1980 гг.—В кн.: Исследования геомагнитного поля и палеомагнетизма. Киев: «Наукова думка», 1983, с. 99—109.
2. Оганесян С. Р., Симонян А. О. О возможности выделения вторичных эффектов при оценке тектономагнитного эффекта.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, XXXVII, № 6, с. 79—82.
3. Оганесян С. Р. К возможности использования данных повторных измерений (ГМП) для отбраковки пунктов, искаженных аномальными временными вариациями.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 1, с. 65—69.
4. Пьянков В. А. Пространственно-временные особенности вариаций геомагнитного поля с современными процессами в земной коре Урала. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. физ.-мат. наук, Свердловск, 1985.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLII, № 3, 68—71, 1988

УДК: 550.382.7:550.837

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Е. М. ЛУЛЕЧЯН

К ВОПРОСУ ИНТЕРПРЕТАЦИИ КРИВЫХ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ АНОМАЛИИ С ЦЕЛЬЮ ВЫЯВЛЕНИЯ ВЫСОКООМНЫХ ПЛАСТООБРАЗНЫХ ТЕЛ

В последние годы особое внимание уделяется проблеме поисков «слепых» рудных тел, находящихся на значительных глубинах. В большинстве случаев современные средства разведочной геофизики не позволяют решать эту задачу с дневной поверхностью. Поэтому важное значение приобретают геофизические исследования в скважинах и горных выработках, с целью поисков рудных тел, залегающих в невыработанном (заскважинном) пространстве. Данная задача успешно решается с помощью электрических методов исследования в случае рудных тел, залегающих в толще пород высокого удельного сопротивления. В этих условиях перспективным является метод погруженных электродов [1, 3, 4].

В природе часто встречаются рудные объекты высокого удельного электрического сопротивления. Однако в настоящее время далеко недостаточно изучены поисково-разведочные возможности метода погруженного электрода для четкой иллюстрации экранирующего влияния высокоомных рудных тел [2, 3].

Целью настоящей работы является изучение возможности метода погруженного электрода при поисках и разведке высокоомных пластообразных жил, расположенных в завывработочном (заскважинном) пространстве.

В статье представлены результаты лабораторных и полевых исследований при различных расстояниях питающего электрода и профиля наблюдений от исследуемого объекта. Измерялся градиент потенциала по профилю, ориентированному параллельно и под углом по отношению к простиранию высокоомного сплошного и разорванного пластообразного тела ограниченных размеров.

Работы выполнялись в электролитическом баке размерами $200 \times 100 \times 100$ см³, заполненном водой с удельным электрическим сопротивлением 50 Ом.м. В качестве модели высокоомных тел использовались пластинки из винипласта ($\rho = 10^{14}$ Ом.м). Размеры моделей по простиранию (L) выбирались 8, 14 и 20 см, по падению — 20 см и бесконечный, по мощности — 0,5 см. Измерялся градиент потенциала при $MN = 0,5$ см, шаге наблюдений — 0,5 см. Измерения производились с помощью универсального вольтметра В7—27.

Для количественного сопоставления степени искажения поля точечного источника и оценки аномального эффекта введен параметр η (коэффициент относительной аномалии):

$$\eta = \frac{|\Delta U| - |\Delta U_0|}{|\Delta U_0|} \cdot 100 \%,$$

где ΔU — градиент потенциала аномального поля (в присутствии модели плохопроводящего рудного тела); ΔU_0 — градиент потенциала нормального поля.

На рис. 1б, в представлены кривые η при различных расстояниях профиля наблюдений от высокоомного пласта (h_1), проходящего параллельно простиранию последнего, при расположении точечного источника на расстоянии $0,07L$ и $0,5L$ соответственно.

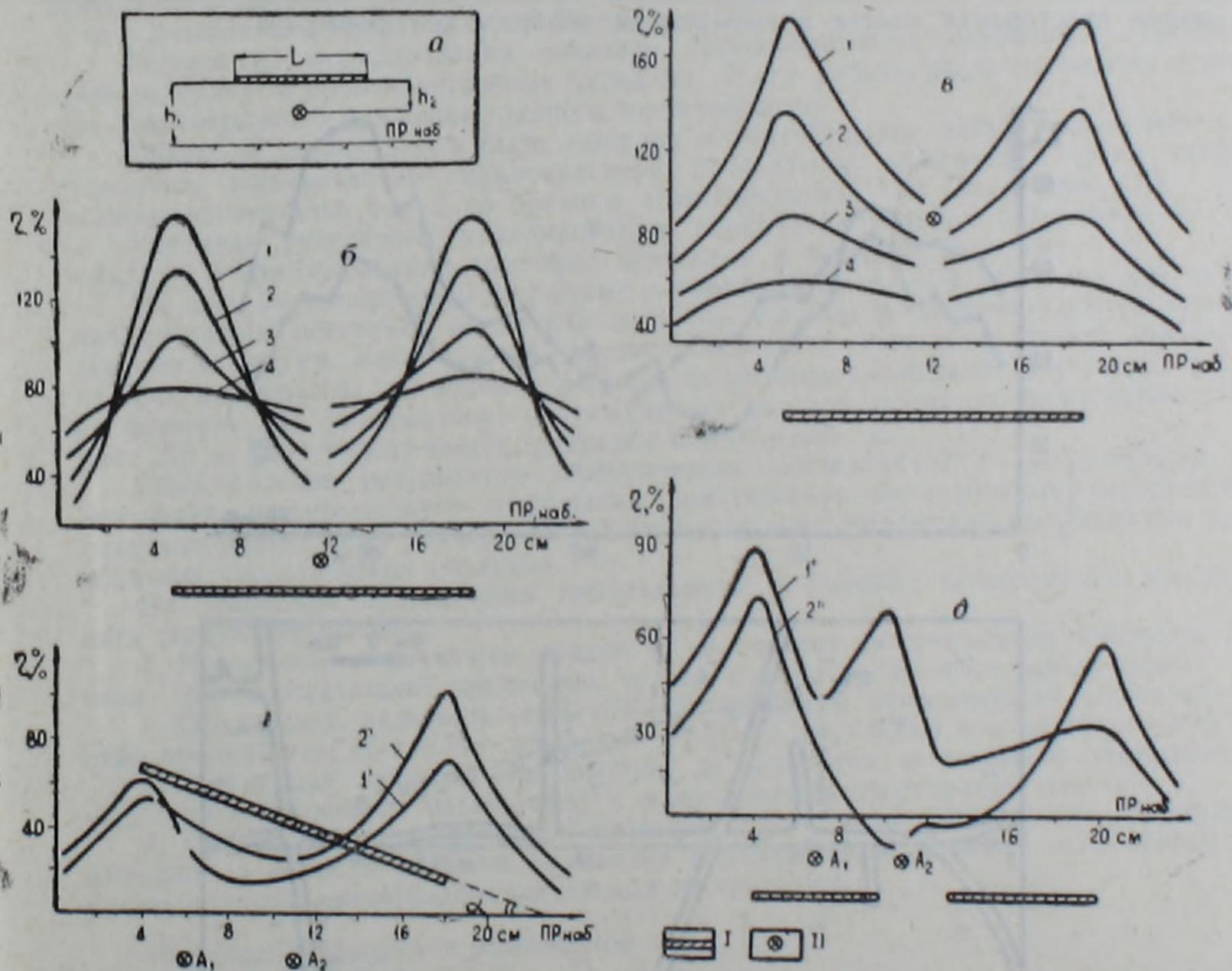


Рис. 1. Результаты лабораторных исследований методом погруженного электрода. а — схема моделирования; б — кривые η при $h_1 = 0,14L, 0,28L, 0,43L, 0,57L$ (кривые 1—4 соответственно), $h_2 = 0,07L$; в — кривые η при $h_1 = 0,07L, 0,14L, 0,28L, 0,43L$; (кривые 1—4 соответственно), $h_2 = 0,57L$; г — кривые η при ориентации профиля наблюдений по отношению пласта под углом 20° ; д — кривые η при наличии модели разорванного высокоомного рудного тела; 1', 2' (1'', 2'') — кривые η при положении точечного источника на точках A_1 и A_2 соответственно; I — высокоомный пласт; II — точечный источник.

Кривые характеризуются двумя четко выделенными максимумами, местоположение которых совпадает с проекциями границ пласта на профиль наблюдений. Значения η за пределами пласта и в сторону его центра резко уменьшаются. На точке

проекция точечного источника кривые η разрываются, так как на этой точке $U\Delta_0=0$. С увеличением h_1 , при условии $h_1 < h_0$, наблюдается уменьшение значения η на всех точках измерения, и кривые не имеют точки пересечения (рис. 1в). При условии $h_1 > h_0$, с увеличением расстояния между профилем наблюдений и пластом, амплитудные значения максимумов η уменьшаются, а за пределами исследуемого объекта и на точках, расположенных между максимумами,—возрастают. Кривые характеризуются четырьмя точками пересечения (рис. 1б), что является важным признаком для определения местоположения исследуемого объекта по отношению к профилю наблюдений.

При ориентации профиля наблюдения параллельно простиранию высокоомного объекта и при одинаковом удалении кромок пласта от точечного источника абсолютные значения максимумов относительной аномалии равны (рис. 1б, в). При перемещении точечного источника от середины пласта к его краям кривая η становится асимметричной. При ориентации профиля под углом к пласту значения максимумов кривой η разные. Разность абсолютных значений экстремумов зависит от положения точечного источника по отношению к пласту и углу встречи высокоомного объекта с профилем наблюдений. Таким образом, для определения простирания высокоомного пласта следует производить измерение градиента потенциала при произвольном расположении точечного источника. Далее, расчетным путем определить значения относительной аномалии и строить кривые η , по характеру которых можно судить о наличии искомого высокоомного пласта и определить местоположения проекции его кромок. После этого, для уточнения ориентации профиля наблюдений по отношению к высокоомному телу, следует измерять градиент потенциала по тому же профилю при расположении точечного источника на центре проекции пласта (в средней точке между двумя максимумами). При этом максимум относительной аномалии на проекции ближайшей грани пласта характеризуется относительно высокими значениями по отношению к значениям максимума на точке проекции второй грани пласта.

Как показали специальные исследования, отклонение абсолютных значений максимумов находится в прямой зависимости от угла между профилем наблюдений и линией простирания пласта и выражается эмпирической формулой:

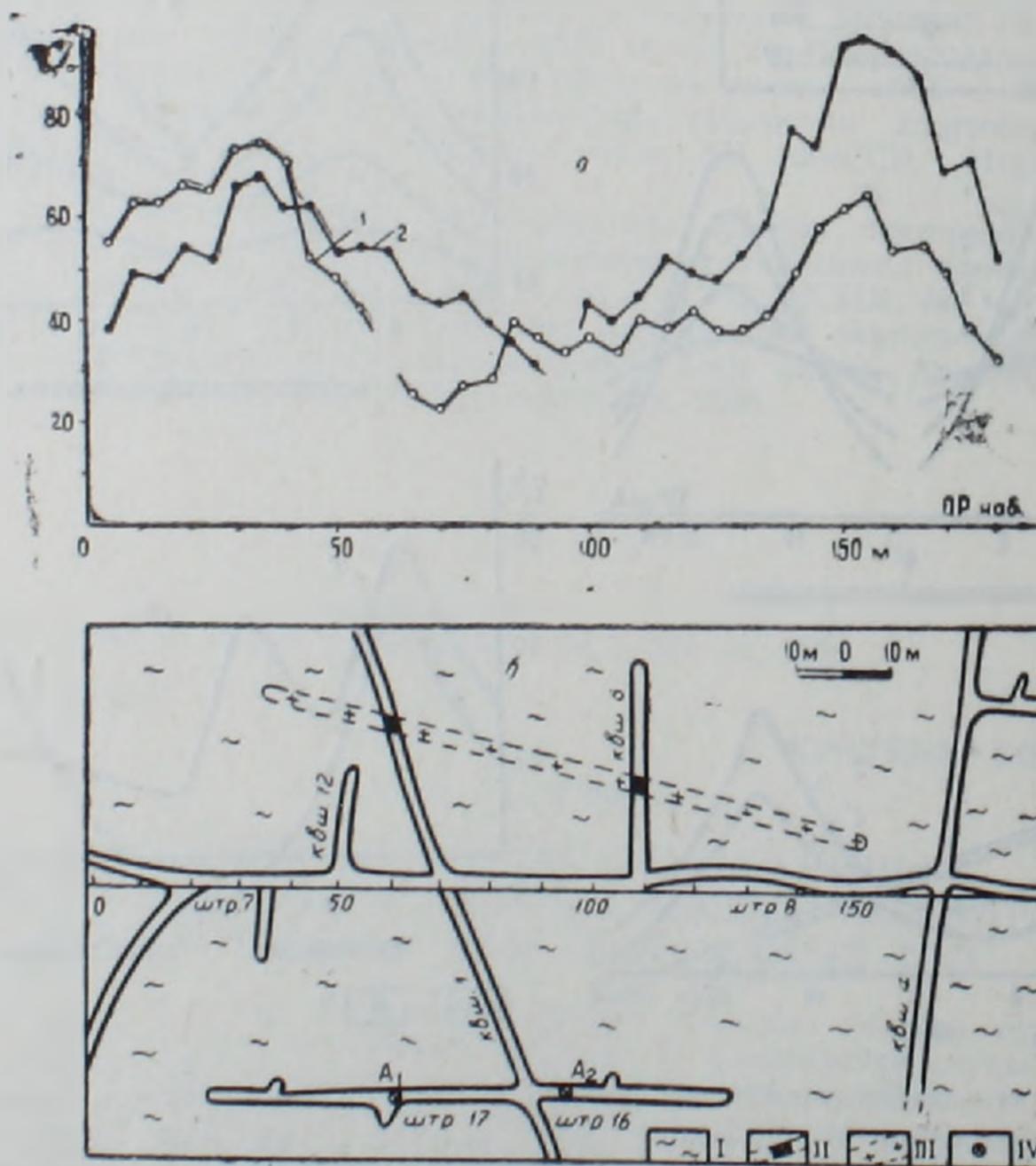


Рис. 2. Кривые относительной аномалии (а) и геологический план горизонта штольни 5 (б) Алавердского месторождения. 1, 2—кривые η , полученные в штольнях 7 и 8 при положении точечного источника на точках A_1 и A_2 ; I—гидротермально измененные породы; II—вскрытая жила альбитофириновых даек; III—предполагаемый контур даечных пород; IV—точечный источник.

$$\alpha^{\circ} = 10,8 \cdot \frac{|\eta'_{\max}|}{|\eta''_{\max}|}, \quad (1)$$

где η'_{\max} (η''_{\max}) — значения максимумов относительной аномалии на точках проекций ближайшей (удаленной) грани пласта по отношению к профилю наблюдений.

По формуле (1) можно определить направление простирания пластообразного тела по отношению к профилю наблюдений с погрешностью 7%, при $10^{\circ} \leq \alpha \leq 35^{\circ}$. При $\alpha > 35^{\circ}$ точность определения угла снижается и погрешность доходит до 35%.

На рис. 1д представлены кривые η при наличии модели разорванного высокоомного пластообразного тела. Рассматриваются два варианта: 1—когда питающий электрод расположен в границах одной из ветвей пласта; 2—точечный источник расположен в области разрыва. В первом случае кривая характеризуется тремя четко выделенными максимумами, местоположения которых соответствуют проекциям граней левой ветви и правого конца второй ветви. При расположении точечного источника в области разрыва (точка A_2) кривая η характеризуется двумя максимумами, соответствующими проекциям концов пласта. В области разрыва относительная аномалия принимает отрицательные значения.

Таким образом, характерной особенностью кривых η при наличии разорванного пластообразного тела является наличие трех максимумов (при первом варианте) или двух максимумов и отрицательных значений на пикетах, расположенных в области разрыва.

Как показали специальные эксперименты, проведенные на установке МУСГ—1, представленные закономерности измерения кривых η остаются справедливыми для пластов с удельным электрическим сопротивлением, в восемь и больше раз превосходящим удельное электрическое сопротивление вмещающей среды.

Точность определения границы пласта при прочих равных условиях зависит от соотношения между протяженностью пласта (L) и расстоянием его от профиля наблюдений. Проекция границы пласта на профиль наблюдений определяются по кривым η с погрешностью порядка 5% от общей протяженности пласта, если $h_1 < 0,3L$ при $\mu = 10$ (μ —отношение удельных электрических сопротивлений высокоомного пласта и вмещающей среды) и $h_1 < 0,8L$ при $\mu = 10^3$.

Результаты моделирования показали целесообразность опробования предложенной методики в производственных условиях. Такие работы были проведены в штольне 5 Алавердского медноколчеданного месторождения.

Объектом исследования была выбрана альбитофировая дайка мощностью 4 м и удельным электрическим сопротивлением 2100 Ом·м залегающая среди гидротермально измененных пород со средним сопротивлением 150 Ом·м (рис. 2б).

Учитывая результаты моделирования, измерялся градиент потенциала по штрекам 7 и 8 при положении точечного источника в штреках 16 и 19.

На рис. 2а изображены расчетные кривые относительной аномалии при положении точечного источника на точках A_1 и A_2 . Кривые η характеризуются четко выделенными двумя максимумами, соответствующими проекциям граней высокоомного тела на профиль наблюдений. Исходя из вышепредложенной методики и расчетов по формуле (1), установлено: протяженность дачной жилы по простиранию составляет 125 м, угол между ним и профилем наблюдений— 15° .

Сопоставление результатов геофизических исследований с геологической документацией свидетельствует о больших практических возможностях изучаемого метода для определения размеров и пространственного положения высокоомных пластообразных геологических объектов.

На основании проведенных лабораторных и полевых исследований можно сделать следующие выводы:

1. Положение максимумов кривой η не зависит от положения точечного источника. Оно соответствует проекциям граней пласта на профиль наблюдений.
2. Предельная дальность, при которой максимум относительной аномалии отчетливо проявляется, составляет примерно $h_1 < 0,3L$ ($h_1 < 0,8L$) при $\mu = 10$ ($\mu = 10^3$).
3. Отношение значений максимумов η находится в линейной зависимости от угла между профилем наблюдений и направлением простирания пласта.
4. При наличии разорванного пластообразного тела коэффициент относительной аномалии в области разрыва принимает отрицательные значения, или кривая η характеризуется наличием дополнительных экстремумов.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР

Поступила 6.III.1987.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалян С. В., Газарян Г. О., Гамоян В. Б. Подземная электроразведка на рудных месторождениях Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1980, 221 с.
2. Козырин А. К. Электрическая корреляция разрезов скважин. М.: Недра, 1985, 135 с.
3. Лудемян Е. М., Чилингарян А. З. Методика разведки высокоомных жил из горных выработок. Деп. в ВИНТИ, № 3695—В86, 1986, 17 с.
4. Саковцев Г. П., Редозубов А. А. Методы скважинной электроразведки при поисках и разведке рудных месторождений. М.: Недра, 1986, 128 с.
5. Тархов А. Г. и др. Подземная геофизика. М.: Недра, 1973.

САРАФЯН Н. Е.

ОБ ОДНОМ СПОСОБЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЦИКЛОВ РАЗНОГО ПОРЯДКА В ФЛИШЕВЫХ ФОРМАЦИЯХ

В работе анализируются палеогеновые образования флишевой формации АрмССР при помощи их матрицы переходных вероятностей, делается попытка учета напразленности процессов слесобразования с помощью цепи Маркова. Рассматриваемая флишевая формация по вещественному составу и характеру циклов [1] подразделяется на три субформации. Из этих субформаций для анализа были выбраны данные 28 характерных разрезов. Определение и оценка статистических характеристик указанных субформаций с соответствующей геологической интерпретацией изложены в [2]. Подсчитаны матрицы переходных вероятностей всех 28 разрезов. Из 28 матриц мы для анализа выбрали шесть типичных (две для каждой субформации). Этот выбор, однако, не является ограничением. Можно выбрать любые 6 матриц из 28. Матрицы переходных вероятностей разрезов с условными номерами № 14, № 6, № 20 имеют следующую структуру:

$$P_{14} = \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0,35 & 0,5 & 0,15 & 0 \end{pmatrix} \quad P_6 = \begin{pmatrix} 0 & 1 & 9 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \\ 6 & 0 & 0 & 1 \\ 0,05 & 0,15 & 0,8 & 0 \end{pmatrix}$$

$$P_{20} = \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0,16 & 0,14 & 0,2 & 0,5 & 0 \end{pmatrix}$$

Они соответствуют разрезам, которые входят в I, II и III субформации. Приведенные матрицы характерны тем, что содержат много 0 и 1. Вторая группа матрицы выбрана с меньшим количеством чисел 0 и 1 (по возможности). Эти матрицы имеют условные номера 7, 28 и 24 и структуры их следующие:

$$P_7 = \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0,97 & 0,03 \\ 0,15 & 0,61 & 0 & 0,24 \\ 0,21 & 0,79 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad P_{28} = \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0,93 & 0,07 & 0 \\ 0,1 & 0,15 & 0 & 0,75 & 0 \\ 0 & 0 & 0,025 & 0 & 0,975 \\ 0,5 & 0,19 & 0,03 & 0,28 & 0 \end{pmatrix}$$

$$P_{24} = \begin{pmatrix} 0 & 0,9 & 0,1 & 0 & 0 & 0 \\ 0,1 & 0 & 0,99 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0,4 & 0,28 & 0,32 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0,45 & 0,55 \\ 0 & 0,24 & 0,12 & 0,12 & 0 & 0,52 \\ 0,28 & 0,28 & 0,24 & 0,08 & 0,12 & 0 \end{pmatrix}$$

Геологический смысл отличия матриц переходных вероятностей заключается в следующем. В рассматриваемых разрезах I субформации основные элементы слесобразования являются: 1) песчаник, 2) алевролит, 3) мергель, 4) глина. В первой группе разрезов, согласно указанным матрицам, слой песчаника с вероятностью 1 переходит в слой алевролита, последний, аналогично, переходит в слой мергеля, а затем наступает слой глины. Глина с вероятностью 0,35 может переходить в слой песчаника или с вероятностью 0,5—в слой алевролита и, наконец, в слой мергеля с вероятностью 0,15. Такая же картина наблюдается и в разрезах 6 и 20, то есть переходы от песчаника к алевролиту, от алевролита к мергелю и от мергеля к глине—обязательны. В группе же разрезов 7, 28, 24 подобные непосредственные переходы необязательны. Здесь чередование слоев происходит с некоторой вероятностью. Во всех случаях указанные переходы происходят за один шаг (единицу времени) наблюдения. Геологически наибольший интерес представляют вероятности перехода через n шагов, так как в результате устанавливаются так называемые финальные (регулярные) вероятности появления слоев в стратиграфических последовательностях. Значение финальной вероятности заключается в том, что как только оно получено, вероятности перехода из любого состояния становятся независимыми от исходного состояния, так как все строки матрицы становятся одинаковыми. Вероятности многшаговых переходов подсчитываются путем возведения матрицы переходов в степень [3].

Для приведенных выше матриц соответствующие регулярные матрицы следующие (отличие возведенных степеней обусловлено ограниченностью машинного времени, а числа округлены до третьего знака):

$$P_{14} = \begin{pmatrix} 0,13 & 0,32 & 0,30 & 0,26 \\ 0,10 & 0,27 & 0,36 & 0,30 \\ 0,10 & 0,24 & 0,31 & 0,36 \\ 0,13 & 0,28 & 0,30 & 0,31 \end{pmatrix} \quad P_6 = \begin{pmatrix} 0,8 & 0,41 & 0,41 & 0,10 \\ 0,8 & 0,41 & 0,40 & 0,10 \\ 0,8 & 0,41 & 0,40 & 0,10 \\ 0,8 & 0,42 & 0,40 & 0,10 \end{pmatrix}$$

$$P_{20} = \begin{pmatrix} 0,04 & 0,17 & 0,15 & 0,64 \\ 0,03 & 0,14 & 0,17 & 0,66 \\ 0,03 & 0,13 & 0,14 & 0,70 \\ 0,04 & 0,14 & 0,13 & 0,70 \end{pmatrix} \quad P_7 = \begin{pmatrix} 0,09 & 0,24 & 0,23 & 0,16 & 0,29 \\ 0,17 & 0,18 & 0,24 & 0,26 & 0,16 \\ 0,10 & 0,23 & 0,18 & 0,23 & 0,25 \\ 0,14 & 0,23 & 0,18 & 0,25 & 0,20 \end{pmatrix}$$

$$P_{28} = \begin{bmatrix} 0,05 & 0,10 & 0,17 & 0,32 \\ 0,05 & 0,10 & 0,16 & 0,36 \\ 0,05 & 0,10 & 0,16 & 0,33 \\ 0,05 & 0,10 & 0,16 & 0,35 \\ 0,05 & 0,10 & 0,16 & 0,34 \end{bmatrix} \quad P_{24} = \begin{bmatrix} 0,8 & 0,18 & 0,27 & 0,16 & 0,18 & 0,26 \\ 0,9 & 0,19 & 0,27 & 0,15 & 0,18 & 0,27 \\ 0,9 & 0,19 & 0,26 & 0,14 & 0,16 & 0,25 \\ 0,9 & 0,19 & 0,27 & 0,14 & 0,16 & 0,24 \\ 0,9 & 0,19 & 0,27 & 0,15 & 0,16 & 0,25 \\ 0,9 & 0,18 & 0,28 & 0,15 & 0,17 & 0,25 \end{bmatrix}$$

Строки приведенных матриц характеризуют равновесные доли различных состояний при числе шагов, равными 5—11. Эти строки показывают вероятность наблюдения состояния a_1, a_2, \dots, a_n , которая равняется p_1, \dots, p_n соответственно и не зависит от исходного состояния. Например, вероятности наблюдения состояния: 1) песчаник крупнозернистый, 2) песчаник мелкозернистый, 3) алевролит крупнозернистый, 4) алевролит мелкозернистый, 5) мергель и 6) глина в разрезе № 24 равны: 0,9; 0,18; 0,28; 0,15; 0,17; 0,25 соответственно при длине шагов 7-ой исходной последовательности.

Матрицы переходных вероятностей разрезов осадочных толщ можно использовать для определения циклов, которые наблюдаются с разной вероятностью. Подсчет этих вероятностей производится простым умножением конкретных переходных вероятностей. Для каждой матрицы переходных вероятностей таким путем формально определяются некоторые циклы и вероятности их наблюдения. Ниже для матрицы № 14, № 6 и № 20 эти вероятности приведены в порядке их убывания и выделены соответствующие им циклы.

$p_1=0,5$	1-2-3-4-2	$q_1=0,80$	1-2-3-4-3
$p_2=0,35$	1-2-3-4-1	$q_2=0,15$	1-2-3-4-2
$p_3=0,15$	1-2-3-4-3	$q_3=0,05$	1-2-3-4-1
$p=1,00$		$q=1,00$	
	$r_1=0,54$		1-2-3-4-5-4
	$r_2=0,17$		1-2-3-4-5-3
	$r_3=0,15$		1-2-3-4-5-1
	$r_4=0,14$		1-2-3-4-5-2
	$r=1,00$		

Для матрицы (разрезов) с номерами 7, 28, 24 циклы и соответствующие вероятности их появления выглядят следующим образом:

$p_1=0,5917$	1-2-3-2	$q_1=0,3619$	1-2-3-4-5-1
$p_2=0,1939$	1-2-3-4	$q_2=0,2026$	1-2-3-4-5-4
$p_3=0,1455$	1-2-3-1	$q_3=0,1485$	1-2-3-2
$p_4=0,0488$	1-2-3-4-5	$q_4=0,1375$	1-2-3-4-5-2
$p_5=0,0237$	1-2-4-2	$q_5=0,0217$	1-2-3-4-5-3
$p_6=0,0061$	1-2-4-1	$q_6=0,0186$	1-2-3-4-3
$p=0,9997$		$q_7=0,0991$	1-2-3-1
		$q=0,9007$	
	$r_1=0,0792$		1-2-3-6-1
	$r_2=0,0548$		1-2-3-4-6-1
	$r_3=0,0384$		1-2-3-5-6-1
	$r_4=0,0348$		1-2-3-4-5-6-2

Для последней матрицы, то есть для матрицы № 21, число возможных циклов 27. Здесь приведены только те из них, вероятность появления которых больше среднего значения, то есть больше $r=0,037$. Для матрицы № 28 остальные циклы не приведены, ввиду малой вероятности их наблюдения. Выделение циклов разного порядка в стратиграфии обычно производится на основе подсчета частот встречаемости I, II, III и других элементов слоеобразования в исходной последовательности. В обоих случаях выделение циклов фактически производится на основе одной и той же информации. Поэтому их можно считать идентичными. Разница в том, что обычно порядок цикла определяется сразу по мере движения по таблице, а в приведенной схеме после подсчета и умножения соответствующих переходных вероятностей. Приведенная схема удобна тем, что позволяет определить все возможные циклы и вероятности их наблюдения. Последняя влечет за собой оценку (в информационном, а не в энергетическом плане) доли каждого цикла в общем объеме колебаний (разреза). Для энергетических долей, очевидно, потребуется учет мощностных или скоростных характеристик напластований. Обычными методами подобный анализ затруднителен. Об эффективности приведенной схемы можно убедиться на анализе данных разрезов №№ 14, 6, 20, полученных двумя способами. Количество циклов разного порядка, вероятности их наблюдения, определяемые обычным методом, приводятся в таблице 1.

Таблица 1

Порядок цикла \ Разрезы	I	II	III	IV	Общее число циклов
14	—	8 $p=0,32$	12 $p=0,48$	5 $p=0,20$	25
6	—	3 $p=0,04$	11 $p=0,16$	54 $p=0,80$	67
20	—	6 $p=0,16$	5 $p=0,13$	27 $p=0,71$	38

Эти показатели совпадают с прежними результатами разрезов 14 и 6. В разрезе 20 не определен цикл, который выявлен приведенной нами схемой. Эта особенность еще более сильно выражена для разрезов 7, 28, 24, то есть в матрицах переходных вероятностей, где 0 и 1 сравнительно малы. Здесь не все циклы, выделенные через матрицы переходных вероятностей, имеют свои аналоги (прототипы) в группе циклов, определенных обычным методом. И, кажется, что приведенная схема имеет некоторое «расхождение» от обычного метода определения циклов. Например, для разрезов 7, 28, 24 общее число возможных циклов равно соответственно 6, 10, 27, в то время как для этих же разрезов обычным методом определяются 2, 3, 4 цикла разного порядка. Причина заключается в том, что обычно в определении циклов разного порядка специалисты исходят из первого (второго, третьего и т. д.) элемента слоев, его наличие или отсутствие является основой для вычислений. На последний элемент, а также на длину и структуру цикла не обращается особого внимания. Вследствие этого определенное число циклов группируется в один обобщенный цикл.

Например, выделенные для разреза 7 циклы 1—2—3—1; 1—2—3—4—1; 1—2—4—1 с вероятностью наблюдения $p_3=0,1455$, $p_4=0,0488$; $p_6=0,0061$ соответственно, можно объединить и представить через обобщенный цикл с вероятностью $p=0,2004$. Этот цикл соответствует определенному обычным методом циклу III порядка с вероятностью наблюдения $p=0,21$. Таким же образом объединение остальных циклов 2—3—2; 2—3—4—2; 2—4—2 этого же разреза с вероятностью наблюдения $p_1=0,5917$; $p_2=0,1839$; $p_3=0,0237$ соответственно, даст новый обобщенный цикл с вероятностью наблюдения $p=0,8093$. Этот цикл будет соответствовать определенному обычным методом циклу IV порядка с вероятностью наблюдения $p=0,79$ и так далее.

Таким образом, приведенный метод выделения циклов более удобен и нагляден и «расхождения» результатов по существу не имеется. Аналогичным образом можно объяснить «расхождение» между количеством циклов разрезов 27 и 24, определенных двумя способами. При выделении циклов разного порядка, помимо I, II, III и др. элементов циклов следует учесть и последний. Кроме того, нужно учитывать также длину, точнее состав цикла.

Какая связь между порядком цикла и вероятностью их наблюдения? Как показывают приведенные примеры, из 6 случаев в 4-х с увеличением порядка цикла вероятность его наблюдения увеличивается. В разрезах, где эта связь не наблюдалась, отмечается отсутствие или незначительное количество глинистого материала. Поэтому ее можно считать общей закономерностью.

1. Садоян А. А. Особенности образования флишевой формации датского яруса—эоцена Армянской ССР и сопредельных районов.—Литология и полезные ископаемые, 1983, № 2, с. 43—56.
2. Садоян А. А., Сарафян Н. Е. Некоторые математические закономерности геологической цикличности флишевой формации верхнего мела—палеогена Армянской ССР.—В кн.: Математические методы анализа цикличности в геологии. М., 1984.
3. Харбук Дж., Бонэм-Картер Г. Моделирование на ЭВМ в геологии.—М.: Мир, 1974.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, № 3, 75—76, 1988

КРИТИКА И ДИСКУССИЯ

Г. И. ТЕР-СТЕПАНЯН

СТРАННАЯ ЛОГИКА

(Вместо рецензии)

Статья восьми (!) авторов—А. Т. Асланяна, Ф. О. Аракеляна, К. А. Агамалаяна, А. Х. Баграмяна, Р. Т. Джугаряна, Б. Ц. Еремян, Д. И. Сихарулидзе и Н. П. Тутберидзе «Анализ сейсмических условий района Армянской атомной электростанции (Араратская долина)», опубликованная в журнале «Известия АН АрмССР, Науки о Земле» (1982, т. XXXV, № 5, стр. 3—17), заставляет задуматься о сложности и неисповедимости путей научного поиска, непостижимости способов, которые можно использовать при отсутствии разборчивости для перехода от исходных данных к выводам. Поскольку мы хотим вскрыть внутренние противоречия статьи, мы не будем здесь привлекать постороннего материала и воспользуемся только цитатами из указанной статьи; они ниже приводятся в кавычках, курсив везде наш.

«Армянская АЭС расположена в центральной части Араратской котловины, занимающей *срединную* область Еревано-Игдырского сейсмического узла и являющейся местом *пересечения довольно мощных зон активных сейсмогенных разломов*» (стр. 3). «К северу и югу от АЭС на расстоянии 35—40 км расположены крупнейшие в Армянском нагорье стратовулканы Арагац (4095 м) и Арарат (5125 м). Между ними располагается *более 40 центров вулканических извержений*, сложенных красными и черными пузырчатыми андезито-базальтовыми лавами и шлаками (*глубина очагов, вероятно, 3—5 км*). Часть указанных вулканических аппаратов в виде кольцеобразной группы располагается *непосредственно в районе промплощадки АЭС (17 центров на площади 10 км²)*» (стр. 3). «В районе *значительное развитие* имеют также туфолавы, являющиеся продуктами *трещинных извержений*» (стр. 4). «Сооружение АЭС располагается непосредственно на коренных вулканитах (шлаки и лавы в сложном переплетении) нижнесреднечетвертичного возраста. В этой толще, *на глубине около 70 м обнаружены водотоки, которые, по-видимому, питают артезианский бассейн, расположенный к югу от АЭС*» (стр. 4). «Ереванский *глубинный разлом* прослеживается к северу от АЭС и, вероятно, контролирует *отмеченные вулканические аппараты вблизи АЭС*» (стр. 6). «Еревано-Игдырский сейсмогенный узел проявляет *значительную сейсмоактивность с древнейших времен, выделяясь скоплениями очагов сильных землетрясений*» (стр. 6). «На территории Ереван-Игдырского сейсмогенного узла известны *несколько разрушительных 8—9 балльных землетрясений*» (стр. 6). «Еревано-Игдырский сейсмогенный узел попадает в *зону довольно повышенной сейсмической активности*» (стр. 8). «Землетрясения Еревано-Игдырского узла имеют *магнитуду в пределах $M=5,5-6,5$ и интенсивность $I_s=7-8,5$ баллов. В этом сейсмогенном узле наблюдаются контрастные сеймотектонические и неотектонические движения. Через этот узел проходят наиболее активно действующие в современную геологическую эпоху *глубинные сейсмогенные разломы*» (стр. 14). «Узел характеризуется *концентрацией значительного количества очагов сильных землетрясений*» (стр. 15).*

Изложив все эти фактические данные, однозначно показывающие высокую сейсмическую активность района АЭС, «представляющего собой зону пересечения крупных сейсмоактивных разломов северо-восточного, северо-западного, широтного и меридионального направлений» (стр. 15), т. е. по всем восьми основным румбам, авторы статьи неожиданно приходят к следующему выводу: «Приведенный в тексте материал показывает, что, *несмотря на сложные сеймотектонические условия, устойчивость комплекса сооружений Армянской АЭС можно считать обеспеченной с точки зрения сейсмостойкости и общих инженерно-геологических требований. Имеются достаточные основания для строительства II очереди Армянской АЭС на территории, прилегающей к площади действующей станции с запада*» (стр. 15). Где эти «достаточные основания» и почему о них умалчивается?

В статье совершенно не рассматриваются инженерно-геологические условия района ААЭС, если не считать одного довольно невразумительного заявления: «Мож-

1. Садоян А. А. Особенности образования флишевой формации датского яруса—эоцена Армянской ССР и сопредельных районов.—Литология и полезные ископаемые, 1983, № 2, с. 43—56.
2. Садоян А. А., Сарафян Н. Е. Некоторые математические закономерности геологической цикличности флишевой формации верхнего мела—палеогена Армянской ССР.—В кн.: Математические методы анализа цикличности в геологии. М., 1984.
3. Харбук Дж., Бонэм-Картер Г. Моделирование на ЭВМ в геологии.—М.: Мир, 1974.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, № 3, 75—76, 1988

КРИТИКА И ДИСКУССИЯ

Г. И. ТЕР-СТЕПАНЯН

СТРАННАЯ ЛОГИКА

(Вместо рецензии)

Статья восьми (!) авторов—А. Т. Асланяна, Ф. О. Аракеляна, К. А. Агамалаяна, А. Х. Баграмяна, Р. Т. Джугаряна, Б. Ц. Еремян, Д. И. Сихарулидзе и Н. П. Тутберидзе «Анализ сейсмических условий района Армянской атомной электростанции (Араратская долина)», опубликованная в журнале «Известия АН АрмССР, Науки о Земле» (1982, т. XXXV, № 5, стр. 3—17), заставляет задуматься о сложности и неисповедимости путей научного поиска, непостижимости способов, которые можно использовать при отсутствии разборчивости для перехода от исходных данных к выводам. Поскольку мы хотим вскрыть внутренние противоречия статьи, мы не будем здесь привлекать постороннего материала и воспользуемся только цитатами из указанной статьи; они ниже приводятся в кавычках, курсив везде наш.

«Армянская АЭС расположена в центральной части Араратской котловины, занимающей *срединную* область Еревано-Игдырского сейсмического узла и являющейся местом *пересечения довольно мощных зон активных сейсмогенных разломов*» (стр. 3). «К северу и югу от АЭС на расстоянии 35—40 км расположены крупнейшие в Армянском нагорье стратовулканы Арагац (4095 м) и Арарат (5125 м). Между ними располагается *более 40 центров вулканических извержений*, сложенных красными и черными пузырчатыми андезито-базальтовыми лавами и шлаками (*глубина очагов, вероятно, 3—5 км*). Часть указанных вулканических аппаратов в виде кольцеобразной группы располагается *непосредственно в районе промплощадки АЭС (17 центров на площади 10 км²)*» (стр. 3). «В районе *значительное развитие* имеют также туфолавы, являющиеся продуктами *трещинных извержений*» (стр. 4). «Сооружение АЭС располагается непосредственно на коренных вулканитах (шлаки и лавы в сложном переплетении) нижнесреднечетвертичного возраста. В этой толще, *на глубине около 70 м обнаружены водотоки, которые, по-видимому, питают артезианский бассейн, расположенный к югу от АЭС*» (стр. 4). «Ереванский *глубинный разлом* прослеживается к северу от АЭС и, вероятно, контролирует *отмеченные вулканические аппараты вблизи АЭС*» (стр. 6). «Еревано-Игдырский сейсмогенный узел проявляет *значительную сейсмоактивность с древнейших времен, выделяясь скоплениями очагов сильных землетрясений*» (стр. 6). «На территории Ереван-Игдырского сейсмогенного узла известны *несколько разрушительных 8—9 балльных землетрясений*» (стр. 6). «Еревано-Игдырский сейсмогенный узел попадает в *зону довольно повышенной сейсмической активности*» (стр. 8). «Землетрясения Еревано-Игдырского узла имеют *магнитуду в пределах $M=5,5-6,5$ и интенсивность $I_s=7-8,5$ баллов. В этом сейсмогенном узле наблюдаются контрастные сеймотектонические и неотектонические движения. Через этот узел проходят наиболее активно действующие в современную геологическую эпоху *глубинные сейсмогенные разломы*» (стр. 14). «Узел характеризуется *концентрацией значительного количества очагов сильных землетрясений*» (стр. 15).*

Изложив все эти фактические данные, однозначно показывающие высокую сейсмическую активность района АЭС, «представляющего собой зону пересечения крупных сейсмоактивных разломов северо-восточного, северо-западного, широтного и меридионального направлений» (стр. 15), т. е. по всем восьми основным румбам, авторы статьи неожиданно приходят к следующему выводу: «Приведенный в тексте материал показывает, что, *несмотря на сложные сеймотектонические условия, устойчивость комплекса сооружений Армянской АЭС можно считать обеспеченной с точки зрения сейсмостойкости и общих инженерно-геологических требований. Имеются достаточные основания для строительства II очереди Армянской АЭС на территории, прилегающей к площади действующей станции с запада*» (стр. 15). Где эти «достаточные основания» и почему о них умалчивается?

В статье совершенно не рассматриваются инженерно-геологические условия района ААЭС, если не считать одного довольно невразумительного заявления: «Мож-

