

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

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

ՀեՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Ռ. Բաղդասարյան, ՀեՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Հ. Գարրիկյան, (պատասխանատու խմբագիր), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. է. Խ. Ղուկյան, ՀեՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ս. Վ. Գրիգորյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ի. Կարապետյան, ֆիզ.-մատ. գիտ. թեկն. Ն. Կ. Կարապետյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Բ. Մ. Մելիքսերյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Խ. Տ. Միրիջանյան, երկրա-հանք. գիտ. ղոկտ. Ս. Ն. Նազարեթյան, երկրա-հանք. գիտ. ղոկտ. Մ. Ս. Սարյան, ՀեՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ի. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Տառամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

Պատասխանատու քարտուղար՝ է. Ա. Ռոստոմովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

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. Гуляян, 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. Фарамизян (зам. ответственного редактора).

Ответственный секретарь Э. С. Ростомова

Խմբագրութիւնը 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, 1988

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ա. Ս. Գապոյան. Ղափանի անտիկլինորիումի վերին յուրա—ստորին կավճի նստվածքների կենսաշնորհաբանական ակնարկ ըստ կորսույտի փառնայի 3

Ս. Բ. Աբովյան. Անդրկովկասի օֆիոլիտային համաչարքի պարրու—պերիդոտիտային ֆորմացիան 9

Ա. Ի. Կառայեայան, Հ. Վ. Գույումջյան. Սիսիան գետի ավազանի հրաբխային, սլյուտոնիկ և երակային ապարների հասակի մասին 20

Հ. Ս. Ավագյան. Ցանգու-Կուրանգայի բազմամետաղային հանքավայրի ստաչացման մասին (Կոնգոյի ժողովրդական հանրապետություն, Բրազավիլ) 34

Վ. Լ. Անանյան. Հայկական ԽՍՀ հողերի բնական ոռոգիռակտիվության մասին 41

Վ. Բ. Կամոյան. Թափառող հոսանքների մեթոդով աշխատելիս շերտաձև հանքային մարմինների վրա պոտենցիալների սարբերությունների աճերի հարաբերության անոմալիաների մեկնարանումը 46

Ա. Կ. Մաքսիմյան. Ապարների էլեկտրահաղորդականության և բեռնացման անիզոտրոպիայի ուսումնասիրումը էլեկտրական դաշտերի գրգռման ու գրանցման տարրեր համակարգերի կիրառմամբ 53

ՀԱՄԱՌՈՑ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Ս. Ղ. Տեր-Գալբյան. Իգնիմորիտների ծակոտկենության համահարաբերակցական կապի այլ ապարաֆիզիկական պարամետրերի հետ. 67

Ս. Թ. Փանկևանյան. Կերձայնային մեթոդով ապարների ֆիզիկա-մեխանիկական հատկությունները և լարված վիճակի գնահատման մեթոդիկայի որոշ հարցեր 70

ԳԻՏԱԿԱՆ ՔՐՈՆԻԿԱ

Մ. Ա. Սարյան. «Մեզոկայնոզոյան օֆիոլիտային գոտիների (Կարպատներ, Կովկաս, Անադիբ, Կամչատկա, Սախալին, Հյուս. Պրիմորյե) երկրաբանական նստվածքային և հրաբխածին-նստվածքային ֆորմացիաները» X Համամիութենական քարաբանական խորհրդակցության մասին 73

Բ. Մ. Մելիքսեբյան, Կ. Գ. Շիրինյան, Ջ. Հ. Չիրուխյան. Նշանավոր խորհրդային գիտնական, ՀԽՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Հ. Դ. Մաղաթյանի, Ռենդյան 75-ամյակին նվիրված հոբելյանական գիտական նստաշրջան 76

ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ԿՈՐՈՒՍՏՆԵՐ

Աշոտ Տիգրանի Ասլանյան 79

СОДЕРЖАНИЕ

А. С. Папоян. Биостратиграфический обзор отложений верхней юры—нижнего мела Кафанского антиклинория по коралловой фауне 3

С. Б. Абовян. Габбро-перидотитовая формация офиолитовой серии Закавказья 9

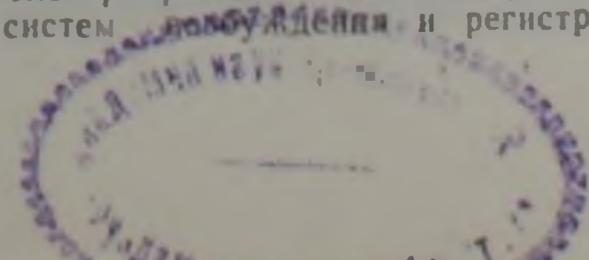
А. И. Карапетян, О. П. Гуюмджян. О возрасте вулканических, плутонических и жильных пород бассейна р. Сиснан 20

Г. С. Авакян. О генезисе полиметаллического месторождения Янга-Кубанза Народной республики Конго (Браззавиль) 34

В. Л. Ананян. О естественной радиоактивности почв Армянской ССР 41

В. Б. Гамоян. Интерпретация аномалий отношения приращений разностей потенциалов над пластообразными рудными телами при работе методом блуждающих токов 46

А. К. Матевосян. Изучение анизотропии электропроводности и поляризуемости пород с использованием различных систем возбуждения и регистрации электрических полей 53



Краткие сообщения

- N. Z. Ter-Davtyan.* Корреляционная связь пористости игнимбритов с другими петрофизическими параметрами 67
- S. R. Paylevanian.* Некоторые вопросы методики оценки физико-механических свойств и напряженного состояния горных пород ультразвуковым методом 70

Научная хроника

- M. A. Satian.* О X всесоюзном литологическом совещании «Геологические осадочные и вулканогенно-осадочные формации (фиолитовых зон М₂—К₂ (Карпаты, Кавказ, Анадырь, Камчатка, Сахалин, Сов. Приморье)» 73
- B. M. Meliksetyan, K. G. Shirinian, Z. O. Chibukchian.* Юбилейная научная сессия, посвященная 75-летию со дня рождения видного советского ученого, академика АН АрмССР Н. Г. Магакьяна 76

Потери науки

- Ashot Tigranovich Aslanian* 79

CONTENTS

- A. S. Papoyan.* A biostratigraphic review of the Kaphan anticlinorium Upper Jurassic—Lower Cretaceous deposits by the coralline fauna 3
- S. B. Abovian.* The Transcaucasus ophiolite series gabbro-peridotitic formation 9
- A. I. Karapettian, H. P. Guyumdgian.* On the age of the Sistan river basin volcanic, plutonic and veined rocks 20
- H. S. Avakian.* On the genesis of Yanga-Kubanza polymetallic deposit, the People's Republic of Congo (Brazzaville) 34
- V. L. Ananian.* The Armentan SSR soils natural radioactivity 41
- V. B. Gamoyan.* The potential difference increments ratio anomalies interpretation over the bedform ore bodies during applying the wandering currents method 46
- A. K. Matevosian.* The rocks electrical conductivity and polarizability anisotropy investigation by applying the electrical fields excitation and registration various systems 58

SHORT REPORTS

- N. Z. Ter-Davtyan.* The correlation between the ignimbrites porosity and other petrophysical parameters 67
- S. R. Paylevanian.* Some problems of the evaluation methodics of the rocks physical-mechanical properties and stressed state by the ultrasonic method 70

SCIENTIFIC CHRONICLE

- M. A. Satian.* On the 10th All-Union lithological conference „The geological sedimentary and volcanogenous-sedimentary formations of the Meso-Cenozoic ophiolite zones (the Carpathians, the Caucasus, Anadyr, Kamchatka, Sakhalin, North Primorye)“ 73
- B. M. Meliksetian, K. G. Shirinian, Z. H. Chibukchian.* The jubilee scientific session in commemoration of the 75th anniversary of H. G. Maghakian the famous soviet scientist, the Armentan SSR Academy of sciences academician 76

SCIENCE LOSSES

- Ashot Tigranovich Aslanian* 79

А. С. ПЛПОЯН

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОБЗОР ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ—НИЖНЕГО МЕЛА КАФАНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ПО КОРАЛЛОВОЙ ФАУНЕ

Биостратиграфические исследования отложений верхней юры и нижнего мела в пределах Кафанского антиклинория и, отчасти, зоны Зангезурского глубинного разлома по коралловой и сопутствующей фауне позволили выделить четыре коралловых комплекса: в позднеюрскую эпоху (поздний оксфорд—кимериджский и поздний кимеридж—раннетитонский) и в раннемеловую (валанжин—готеривский и баррем—раннеэптский). Конкретизирован возраст ряда нестратифицированных толщ ранее датированных неокомом (без подразделений); внесены уточнения в возраст глыб-олистолитов в отложениях нижнего мела.

Верхнеюрские и нижнемеловые отложения пользуются широким распространением в строении мегантиклинория Малого Кавказа, в частности, Кафанского антиклинория и зоны Зангезурского глубинного разлома. Представлены они вулканогенными и нормально-осадочными морскими отложениями. Значение стратиграфии этих отложений, являющихся и рудовмещающими, очевидно: уточнение структурных взаимоотношений отдельных стратиграфических комплексов, выявление сложных фацальных взаимоотношений вулканогенных и осадочных образований, а также закономерностей рудообразования и выделение тектоно-магматических комплексов. Детальное стратиграфическое расчленение вмещающих отложений региона, наряду с монографическим описанием гастропод, было впервые освещено В. Т. Акопяном [1], результаты которых явились основой стратиграфической схемы района, не потерявшей своего актуального значения и сегодня. Между тем отсутствовали специальные исследования по коралловой фауне. Выделением и прослеживанием маркирующих слоев, а там где возможно и послойным сбором коралловой фауны, нами впервые внесены определенные дополнения в палеонтологическое обоснование возраста стратифицированных (а нередко и нестратифицированных горизонтов) толщ верхней юры и нижнего мела.

Исследованная территория в структурном отношении включает в себя северо-восточное и юго-западное крылья Кафанского антиклинория, а также зону Зангезурского глубинного разлома. Это позволило нам ранее внести некоторые дополнения в вопросы региональной геологии (результаты работ стратиграфо-литологической экспедиции под руководством М. А. Сатиана).

Позднеюрская эпоха (поздний оксфорд—ранний титон). Выходы оксфорд-кимериджских отложений прослежены нами в север-северо-восточной части Кафанского антиклинория от сел. Шахвердляр у Татевской ГЭС, в направлении к центральной части этой же структуры, в район сс. Верин Хотанан, Антарашат, Довруз, Нижний Хотанан, Норашеник, Ачхлу, Шгарджик, Бех, вплоть до южной ее части, к сс. Гехануш, Чакатен включительно. На разных стратиграфических уровнях, в виде узкой полосы или отдельных изолированных выходов в них присутствуют известняки, содержащие кораллы и мелкие фораминиферы. Монографическое описание кораллов нами приводилось ранее [3], а мелкие фораминиферы — по определениям В. Тодрна: *Trocholina cf. conica* (Schlumb.), *Alveosepta cf. jaccardi* (Schr.), *Textularia* sp., *Quinqueloculina* sp., *Astacolus* sp. Эти комплексы фауны характерны для оксфорд-кимериджских отложений Средиземноморского пояса, хотя распространение некоторых из них продолжается и в титон. Этому уровню разреза отвечают также редкие находки

кораллов у сс. Антарашат и Гехануш (*Polyphyloseris convexa* Id'Orb., *Calamophylliopsis etallonii* Kobu/)*. В указанных участках исследованиями последних лет, в частности сотрудников МГРНИ под руководством Е. А. Успенской, был обнаружен также комплекс микрофауны, указывающий возраст этих отложений не древнее кимериджа и не моложе нижнего титона.

Наиболее высокие горизонты верхней юры (кимеридж—основание титона) широко развиты в северной части Кафанского антиклинория, в междуречье Халадж и Воротан и прослеживаются до Хуступ-Гиратахского разлома на юго-западе. К ним относятся известняки г. Тапасар, хр. Инджабель и самое основание тонкоплитчатых известняков в окрестностях г. Хуступ. На разных стратиграфических уровнях здесь присутствуют линзы и маломощные прослои известняков, содержащие кораллы, обломки брахиопод, рудистов и гастропод. Самые крупные линзы этих известняков (включенные В. Акопяном в тапасар-кармракарскую свиту) встречены на водоразделе рек Халадж и Кашуни и слагают основание горы Тапасар и хр. Инджабель. Обрывы инджабельских известняков представлены их обломочными разновидностями, с сильно занозистой поверхностью и изобилуют гастроподами, рудистами и кораллами, сильно перекристаллизованными. Отсюда удалось определить следующие кораллы, куда вошли и образцы, переданные нам на определение сотрудниками МГРНИ: *Complexastraea* cf. *lobata* Geyer, *Rhipidogyra* sp., *Ironella giseldonensis* Star. et Kr., *Calamophylliopsis etallonii* Kobu, *C. flabellum* (Mich.), *Amphiaulastraea conferta* (Ogilvie), *Actinaraea* cf. *granulata* Münst. Отсюда же нами собраны и мелкие фораминиферы: *Trocholina* cf. *conica transversarii* Paalz., *Nautiloculina* cf. *circularis* (Said. et Barak.), *Ceratolamarckina* cf. *subspeciosa* и др. (опр. В. Тодриа), характерные для поздней юры. В дополнение к указанной фауне этому уровню разреза отвечают и находки водорослей—*Lithocodium* sp., *Salpingoporella rugmaea* и мелких фораминифер—*Trocholina alpina* (Leup.) и *Conicospirillina basiliena* (по определениям М. Жаффрезо). Аналогичному возрасту отвечают также и находки обнаруженных нами ранее [3] кораллов к юго-западу от вершины г. Хуступ, ниже по склону к долине р. Мусалам. По своему родовому и видовому составу они являются верхнеюрскими. Касаясь возраста вмещающих эти кораллы известняков, мы допускаем следующие предположения: либо известняки, содержащие эти кораллы, являются отдельными останцами верхнеюрских приподнятых блоков, либо в результате некоторых особенностей геологического развития территории юго-восточного Зангезура на рубеже поздней юры и раннего мела (в частности—отсутствия резких изменений в условиях обитания фауны) верхнеюрский комплекс кораллов продолжает свое существование и в раннем мелу.

В позднеюрском разрезе на основании кораллов и сопутствующей фауны (в частности фораминифер) удалось выделить два комплекса** (рис. 1).

Первый комплекс по времени охватывает поздний оксфорд—кимеридж (в типичном объеме лузитанского яруса) и представлен наиболее богато кораллами. Выходы этих отложений, содержащих коралловую фауну, охватывают с юга на север районы сс. Чакатен, Гехануш,

* Ранними исследователями [2, 1] здесь указывались многочисленные обломки аммонитов плохой сохранности (среди них в большом количестве найдены аптихи), а также белемниты.

***) При выделении коралловых комплексов нами сохранен основной принцип установления нижней границы нового стратиграфического подразделения по появлению и обновлению характерных таксонов.

ВОЗРАСТ	ЛИТОЛОГИЯ	Мощность	МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ	Номера точек нахождения кораллов и сопутств фауны	КОРАЛЛЫ	МЕЛКИЕ ФОРАМИНИФЕРЫ	ОРБИТОЛИНЫ	ЕЖИ
МЕЛ ИЙ	БАРЕМ - АПТ	до 1200 м	с. Малдаш, хр. Хач-даш, левобережье р. Воротан, с. Верин Хотанан, с. Шамсуз (р. Аг-чай), бас. р. Кашунн (ур. Каринглюх)	3М, 4М, 1084, 536а, 543F, 546, 218а, 221, 230, 191	Cyathophora steinmanni Britzsch, Tylinia pachystylina Koby, Meliocoenia rozkowskiae Mor., Fungiastraea tendagurensis (Diet.), Felixigyra sp., Felixigyra sp. ind. Mor., Eugeya interrupta From., Latusastraea decipiens (Prev.), Clausastraea cf. alloitea Mor., Cl. bolzei All., Thamnasteria cf. meandra (Koby), Cladophyllia stewartae Wells, Microphyllia sp. ind. I, Mor., Actinargoea meandroide Papoian sp. nova, Schizosmilia cf. rolliceri Koby.	Nautiloculina cf. ooliticica Mohl., Trocholina cf. alpina (Leup.), Trocholina cf. elongata (Leup.), Pseudocyclonina cf. lituus (Yok.), Favusella sp.	Palaediocyonus cf. cuvillieri (Pouy), Orbitolina conoides Gras., O. lenticularis (Blum), Iradia sp., Ir. cf. minima Mull et Boull., Dictyoconus ex gr. reicheli Guill., Orbitolina bacconica Sches, Diplomitolina sp.	Podochinus cf. rotundus (Gras.), Coenoholotypus cf. macropygus (De-scr), Heteraster cf. reingarteni Potretskaja.
			с.с. Галидзор-Татев, пос. Агвани, с. Шишкерт, с. Барцраван	1778, 752, 6Ш, 96	Stylina elegans Michw., Agathelia turbinata (Traut.), Microsolena crassisepta Sikh., Fungiastraea tendagurensis (Diet.), Microphyllia undans (Koby), Astroporina valangiensis Schnorf., Milleporidium khabardiensis Jaworsky.			
ЮРА	ВЕРХНИЙ КИМЕРИДЖ - ОСНОВАНИЕ ТИТОНА	до 1000 м	г. Хуступ, г. Тапасар, хр. Инджабель	001, 1Т, 759, 760/1, 7501, 7501а	Glenaraea jurensis Krasnov, Thecosmilia dichotoma Koby, Dermoseris delgadoi Koby, Microsolena cf. exiguа Koby, Dimorphargaea lineata Michwald, Complexastraea cf. lobata Geyer, Rhipidogyra sp., Ironella giseldonensis Star. et Kras., Calamophylliopsis etallonii Koby, Cal. flabellum (Mich.), Amphialastraea conferta (Ogilvie).	Nautiloculina cf. circularis (Said. et Barakat.), Ceratolamarokina cf. subspeciosa (Bogd. et Mak.), Trocholina cf. conica transversarii Paalz.		
			с. Шахвердляр, (левобережье р. Воротан), с. Верин Хотанан, с. Антарашат, с. Довруз, с. Нижний Хотанан, с. Ачахлу, с. Бех, с. Шгарджик, с. Гехануш, с. Чакатен	К78/500, 7, 8, 1013, 1014, 600/1, 500	Pseudocoenia slovenica Turnsek, Stylosmilia chaputi All., Styl. suevica Becker, Stylina excelsa Etallon, St. parvipora Ogilvie, Meliocoenia variabilis Etallon, H. pentagonalis (Mich.), Thecosmilia minuta Koby, Th. dichotoma Koby, Latusastraea provincialis (d'Orb.), Fungiastraea arachnoides (Park.), Microsolena tuberosa (Mich.), Polyphylloseris convexa (d'Orb.); Epismilia orbygnuana From. et Ferry, Montlivaltia valfinensis Stall., Dimorphocoenia shahverdlyarensis Babnev, Stephanocoenia furcata (Stall.), Thamnasteria gracilis (Muenst.), Microsolena dubia Koby, M. cf. culcitaeformis Milasch., Comoseris meandroides (Mich.)			
СРЕДНЯЯ ЮРА	БАТ				Не обнаружено			

Бех, Шгарджик, Ачхлу, Нижний Хотанан, Довруз, Антарашат, Верин Хотанан и левобережье р. Воротан (район с. Шахвердляр). В рассматриваемом комплексе представлено 22 вида кораллов, известных в Европе, и один эндемичный вид. Состав коралловой фауны (подробный анализ которой приведен нами в ранних работах [4]), а также встречающейся с ней микрофауны не оставляет сомнений в обосновании оксфорд-кимериджского возраста вмещающих отложений, что не вступает в противоречие и с существующим ранее мнением исследователей [2, 1].

Второй комплекс по времени образования охватывает поздний кимеридж—ранний титон и территориально окаймляет водораздельную часть басс. р. Халадж (полоса крупных линз известняков, тянущихся от с. Верин Хотанан, г. Аджимамедюрт, хр. Инджабель, г. Тапасар и др.). По своему объему этот комплекс соответствует нижним частям разреза хуступ-чимянской свиты, выделенной В. Акопяном [1]. Нижний возрастной предел комплекса определяется нами возрастом крупных линз известняков, протягивающихся от с. Верин Хотанан до с. Тандзавер и соответствующих, в целом, кимериджу. Верхний возрастной предел этого комплекса определяется возрастом относительно «чистых» известняков г. Тапасар и хр. Инджабель, соответствующих основанию титона. Из кораллов определены: *Glenaraea jurensis* Krasnov, *Thecosmilia dichotoma* Kobu, *Dermoseris delgadoi* Kobu, *Microsolena* cf. *exigua* Kobu, *Dimorpharaea lineata* Eichwald, *Complexastraea* cf. *lobata* Geyer, *Rhipidogyra* sp., *Ironella giseldonensis* Star. et Kras. В приведенном комплексе наблюдается обновление видового и родового состава, с отсутствием транзитных и эндемичных видов.

Раннемеловая эпоха (валанжин—ранний апт). Отложения нижнего мела в разрезе Кафанского антиклинория представлены чередующимися вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Работами группы сотрудников МГРИ под руководством Е. Успенской за последние годы выяснена большая роль процессов переотложения литифицированных осадков в виде крупных глыб, «олистолитов» и пластобразных тел в формировании меловых отложений исследованной территории (долина р. Кашуни в урочище Каринглух, на участках между сс. Агвани-Малдаш, непосредственно над с. Агвани и в 2 км к юго-западу от с. Малдаш, на левом склоне ущ. р. Малдаш, а также в зоне Хуступ-Гиратахского разлома, на правом склоне ущ. р. Шишкерт). Основную роль в фациальном отношении в разрезе этих глыб играют песчаные известняки, мергели, туфопесчаники и известняки. Мощность их измеряется несколькими десятками метров и точно пока не установлена. Наиболее четко глыбы олистолиты картируются в районе с. Малдаш. Впервые в них нами выделен «орбитолиновый слой» в известняках и песчанистых известняках, содержащих в себе и кораллы, из которых нами определены: *Cyathophora steinmanni* Fritzsche, *Stylina pachystylina* Kobu, *Heliocoenia rozkowskiae* Mor., *Schizosmilia* cf. *rollieri* Kobu, *Fungiastraea tendagurensis* (Dietr.), *Felixigyra* sp., *Eugyra interrupta* Fromentel. Из орбитолин: *Iraquia* cf. *minima* Bill. et Moull., *Dictyoconus* ex gr. *reichell* Guill., *Orbitolina lenticularis* (Blum.), *Orbitolina conoldea* Gras., *Or. baconica* Mehes, *Paleodictyoconus* cf. *cuvillieri* (Foury), *Simplorbitolina* sp. и др.

Возраст этих «олистолитов», история образования которых еще нуждается в дальнейшем исследовании, на основании указанной фауны определяется нами как баррем-ранний апт. В пользу него свидетельствуют наличие в обильном количестве орбитолин, являющихся в указанном регионе (да и во многих регионах Средиземноморского

пояса) маркирующим для нижних горизонтов раннего мела, а также появление представителей рода *Eugyra* из кораллов. Из остальных глыб, а также в левобережных обрывах р. Воротан, у «Чертова моста» ниже дороги Горис-Татев нами собраны и определены следующие кораллы: *Stylina elegans* Eichw., *Agathelia turbinata* (Traut.), *Microsolena crassisepta* Sikh., *Fungiastraea tendagurensis* (Diet.), *Microphyllia undans* (Koby), а также и из группы гидромидных полипов, в том числе: *Astroporina valangiensis* Schnorf., *Milleporidium kabardiensis* Jaworsky. Возраст этих отложений датируется как валанжин-готерив (рис. 1).

На основании указанной фауны в отложениях нижнего мела выделено также два комплекса. Один из комплексов по своему возрасту охватывает начало раннемелового времени—валанжин-готерив, а по объему соответствует агаракской подсвите тапасар-кармракарской свиты В. Т. Акопяна [1]. В отличие от площади исследований В. Т. Акопяна, поле выхода отложений, заключающих в себе ассоциацию кораллов, ограничено и охватывает левобережье р. Воротан, полосу известняков на левом склоне долины р. Кашуни, непосредственно над с. Агвани, протягивающихся до г. Уюги-хут и обнажающихся также над с. Барцраван (в 150° юго-восточнее села). Остатки кораллов валанжин-готеривского возраста нами впервые найдены также в зоне Хуступ-Гиратахского разлома, в среднем течении р. Шишкерт [5]. Кораллы этого комплекса представлены: *Microsolena crassisepta* Sikh., *Microphyllia undans* (Koby), *Fungiastraea tendagurensis* (Diet.) и др. Кораллы валанжин-готеривского комплекса на исследованной территории не столь разнообразны по своему составу, но представлены характерными представителями раннемеловых родов (*Microphyllia*, *Microsolena*), очень распространенными в одновозрастных бассейнах Кавказа и, в частности, Крыма.

Другой комплекс по времени образования охватывает баррем-ранний апт и представлен следующими видами: *Cyathophora steinmanni* Fritzsche, *Stylina pachystylina* Koby, *Heliocoenia rozkowskiae* Mor., *Felixigyra* sp., *Felixigyra* sp. ind. Mor., *Latusastraea decipiens* (Prev.), *Clausastraea* cf. *alloiteau* Mor., *Cl. bolzei* All., *Thamnasteria* cf. *meandera* (Koby), *Cladophyllia stewartae* Wells, *Microphyllia* sp. ind. 1, Mor., *Actinaraea meandrolda* Pap. sp. nova, *Schizosmilium* cf. *rollieri* Koby.

Кроме кораллов, в этом комплексе обнаружены также и фораминиферы: из мелких—*Nautiloculina* cf. *oolithica* Möhl., *Trocholina* cf. *alpina* (Leup.), *T.*—cf. *elongata* (Leup); из крупных (орбитолин)—*Palaeodictyoconus* cf. *cuvillieri* (Foury), *Orbitolina conoidea* Gras., *O. lenticularis* (Blum.), *O. baconica* Mehes, *Simploorbitolina* sp., *Iraqia* sp., *Ir.* cf. *minima* Bull. et Moull., *Dictyoconus* ex gr. *reicheli* Guill., *Simploorbitolina* sp. (опр. Бабаева Ш. А.), а также морские ежи—*Codechnus* cf. *rotundus* (Gras.), *Coenholectypus* cf. *macropugus* (Desor), *Heteruster* cf. *renngarteni* Por. (определение Эндельмана Л.). Возраст вмещающих отложений по кораллам и орбитолинам определяется барремом—ранним аптом. На аналогичный возраст указывают и определения группы мелких фораминифер.

Возрастной диапазон морских ежей несколько шире (от готерива до апта), что однако не вступает в противоречие с вышеотмеченным. Вспышка развития коралловой фауны происходит в баррем-аптское время, когда, как и повсеместно во многих регионах Тетис (Средиземноморская палеозоогеографическая область и пояс юга СССР), в Кар-

пато-Балканском регионе и др. возникают крупные коралловые рифы известной «ургонской» фации. Отложения ургонского комплекса на Малом Кавказе подвержены значительной переработке тектоническими движениями и представлены фрагментарно. Тем не менее они достаточно хорошо охарактеризованы типичными для этого бассейна ископаемыми остатками.

На основании ископаемых кораллов и сопутствующей фауны возрастной диапазон ургонских отложений в изученном районе представляется возможным ограничить барремом—ранним аптом. Это несколько превышает объем кармирванкской подсвиты В. Т. Акопяна [1], захватывая и часть раннего апта. В пользу этого возраста свидетельствует также наличие в районе многочисленных находок орбитолин, столь характерных для ургонской фации и слагающих порой целые слои (окрестности с. Малдаш, водораздельная часть хр. Хач-Даш, известняки вершины г. Хуступ и др.).

Выводы

Анализ биостратиграфических исследований отложений верхней юры и нижнего мела по коралловой фауне в пределах Кафанского антиклинория и зоны Зангезурского глубинного разлома приводит к следующим выводам:

1. Впервые, на основании систематических сборов и монографического описания 43 видов кораллов (оно не приводится из-за ограниченности объема) выделены четыре коралловых комплекса, соответствующих следующим возрастным интервалам: в позднеюрскую эпоху—поздний оксфорд-кимериджский, поздний кимеридж-раннетитонский; в раннемеловую эпоху—валанжин-готеривский и баррем-раннеаптский. Все указанные комплексы четко отличаются друг от друга полным обновлением характерных таксонов (видового и родового состава), отсутствием транзитных и эндемичных видов.

2. Конкретизирован возраст нестратифицированных толщ, которые исследованиями В. Т. Акопяна в целом были датированы неокомом (без подразделений). К ним, в частности, относится полоса известняков с. Малдаш, тянущихся от с. Агвани и в структурном отношении представляющих собой северные и северо-восточные склоны г. Тапасар, возраст которых на основании обнаруженных впервые кораллов, орбитолин и морских ежей установлен нами баррем—ранним аптом. Аналогичный возраст установлен также для известняков из олистолитовой толщи у урочища Каринглух, в басс. р. Кашуни. По предварительным данным, валанжин-готеривский возраст установлен для известняковой толщи к югу от сел. Барцраван, на основании обнаруженной в ней большой коллекции гидроидных полипов. Уточнения внесены также в возраст галек известняков, обнаруженных в конгломератах верхнего-нижнего сенона (?) в ущ. р. Шишкерт, в которых нами впервые найдены кораллы валанжин—готеривского возраста.

3. Гряда известняков гг. Тапасар, Инджабель и некоторые линзы известняков над с. Верин Хотанан по своему стратиграфическому уровню, на основании кораллов и группы мелких фораминифер отвечают позднему кимериджу—раннему титону, что исключает наличие позднего титона в разрезе.

4. К юго-западу от г. Хуступ, ниже по склону, к долине р. Мусалам, непосредственно на контакте с вулканитами титон-валанжина в маломощных органогенных банках известняков нами впервые обнаружены кораллы верхнеюрского состава.

ՂԱՓԱՆԻ ԱՆՏԻԿԼԻՆՈՐԻՏԻ ՎԵՐԻՆ ՅՈՒՐԱ.—ՍՏՈՐԻՆ ԿԱՎՃԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ԿԵՆՍԱՇՆԵՐՏԱԳՐԱԿԱՆ ԱԿՆԱՐԿ ԸՍՏ ԿՈՐԱԼԻՆՅԻՆ ՖԱՈՒՆԱՅԻ

Ա մ փ ո փ ու մ

Ղափանի անտիկլինորիտի վերին յուրայի և ստորին կավճի նստվածքների կենսաշերտագրական հետազոտությունների քննական վերլուծությունն ըստ կորալային ֆաունայի թույլ է տալիս անելու հետևյալ եզրակացությունները:

Առաջին անգամ կորալների 43 տեսակների մենագրական նկարագրության հիման վրա առանձնացվել է կորալային 4 համակարգ, որոնք համապատասխանում են հետևյալ հասակային ժամանակահատվածներին՝ ուշ օքսֆորդ—կիմերիջյան, ուշ կիմերիջ— վաղ տիտոնյան (վերին յուրա), վալանժին—հոտերիվյան և բարեմ—վաղ ապտյան (ստորին կավճ): Նշված համակարգերը պարզորոշ կերպով միմյանցից տարբերվում են բնորոշ տաքսոնների լրիվ նորացմամբ (տեսակային և սեռային կազմի), անցողիկ և կնդեմիկ տեսակների բացակայությամբ:

Կոնկրետացված է շերտավորված հաստվածքների հասակը, որոնք, ըստ վ. Թ. Հակոբյանի, վերագրվում էին նեոկոմին (առանց ստորաբաժանման): Սրանց են վերաբերվում Մալդաշ գյուղի կրաքարերը, որոնք ձգվում են Աղվանի գյուղից և նոր հայտնաբերված կորալների, օրբիտոլիտների և ծովային ողնիների մնացորդների հայտնաբերման հիման վրա նրանց հասակը որոշվել է որպես բարեմ—վաղ ապտյան: Նման հասակ է հաստատվել նաև Քարինգուխի օլիտոլիթային հաստվածքի համար Քաշունի գետի ավազանում:

Նախնական տվյալներով վալանժին—հոտերիվին է վերագրվում Բարձրավան գյուղից հարավ գտնվող կրաքարերի հաստվածքը՝ նոր հայտնաբերված պոլիպների մեծ հավաքածուի ուսումնասիրման հիման վրա: Ծղորտուններ են արված նաև կրաքարերի զլաքարերի հարցում, որոնք վերջերս հայտնաբերված են վերին-ստորին սենոնի (**) կոնգլոմերատներում Շիշկերտ գետի կիրճում: Այս կրաքարերում հայտնաբերվել են վալանժին-հոտերիվի կորալներ:

Տափասար, Ինչաբել լեռնալանջերի կրաքարերի շղթան և վերին խոտանան գյուղից վեր տարածված կրաքարերի մի շարք էլքերն իրենց շերտագրական դիրքով, կորալների և մանր ֆորամինիֆերների խմբի ուսումնասիրման հիման վրա վերագրվում են ուշ կիմերիջ—վաղ տիտոնին:

Եվ վերջապես, Խուստուփից հարավ-արևմուտք՝ գետի Մուսալամ գետի կիրճը, անմիջականորեն ախտոն-վալանժինի հրաբխային ապարների կոնտակտում փոքր հզորության կենսածին կրաքարային «պատնեշներում» հայտնաբերվել են վերին յուրայի հասակի կորալներ:

A. S. PAPOYAN

A BIOSTRATIGRAPHIC REVIEW OF THE KAPHAN ANTICLINORIUM UPPER JURASSIC-LOWER CRETACEOUS DEPOSITS BY THE CORALLINE FAUNA

A b s t r a c t

The Kaphan anticlinorium and, partly, the Zanguezoor abyssal tracture zone Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits biostratigraphic investigations by coralline and accompanying fauna have allowed to

distinguish four coralline complexes: during the Late Jurassic epoch (*Late Oxfordian—Kimmeridgian* and *Late Kimmeridgian—Early Tithonian*) and during the Early Cretaceous (*Valanginian—Hauterivian* and *Barremian—Early Aptian*). Ages of some unstratified series are concretized, which were earlier dated as Neocomian (without any subdivision), as well as ages of some blocks of olistoliths in the Lower Cretaceous deposits are specified.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Закавказья. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, 255 с.
2. Асланян А. Т. Стратиграфия мезозоя. Гл. II—V кн.: Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, с. 26—61.
3. Папоян А. С. К биостратиграфии кораллов из позднеюрско-неокомского комплекса Закавказья.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, т. XXXV, № 2, с. 65—67.
4. Папоян А. С. Позднеюрские кораллы Закавказья (Армянская ССР). Депонирована в ВИНТИ, № 4795—83, 1983, 29 с.
5. Таян Р. Н., Сатуян М. А., Степанян Ж. О., Папоян А. С. О допалеогеновом гранитоидном магматизме Мегринского блока обрамления Закавказьской офиолитовой зоны.—Тезисы докл. на X Литологическом совещании, Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1988, с. 93—94.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XI.11, № 2, 9—19

УДК: 552.321 (479)

С. Б. АБОВЯН

ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ОФИОЛИТОВОЙ СЕРИИ ЗАКАВКАЗЬЯ

Рассматривается докампан-маастрихтская габбро-перидотитовая формация Севанского и Вединского офиолитовых поясов Закавказья. В верхнем сеноне и палеогене интрузивы указанной формации были вовлечены в мощные процессы складчатости, в результате чего первоначально единые массивы потеряли свое горизонтальное залегание, деформированы, разбиты на отдельные блоки, смещены, а иногда и разобщены друг от друга. В качестве типичного примера наиболее сохранившегося от последующих деформаций интрузива рассматривается Джил-Сатанахачский массив, для которого характерна макрорасслоенность: в нижней части залегают ультрамафиты, в средней—мафиты, в верхней—кварцевые диориты. Между этими слоями залегают пакки пород переходного состава с ритмичной расслоенностью.

Снизу вверх по разрезу каждого слоя происходит закономерная смена высокотемпературных минералов низкотемпературными. Средний состав магмы, дифференциация которой дала расслоенные интрузивы Закавказья, определяется как плагиоклазовый перидотит. Анализ парагенетических соотношений сосуществующих минералов позволяет оценить температуру их кристаллизации (охлаждения) в пределах от 940 до 1100°C. Устанавливается принадлежность расслоенных габбро-перидотитовых интрузивов близповерхностным образованиям.

Габбро-перидотитовая формация, имеющая значительное развитие на территории Закавказья, входит в состав двух узких дугообразных офиолитовых поясов СЗ простирания—Севанского (Севано-Акеринского) и Вединского (Приараксинского). Оба пояса представляют собой участки проявления офиолитового магматизма обширной Средиземноморской геосинклинальной области, расположенной между Афро-Аравийской и Евразийской платформами.

Севанский пояс прослеживается (с СЗ на ЮВ) более чем на 360 км, при максимальной ширине 20 км, вдоль Базумского, Ширакского и Севанского хребтов, затем бассейнов рр. Тертер и Акера и характеризуется значительными размерами габбро-перидотитовых мас-

distinguish four coralline complexes: during the Late Jurassic epoch (*Late Oxfordian—Kimmeridgian* and *Late Kimmeridgian—Early Tithonian*) and during the Early Cretaceous (*Valanginian—Hauterivian* and *Barremian—Early Aptian*). Ages of some unstratified series are concretized, which were earlier dated as Neocomian (without any subdivision), as well as ages of some blocks of olistoliths in the Lower Cretaceous deposits are specified.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Закавказья. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, 255 с.
2. Асланян А. Т. Стратиграфия мезозоя. Гл. II—V кн.: Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, с. 26—61.
3. Папоян А. С. К биостратиграфии кораллов из позднеюрско-неокомского комплекса Закавказья.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, т. XXXV, № 2, с. 65—67.
4. Папоян А. С. Позднеюрские кораллы Закавказья (Армянская ССР). Депонирована в ВИНТИ, № 4795—83, 1983, 29 с.
5. Таян Р. Н., Сатуян М. А., Степанян Ж. О., Папоян А. С. О допалеогеновом гранитоидном магматизме Мегринского блока обрамления Закавказьской офиолитовой зоны.—Тезисы докл. на X Литологическом совещании, Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1988, с. 93—94.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XI.11, № 2, 9—19

УДК: 552.321 (479)

С. Б. АБОВЯН

ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ОФИОЛИТОВОЙ СЕРИИ ЗАКАВКАЗЬЯ

Рассматривается докампан-маастрихтская габбро-перидотитовая формация Севанского и Вединского офиолитовых поясов Закавказья. В верхнем сеноне и палеогене интрузивы указанной формации были вовлечены в мощные процессы складчатости, в результате чего первоначально единые массивы потеряли свое горизонтальное залегание, деформированы, разбиты на отдельные блоки, смещены, а иногда и разобщены друг от друга. В качестве типичного примера наиболее сохранившегося от последующих деформаций интрузива рассматривается Джил-Сатанахачский массив, для которого характерна макрорасслоенность: в нижней части залегают ультрамафиты, в средней—мафиты, в верхней—кварцевые диориты. Между этими слоями залегают пакки пород переходного состава с ритмичной расслоенностью.

Снизу вверх по разрезу каждого слоя происходит закономерная смена высокотемпературных минералов низкотемпературными. Средний состав магмы, дифференциация которой дала расслоенные интрузивы Закавказья, определяется как плагиоклазовый перидотит. Анализ парагенетических соотношений сосуществующих минералов позволяет оценить температуру их кристаллизации (охлаждения) в пределах от 940 до 1100°C. Устанавливается принадлежность расслоенных габбро-перидотитовых интрузивов близповерхностным образованиям.

Габбро-перидотитовая формация, имеющая значительное развитие на территории Закавказья, входит в состав двух узких дугообразных офиолитовых поясов СЗ простирания—Севанского (Севано-Акеринского) и Вединского (Приараксинского). Оба пояса представляют собой участки проявления офиолитового магматизма обширной Средиземноморской геосинклинальной области, расположенной между Афро-Аравийской и Евразийской платформами.

Севанский пояс прослеживается (с СЗ на ЮВ) более чем на 360 км, при максимальной ширине 20 км, вдоль Базумского, Ширакского и Севанского хребтов, затем бассейнов рр. Тертер и Акера и характеризуется значительными размерами габбро-перидотитовых мас-

сивов (до 70 кв. км). На СЗ пояс уходит в Понтиды, а на ЮВ—в Эльбурс. Вединский пояс прослеживается на 90 км при ширине до 7 км в направлении сс. Арташат—Веди—Нахичеван, достигая наибольшего развития в бассейне р. Веди. На СЗ пояс уходит в Тавриды, а на ЮВ—в Загрос [2]. Хотя количество выходов (массивов) мафит-ультрамафитовых пород в рассматриваемом поясе намного больше, чем в Севанском, однако размеры их сравнительно небольшие (до 3 кв. км).

Оба пояса в структурном отношении приурочены к глубинным разломам, развитым вдоль двух противоположно развивающихся тектонических структур—Сомхето-Карабахской мегантиклинальной и Присеванской мегасинклинальной зон (Севанский) и Ереванской мегасинклинальной и Приараксинской мегантиклинальной зон (Вединский). Рассматриваемые офиолитовые пояса (зоны) Закавказья представляют собой узкие эвгеосинклинальные шовные или троговые зоны, испытавшие все этапы геодинамического развития региона—воздымание, образование глубинных разломов, растяжение, замыкание.

Габбро-перидотитовая формация, совместно с вмещающей верхнемеловой (коньякской) кремнисто-вулканогенной формацией, сосредоточены в однотипных геологических структурах, сближены по возрасту и слагают офиолитовую группу или серию формаций. Габбро-перидотитовая формация представлена Севанским и Вединским комплексами, которые близки к «альпийским» габбро-перидотитовым комплексам [13]. Однако, в ряде массивов описываемых комплексов (Мумухан-Красарском, Джил-Сатанахачском, Кясаманском, Караман-Зод-Гейдаринском, Левчайском, Азизкентском и др.), в силу особых геологических условий—близости кристаллического фундамента, служащего жестким основанием и создающего условия субплатформенного режима, наблюдается дифференциация пород—в нижних частях интрузивов залегают ультрамафитовые, в средних—мафитовые, в верхних—породы среднего состава. Эти массивы обладают признаками, характерными для стратиформных комплексов. Последние, как известно, по геологическим условиям залегания представлены мало-глубинными образованиями, характерными для платформенных и субплатформенных структур. По мнению А. А. Маракушева [6], субплатформенные условия могут создаваться в ходе развития геосинклиналей, и связанные с ними расслоенные интрузивы вовлекаются в процессы последующей складчатости и деформации.

Севанский и Вединский габбро-перидотитовые комплексы состоят из многочисленных интрузивов (массивов), общая площадь которых составляет около 360 кв. км. В целом, в составе массивов ультрамафиты преобладают над мафитами и породами среднего состава. Ультрамафиты представлены перидотитами, реже дунитами и пироксенитами; встречаются также жильные разновидности пироксенитов. Среди перидотитов широко развиты гарцбургиты и лерцолиты, менее распространены верлиты. Мафиты представлены габбро, роговообманковыми габбро, габбро-норитами, оливковыми габбро, троктолитами и полевошпатовыми перидотитами; жильные разновидности—диабазовыми порфиритами, родингитами, габбро-пегматитами и др. Породы среднего состава представлены диоритами, кварцевыми диоритами и реже их крайне кислыми дифференциатами—плагногранитами; жильные породы—диорит-порфиритами, плагногранит-порфирами, микроплагногранитами и др. Количество жильных пород не превышает 1% от общего объема соответствующих пород [3].

Возраст массивов габбро-перидотитового комплекса определяется как послеконьякский—докампан-маастрихтский, так как они прорывают кремнисто-вулканогенные отложения коньяка-сантона и трансгрессивно перекрываются отложениями кампана-маастрихта, имея в основании гальку мафит-ультрамафитовых пород. При этом в ряде мест сохранились интрузивно-гермальные контакты ультрамафитов с вмещающими их кремнисто-вулканогенными отложениями коньяка

[9]. Размещение некоторых массивов среди пород кампана-маастрихта и среднего эоцена объясняется их перемещениями в результате последующих мощных складкообразовательных движений, имевших место в верхнем сеноне и палеогене. В результате этих же перемещений первоначально единые массивы в настоящее время разбиты на отдельные блоки, смещены, а иногда разобщены друг относительно друга. При этом, естественно, нарушается также и первоначальное горизонтальное залегание массивов.

В качестве типичного, наиболее сохранившегося от последующих деформаций, представителя габбро-перидотитового комплекса рассматривается Джил-Сатанахзчский массив. Детальные исследования позволили отнести его к дифференцированному телу, вытянутому в СЗ направлении с падением на СВ, для которого характерна макрорасслоенность, т. е. оно состоит из относительно мощных слоев однородных пород и пачек сравнительно тонкого ритмичного чередования. Сводный разрез интрузива снизу вверх следующий:

1. Нижний—ультрамафитовый слой со скрытой расслоенностью (мощность 2000 м).

2. Слой, залегающий над ультрамафитами и под мафитами, характеризующийся ритмичной расслоенностью (мощность 900 м).

3. Средний—мафитовый слой со скрытой расслоенностью (мощность 500 м).

4. Слой, залегающий над мафитами и под кварцевыми диоритами с ритмичной расслоенностью (мощность 40 м).

5. Верхний—кварцево-диоритовый слой со скрытой расслоенностью (мощность 600 м).

Кроме расслоенности, среди пород интрузива наблюдается тонкая отдельность—магматическая листоватость, обусловленная линейным расположением пластинок и призмочек пироксенов и амфиболов параллельно поверхности расслоенности. Направление листоватости пластинок минералов обычно совпадает с общей СЗ вытянутостью и СВ падением массива.

Для пород каждого слоя характерны соответствующие постмагматические образования: для пород ультрамафитового слоя—серпентинизация, карбонатизация и оталькование, мафитового слоя—урализация, сосюритизация, хлоритизация, карбонатизация и пренитизация, кварцево-диоритового слоя—хлоритизация, сосюритизация, пелитизация и карбонатизация. На серпентинитах широко развиты продукты кор выветривания, представленные тальк-карбонатными породами. Контактново-метасоматические образования представлены листовитами, генетически и пространственно связанными с серпентинизированными ультрамафитами и родингитами, генетически связанными с габбро.

Индикаторным типом для пород нижнего—ультрамафитового слоя являются дуниты и перидотиты. Последние представлены в нижней части слоя гарцбургитами, в средней—лерцолитами, в верхней—верлитами, переходящими выше в полевошпатовые перидотиты и троктолиты ритмично расслоенного слоя.

Текстура пород массивная, реже полосчатая. Крупные кристаллы пироксенов в перидотитах часто придают им порфириовидный облик. Структура дунитов панидиоморфнозернистая, перидотитов—гипидиоморфнозернистая. Типоморфным минералом дунитов является оливин (95%), характеризующийся высокой магнезиальностью (Fo_{96}): в качестве второстепенного минерала присутствует ортопироксен (3—5%) и аксессуарного—хромшпинелл (1%). Типоморфными минералами перидотитов являются оливин (60—90%) и пироксены (10—40%). Состав оливина закономерно меняется от наиболее магнезиального в гарцбургитах (Fo_{91}) до менее магнезиального в верлитах (Fo_{85}) и полевошпатовых перидотитах (Fo_{77}). Ортопироксены в гарцбургитах

представлены энстатитом, в лерцолитах—бронзитом. Клинопироксены в лерцолитах и верлитах представлены эндопсидом и диопсидом. При изменении оливины замещаются серпентином (хризотилом, лизардитом, антигоритом), реже тальком, а ортопироксены—антигоритом, часто слагая гомоосевую псевдоморфозу антигорита по ортопироксену—бастит. Иногда в крупных выделениях ортопироксенов наблюдаются пойкилитовые включения мелких округлых зерен оливина. Клинопироксены в лерцолитах и верлитах при серпентинизации почти не изменяются, реже подвергаются хлоритизации. Среди вторичных минералов необходимо отметить обильные пылевидные выделения магнетита, образующегося в результате разложения оливина и пироксена при серпентинизации. Акцессорные минералы представлены главным образом хромшпиннелидами, значительно реже сульфидами, апатитом, сфеном и др.

Главной особенностью минерального состава нижнего ультрамафитового слоя является широкое распространение в нем оливина с железистостью от 6 до 15%, причем возрастание железистости как оливинов, так и пироксенов происходит снизу вверх. Количественная роль пироксенов подчиненная.

В слое ритмично-чередующихся пород, расположенном над ультрамафитами и под мафитами, железистость оливина также возрастает снизу вверх от 16 до 33%. Ортопироксены представлены гиперстеном, а клинопироксены—более железистым авгитом. Наиболее основной—анортитовый состав плагиоклазов характерен для нижней части слоя, представленного троктолитами и полевошпатовыми перидотитами; выше по разрезу—в оливиновых габбро плагиоклаз имеет состав битовинита.

Индикаторным типом пород для среднего—мафитового слоя является габбро. В основании слоя залегают оливиновые габбро, переходящие выше в габбро-нориты, а еще выше в габбро.

Текстура последних массивная, иногда полосчатая. Структура габбровая. Типоморфными минералами габбро являются плагиоклаз и пироксен, встречающиеся примерно в одинаковых количествах. В лейкократовых разновидностях количество пироксена не превышает 25%. Состав плагиоклаза колеблется от $Ап_{50}$ до $Ап_{75}$, а в лейкократовых габбро—от $Ап_{60}$ до $Ап_{85}$. Пироксен по составу относится к авгиту. Вторичные минералы представлены соссюритовым агрегатом, уралитовой роговой обманкой, хлоритом, карбонатом, пренитом. Наиболее распространены соссюритизированные, уралитизированные и пренитизированные габбро. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, ильменитом, апатитом, сфеном, сульфидами.

В целом мафитовый слой, характеризующийся плагиоклаз-пироксеновой ассоциацией пород, в нижней части сложен габбро-норитами, в которых ортопироксен представлен гиперстеном, клинопироксен—авгитом, плагиоклаз-битовинитом. В средней части мафитового слоя ортопироксен исчезает, клинопироксен становится более железистым, а плагиоклаз приобретает состав лабрадора. В верхней части слоя плагиоклаз имеет уже состав андезина.

В слое, залегающем над мафитами и под кварцевыми диоритами с ритмичной расслоенностью, плагиоклаз также имеет состав андезина, а в качестве темноцветного минерала появляется роговая обманка. Встречаются относительно лейкократовые полоски, в составе которых принимает участие и кварц.

Индикаторным типом для пород верхнего—кварцево-диоритового слоя является кварцевый диорит.

Текстура массивная, реже полосчатая. Структура гипидноморфнозернистая. Типоморфными минералами кварцевых диоритов являются плагиоклаз—45—55%, роговая обманка—18—35%, кварц—10—15%. Плагиоклаз по составу относится к андезину ($Ап_{30}$), роговая обманка—к типу обыкновенных. Иногда наблюдается развитие

более позднего плагиоклаза—альбита (Al_{2-10}). Вторичные минералы представлены сосюритовым и пелитовым веществом, хлоритом, карбонатом, реже пренитом; акцессорные минералы—титаномагнетитом, ильменитом, апатитом, сфеном, цирконом, реже пиритом, халькопиритом и др.

В кварцево-диоритовом слое плагиоклазы представлены в нижней части андезином, в средней—кислым андезином и в верхней—олигоклазом.

Характерно также поведение акцессорных минералов. В нижнем—ультрамафитовом слое хромшпинелид представлен в нижней части—магнохромитом, а в верхней—хромпикситом. В среднем—мафитовом слое хромшпинелид сменяется магнетитом с малым содержанием титана, который в верхнем—кварцево-диоритовом слое значительно обогащается титаном.

Детальные исследования морфологии зерен и характера их соотношения друг с другом позволяют устанавливать относительную последовательность формирования минеральных фаз и их положения в общей структуре породы. Исходя из этого, выделяются три группы минералов:

1. Группа минералов ранней стадии кристаллизации, возникшая в результате осаждения кристаллов на дне магматической камеры под воздействием силы тяжести. Обычно это идиоморфные кристаллы названы кумулятивными или минералами кумулуса [по 8].

2. Группа минералов позднемагматической стадии кристаллизации, возникшая из магматического расплава, заполняющего промежутки между кумулятивными кристаллами ранней стадии. Это—интеркумулятивные минералы или минералы ингеркумулуса.

3. Группа минералов позднемагматической стадии кристаллизации, возникшая в результате дорастания кристаллов в условиях той же температуры, при которой происходила их первоначальная кристаллизация. Это минералы адкумулятивного роста кристаллов.

В породах Джил-Сатанахачского интрузива, в слое, залегающем над ультрамафитами и под мафитами с ритмичной расслоенностью, наблюдаются самые различные количественные взаимоотношения между минералами кумулуса и интеркумулуса (орто-, мезо- и адкумулятивной стадии кристаллизации).

В ультрамафитовом слое мономинеральные дуниты характеризуются адкумулятивным, перидотиты—орто- и мезокумулятивным ростом кристаллов.

С этой точки зрения интересны коронарные структуры, развивающиеся на границе оливиновых и плагиоклазовых зерен в полевошпатовых лерцолитах, троктолитах и оливиновых габбро. Они представляют собой результат реакции ранних минеральных фаз (кумулусного оливина) с остаточной жидкостью (интеркумулусного плагиоклаза). При этом одни из них характеризуются устойчивым составом, а другие—наличием в приконтактных частях минералов—оливинов и плагиоклазов—явлений разубоживания, указывающих на диффузионный перенос элементов в сторону формирующихся корон. В этом случае, по-видимому, диффузионной реакции через поверхность раздела оливин—плагиоклаз способствовали летучие компоненты (H_2O , CO_2 и др.), количество которых в остаточном расплаве, по мере кристаллизации оливина и плагиоклаза, должно возрастать [4].

Анализ парагенетических ассоциаций сосуществующих минералов позволяет оценить следующие температуры кристаллизации (охлаждения) пород исследованных расслоенных интрузивов.

1. Парагенезис оливин—хромшпинелид порядка $957^{\circ}C$ вмещающих дунитов.

2. Парагенезис оливин—ортопироксен от 950° до $1050^{\circ}C$ вмещающих гарцбургитов и лерцолитов.

3. Парагенезис ортопироксен—клинопироксен от 940° до $1000^{\circ}C$ вмещающих лерцолитов и габбро-норитов.

Экспериментальные исследования Ф. Р. Бойда [11], Б. Я. Хансена [12] и др. указывают на температуры равновесия 800—1200°C. Полученные же нами данные являются предварительными и, по-видимому, отражают соотношение температур, имевшее место при образовании исследованных пород. Однако, вряд ли эти данные можно интерпретировать как истинные температуры формирования, вследствие небольшого количества материала.

Таблица 1

Средневзвешенный состав расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов офиолитовой серии Закавказья

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
48.89	0.30	10.40	4.08	4.89	0.12	23.02	6.81	1.38	0.11	100.80

Таблица 2

Химические составы индикаторных и других типов пород габбро-перидотитовой формации Закавказья

Окислы	1001	543	133	574	58	1685	844	1400
SiO ₂	37.15	40.55	43.16	44.92	46.15	49.74	49.19	41.35
TiO ₂	сл.	0.08	0.04	0.08	0.06	0.11	0.18	0.16
Al ₂ O ₃	1.85	0.78	3.23	3.10	6.95	5.64	5.68	5.09
Fe ₂ O ₃	3.41	3.01	3.87	4.30	4.35	3.12	2.34	2.54
FeO	5.74	6.63	3.90	4.47	6.45	4.73	5.62	6.32
MnO	сл.	сл.	0.08	0.18	0.17	0.06	0.10	0.12
MgO	43.16	41.11	37.72	26.75	21.77	23.38	19.70	32.85
CaO	сл.	0.61	3.63	11.15	9.59	5.43	16.45	7.85
Na ₂ O	0.20	0.06	0.16	0.08	0.12	0.38	0.29	0.75
K ₂ O	0.21	0.02	0.07	0.01	0.07	0.11	0.03	0.11
H ₂ O	0.29	0.27	0.82	0.18	0.32	1.25	не обн.	не обн.
П. п. п.	7.44	6.60	2.85	4.25	3.97	6.22	0.68	2.30
Сумма	99.45	99.88	99.53	99.47	99.97	99.68	100.57	99.44
A	2.26	2.79	7.09	14.55	9.84	11.56	22.45	41.35
S	-15.40	-8.52	-1.58	9.14	13.35	18.34	21.25	0.68
Авторы	[3]		[1]			[3]		

1001—дунит, 543—гарцбургит, 133—лерцолит, 574—верлит, 58—энстатит, 1685—вебстерит, 844—диаллагит, 1400—полевошпатовый перидотит.

Окислы	1326	2121	1435	65	1131	481	1299a	435
SiO ₂	44.80	44.86	46.12	44.80	49.20	51.28	58.63	71.10
TiO ₂	0.19	0.38	0.02	0.75	0.28	0.36	0.35	0.22
Al ₂ O ₃	20.26	15.90	30.94	16.10	19.27	15.07	18.02	15.21
Fe ₂ O ₃	0.07	2.56	0.86	4.70	2.37	1.98	1.00	1.64
FeO	4.33	5.60	0.88	7.40	3.36	7.02	4.64	1.22
MnO	0.14	0.13	0.04	0.14	0.16	0.14	0.10	0.03
MgO	12.50	12.59	1.42	9.00	7.02	6.52	3.42	0.17
CaO	13.14	13.93	13.18	13.00	15.57	7.95	7.24	3.89
Na ₂ O	1.46	0.95	3.28	1.22	1.88	3.18	3.93	4.88
K ₂ O	0.07	не обн.	0.21	0.03	0.26	0.27	0.43	0.55
H ₂ O	1.30	0.32	0.06	3.05	не обн.	0.06	0.51	0.20
П. п. п.	1.86	2.26	3.12	0.27	1.50	2.72	1.83	1.22
Сумма	100.12	99.48	100.14	100.76	100.93	99.63	100.10	100.38
SiO ₂	44.60	44.86	46.12	44.80	49.20	54.28	58.63	71.10
Na ₂ O + K ₂ O	1.53	0.95	3.49	1.25	2.14	3.45	4.36	5.43
Авторы	[3]					[7]		[3]

1326—троктолит, 2121—оливиновое габбро, 1435—анортозит, 65—габбро-норит, 1131—габбро, 481—диорит, 1299a—кварцевый диорит, 435—плаггиогранит.

Экспериментальные данные Т. Х. Грина и др. [5] показали, что граница между оливин-плагноклазовыми ассоциациями происходит при 1100°C в пределах 4,5—6,8 кбар. Наличие фассант-шпинелевых реакционных структур на контакте оливиновых и плагноклазовых зерен в базальтовых включениях в эффузивах Камчатки [10] указывает на возможность их образования в условиях малых глубин и высоких температур, что подтверждается экспериментальными данными М. В. О'Хары и Г. М. Биггера [14], воспроизведшими реакцию $\text{Ol} + \text{Pl} \rightleftharpoons \text{МП} + \text{РП}$ при атмосферном давлении.

Для выяснения среднего состава первичной магмы, дифференциация которой дала все разнообразие пород расслоенных интрузивов, мы взяли средневзвешенный состав главных типов пород, развитых в габбро-перидотитовом комплексе рассматриваемых офиолитовых поясов. Учитывая площади их распространения и их мощности, получились следующие количественные значения: для ультрамафитовых пород—50%, мафитовых пород—35% и кварцевых диоритов—15%. Полученные таким образом данные средневзвешенного состава интрузивов показывают, что они кристаллизовались из расплава, близкого к плагноклазовому перидотиту (табл. 1), относящемуся к толент-базальтовой серии магматических пород [6].

Ниже приводятся химические анализы индикаторных и других типов пород—дунита, перидотитов, трэктолита, анортозита, оливнивого габбро, габбро-норита, габбро, диорита, кварцевого диорита и плагногранита (табл. 2) рассматриваемой габбро-перидотитовой формации Закавказья. Составы этих пород нанесены на диаграммы: ульт-

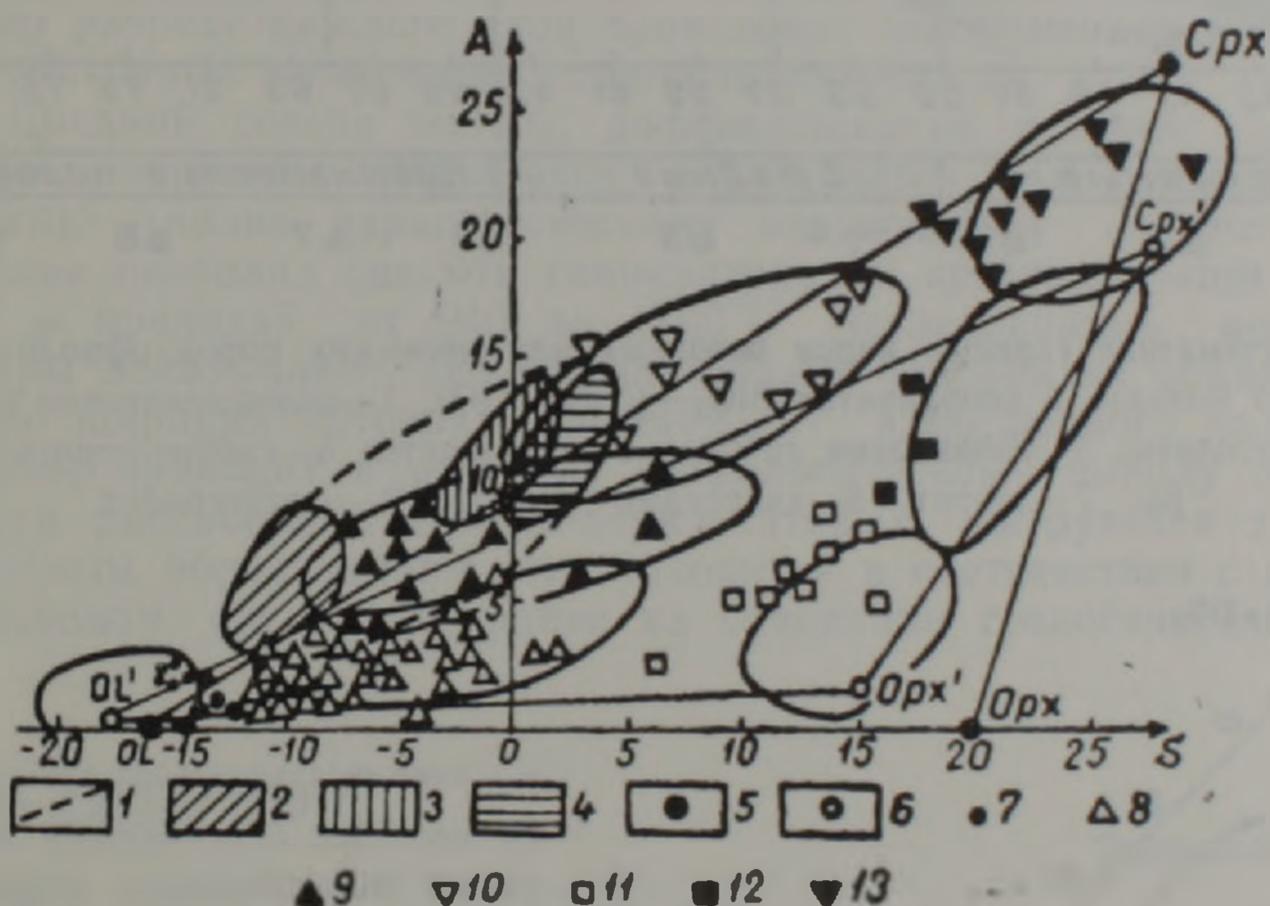


Рис. 1. Положение полей статического распределения химических составов интрузивных ультрамафитов офиолитовой серии Закавказья в координатах А—S, вес %.

$$A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$$

$$S = \text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$$

1—поле составов вулканических и гипабиссальных пород семейства пикритов; 2—меймечиты; 3—пикриты; 4—перидотитовые коматиты. Фигуративные точки составов типоморфных породообразующих минералов; 5—идеальные (нормативные) составы форстерита, энстатита, диопсида (Ol, Orx, Срх); 6—составы оливина, ромбического пироксена, диаллага (Ol, Orx, Срх) из ультраосновных пород; 7—дуниты; 8—гарцбургиты; 9—лерцолиты; 10—верлиты; 11—энстатиты; 12—вебстериты; 13—диаллагиты.

грамафитовых пород в координатах $A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$ и $S = SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2)$ (рис. 1) и мафитовых, средних и кремнекислых пород — в координатах $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$. Как видно из указанных диаграмм, точки приведенных химических составов располагаются, главным образом, в полях развития соответствующих им типов пород.

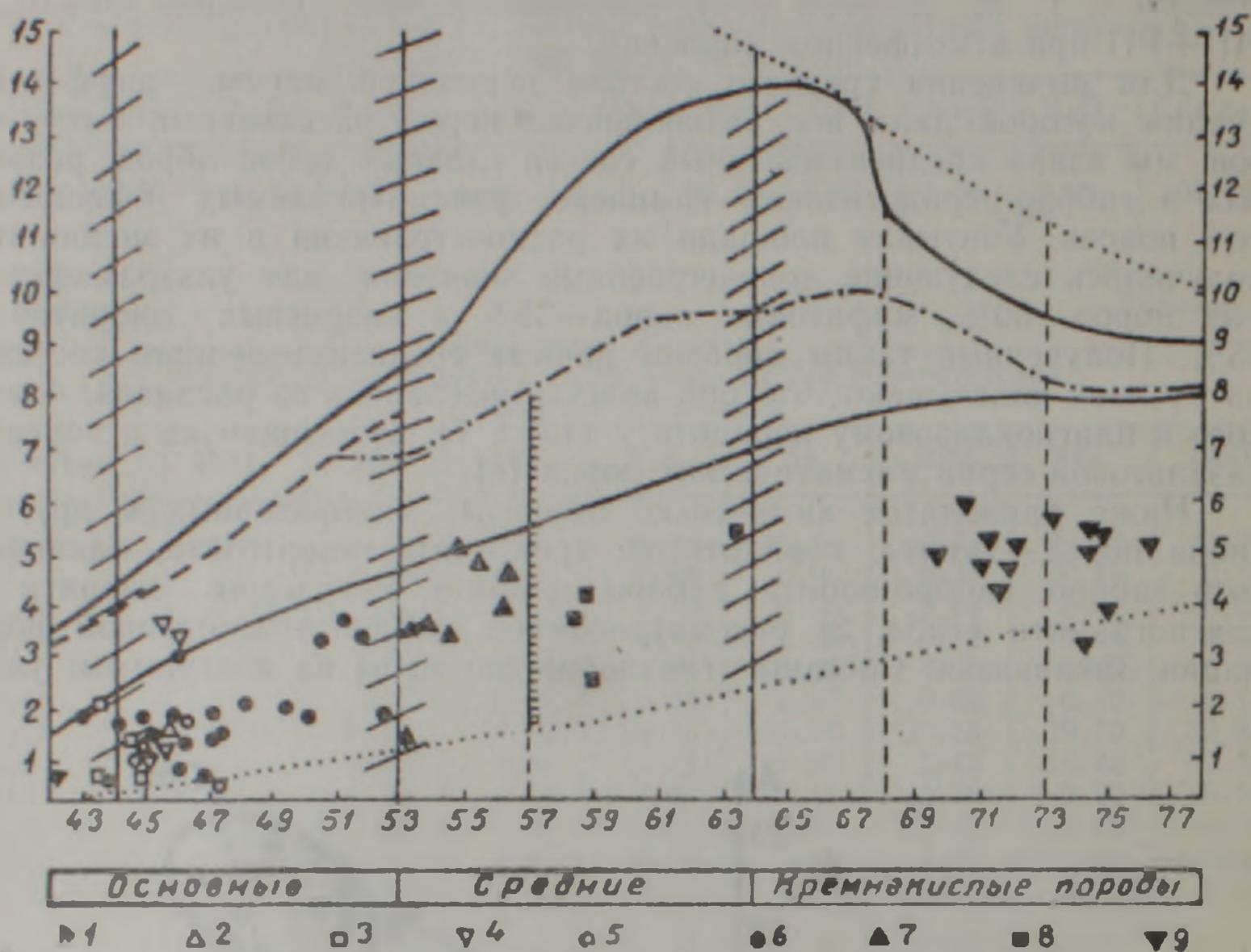


Рис. 2. Систематика главных видов основных плутонических пород офиолитовой серии Малого Кавказа в координатах $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$. 1—полевошпатовые перидотиты; 2—троктолиты; 3—оливиновые габбро; 4—анортозиты; 5—габбро-нориты; 6—габбро; 7—диорит; 8—кварцевый диорит; 9—плагногранит.

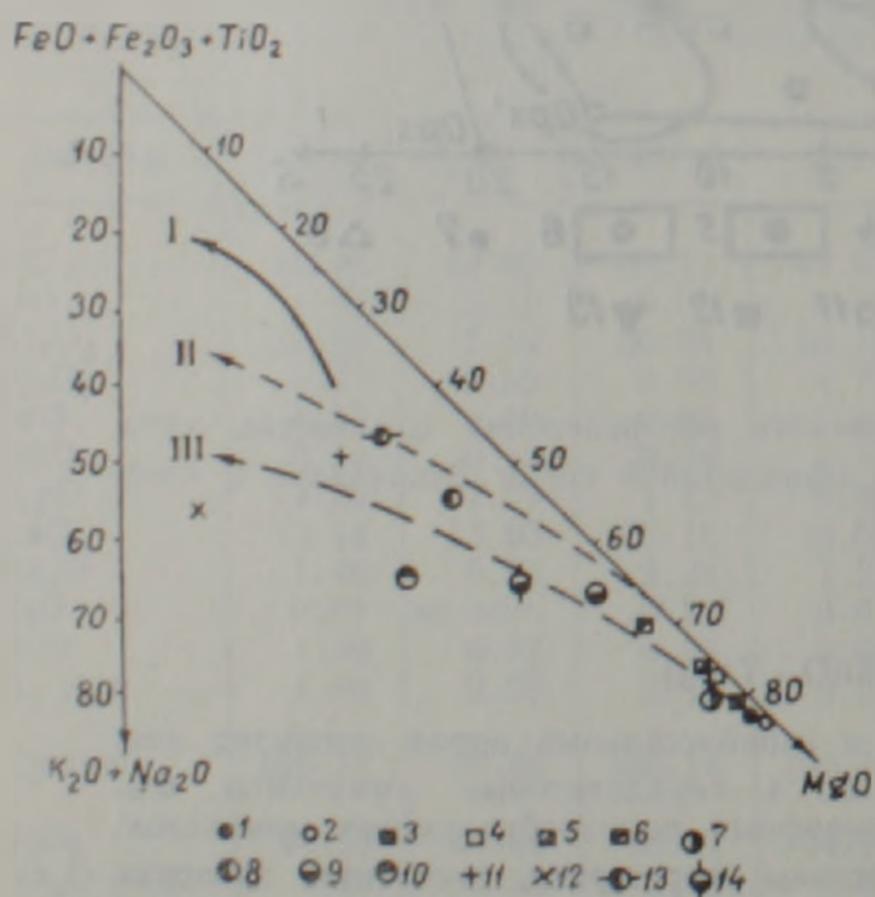


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма (в вес. %) с основными направлениями магматической дифференциации в расслоенных интрузивах (по А. А. Маракушеву, 1979). I—скаргаардский тип, II—норильский тип, III—закавказский тип. Средние составы: 1—дунита, 2—гарцбургита, 3—лерцолита, 4—верлита, 5—вебстерита, 6—диагмита, 7—троктолита, 8—габбро, 9—оливинового габбро, 10—лейкократового габбро, 11—диорита, кварцевого диорита, 12—плагногранита, 13—жильного габбро I фазы, 14—жильной породы III фазы.

На петрохимической диаграмме с основными направлениями магматической дифференциации в расслоенных интрузивах (рис. 3) [6] нанесены тренды дифференциации скаергаардского (I) и норильского (II) типов. На эту же диаграмму нанесены породы исследованных расслоенных интрузивов офиолитовых поясов Закавказья. Тренд дифференциации последних располагается ниже трендов дифференциации скаергаардского и норильского типов и четко отличается от них, что позволило выделить их в самостоятельный, закавказский тип дифференциации. В нижней—ультрамафитовой части он идет параллельно норильскому типу, но выше—в мафитовой части несколько отклоняется влево и в самой верхней части принимает почти горизонтальное направление, благодаря наличию в верхней части разреза расслоенных интрузивов кислого—кварцево-диоритового слоя.

Из вышензложенного вытекают следующие основные положения:

1. Габбро-перидотитовая формация Закавказья, совместно с вмещающей кремнисто-вулканогенной формацией, слагает офиолитовую серию формаций верхнемелового возраста. В результате мощных складкообразовательных движений, имевших место в верхнем сеноне и палеогене, первоначально единые массивы потеряли свое горизонтальное залегание и были разбиты на отдельные блоки, иногда смещенные друг относительно друга.

2. Расслоенность пород Джил-Сатанахачского интрузива обусловлена процессами кристаллизационной дифференциации—более ранним осаждением тяжелых минералов (оливина и пироксенов) и их скоплением в нижней части интрузива и более поздним и медленным выделением относительно легких минералов (амфибола, плагиоклаза и кварца), обогащающих верхнюю часть интрузива. При этом снизу вверх по разрезу каждого слоя происходит закономерная смена высокотемпературных минералов низкотемпературными.

3. Средний состав магмы, дифференциация которой дала расслоенные интрузивы Закавказья, определяется как полевошпатовый перидотит. Анализ парагенетических соотношений сосуществующих минералов позволил оценить температуру их кристаллизации (охлаждения) в пределах от 940 до 1100°C. Исследованные коронарные структуры показывают также динамические условия их образования—довольно широкий интервал давлений—от атмосферного до 6,8 кбар. Последнее приводит к важному петрологическому выводу о принадлежности расслоенных габбро-перидотитовых интрузивов к близповерхностным образованиям, что находится в соответствии с аналогичным выводом, сделанным ранее на основании геологических данных [3].

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

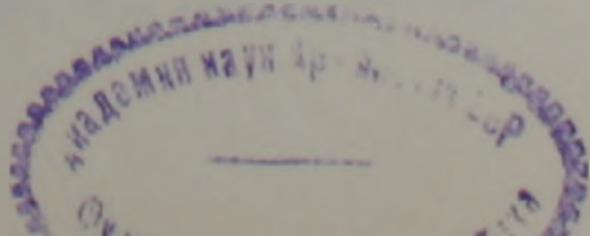
Поступила 6.11.1989.

Ս. Ր. ԱՐՈՎՅԱՆ

ԱՆԴՐԿՈՎԿԱՍԻ ՕՖԻՈՒՏԱՅԻՆ ՀԱՄԱՇԱՐՔԻ ԳԱՐՐՈ-ՊԵՐԻԴՈՏԻՏԱՅԻՆ
ՖՈՐՄԱՑԻԱՆ

Ա մ փ ո փ ո մ

Անդրկովկասում լայն տարածում ունեցող գարրո-պերիդոտիտային ֆորմացիան մտնում է երկու նեղ, աղեղնաձև, հյուսիս-արևմտյան տարածման օֆիոլիտային գոտիների կազմի մեջ՝ Աևանի (Աևան-Աքերայի) և Վեդու (Մերձարարսյան)։ Վերջիններս իրենցից ներկայացնում են Աֆրիկա-Արարական և Նվրասիական պլատֆորմների միջև ընկած ընդարձակ Միջերկրա-



ծովային գեոսինկլինալային մարզի օֆիոլիտային մագմատիկ մի արտահայտման տեղամասեր:

Երկու գոտիներն էլ կառուցվածքային տեսակետից տեղադրված են խորշային բեկվածքներում, որոնք տարածված են երկու տարրեր ախյի գտրվայում ունեցող տեկտոնական զոնաների՝ Սոմխեյթա-Ղարաբաղի մեջանտիկլինալային ու Մերձսևանյան մեզասինկլինալային գոտիների (Սևանի) և Երևանյան մեզագեոսինկլինալային և Մերձարարսյան մեզանտիկլինալային գոտիների (Վեդու) երկայնությամբ:

Գաբրո-պերիդոտիտային ֆորմացիան վերին կավճի (կոնյակի) կայծքարային-հրաբխային ֆորմացիայի հետ մեկտեղ համախմբված է նույնատիպ երկրաբանական կառույցներում, դրանք հասակով իրար մոտ են և կազմում են ֆորմացիաների օֆիոլիտային խումբ կամ համաշարք: Գաբրո-պերիդոտիտային ֆորմացիայի ինտրուզիվները, շնայած այն բանին, որ համանման են «ալպինոսիս» համաշարքերին, այնուամենայնիվ մի շարք դանդաղաներում (Մումուխան-Կրասարի, Զիլ-Սատսնախաչի, Կարախման-Զոդ-Հեյդարայի և այլն), հատուկ երկրաբանական պայմանների շնորհիվ (բյուրեղային հիմքի ոչ խորը տեղադրում, որը որպես կոշտ հիմք է ծառայում և ստեղծում է պլատֆորմայինին մոտ ուժիմ) դիտվում է ապարների շերտավորում: Ինտրուզիվների ստորին մասում տեղադրված են ուլտրամաֆիտները, միջին մասում՝ մաֆիտները, վերին մասում՝ քվարցային դիորիտները: Այդ ինտրուզիվներն ունեն հատկանիշներ, որոնք բնորոշ են շերտածե համալիրների համար:

Ստորին՝ ուլտրահիմքային շերտի ապարների համար ինդիկատորային տիպ են հանդիսանում դունիտներն ու պերիդոտիտները, միջին՝ մաֆիտային շերտի համար՝ գաբրոները, իսկ վերին շերտի համար՝ քվարցային դիորիտները: Ներքևից դեպի վեր յուրաքանչյուր շերտի կտրվածքում կատարվում է բարձր ջերմաստիճանային միներալների (օլիվին, պիրոքսեն) օրինաչափ փոխարինում ցածր ջերմաստիճանայիններով (պլագիոկլազ, քվարց): Ինտրուզիվների միջին կազմի տվյալները ցույց են տալիս, որ նրանք բյուրեղացել են մի հալոցքից, որը մոտ է պլագիոկլազային պերիդոտիտներին և պատկանում է մագմատիկ ապարների տուբիտ-բազալտային համաշարքին:

Յուրաքանչյուր շերտի ապարների համար բնորոշ են համապատասխան հետմագմատիկ առաջացումներ, ուլտրամաֆիտային շերտի ապարների համար՝ սերպենտինացում, կարբոնատացում և տալկացում, մաֆիտային շերտի համար՝ ուրալիտացում, սոսյուրիտացում, կարբոնատացում, քլորիտացում և պրենիտացում, քվարցային դիորիտային շերտի համար՝ քլորիտացում, սոսյուրիտացում, պելիտացում և կարբոնատացում:

Գաբրո-պերիդոտիտային համաշարքի զանգվածների հասակը որոշվում է որպես հետկոնյակ—միջկամպուն—մաաստրիխտյան, քանի որ նրանք կրտում են կոնյակ-սանտոնի կայծքարային-հրաբխային նստվածքները և ծածկվում են կամպան-մաաստրիխտի առաջացումներով, իրենց հիմքում ունենալով մաֆիտ-ուլտրամաֆիտային ապարների զլաքար: Որոշ զանգվածների տեղադրումը կամպան-մաաստրիխտի և էոցենի ապարներում բացատրվում է նրանց տեղաշարժերով՝ կապված վերին կավճում և պալեոգենում տեղի ունեցած ծալքավորման հզոր շարժումների հետ: Այդ տեղաշարժերի շնորհիվ նախկինում միասնական զանգվածներն այժմ բաժանված են առանձին բլոկների, տեղախախտված են, իսկ առանձին դեպքերում անջատված են միմյանցից: Բնականաբար, այդ պրոցեսի ընթացքում խախտվում է նաև զանգվածների նախնական հորիզոնական տեղադրումը:

Հաստատվում է շերտավորված գաբրո-պերիդոտիտային զանգվածների պատկանելիությունը մերձակերեսային առաջացումներին:

THE TRANSCAUCASUS OPHIOLITE SERIES
GABBRO-PERIDOTITIC FORMATION

A b s t r a c t

Sevan and Vedhi ophiolite belts Pre-Campanian-Maastrichtian gabbro-peridotitic formation is considered. During Late Senonian and Paleogene this formation intrusives were involved in powerful folding processes. As a result these originally united massifs lost their horizontal occurrence, were deformed, broken into blocks, dislocated and, sometimes, disconnected. As a typical example of the more preserved intrusive the Dji-Satanakhach massif is considered, for which a macrosheeting is characteristic: in the lower part the mafites develop and in the upper one there are quartz-diorites. Between these layers the rocks of transitional composition with rhythmical stratification are present. From top to bottom of every layer the high temperature minerals change into the low temperature ones. The magma average composition, the differentiation of which brought to the Transcaucasus sheeted intrusives formation, is determined as a plagioclase-peridotite one. The co-existing minerals paragenetic correlations analysis allows to evaluate their crystallization temperature in the limits of 940—1100°C. The sheeted gabbro-peridotitic intrusives belonging to the near-surface formation is established.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев З. Б., Поврузов Н. А., Гейдаров А. С., Гусейнова С. Ф. Геохимия редких элементов в ультраосновных породах и колчеданных месторождениях Азербайджана. Изд. «Элм», 1984, 128 с.
2. Абовян С. Б. Положение офиолитовых поясов Малого Кавказа в общей структуре Тавро-Кавказской геосинклинали. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXXII, № 4, 1979, с. 40—52.
3. Абовян С. Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1981, 306 с.
4. Абовян С. Б., Мхитарян Р. Г. О коронарных структурах пород мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексов офиолитовых поясов Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XI, № 5, 1987, с. 17—27.
5. Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение высокоглиноземистых базальтов и их взаимоотношения с кварцевыми толентами и щелочными базальтами. В кн: Происхождение главных типов изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Недра, 1970, с. 223—239.
6. Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. Наука, 1979, 260 с.
7. Паффенгольц К. Н. Бассейн озера Гокча (Сван). Тр. ВГРО, вып. 129, 1934, 95 с.
8. Уэджер Л. П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. Мир, 1970, 552 с.
9. Шихалибейли Э. Ш., Азадалиев Дж. А., Аллахвердиев Г. И. К проблеме о контактово-термальных изменениях и интрузивной природе альпийских гипербазитов Малого Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле, № 4, 1987, с. 23—36.
10. Щека С. А., Волинец О. Н. Реакция оливин+анортит в габброидных включениях вулкана Кихпинич (Камчатка). В кн: Проблемы глубинного магматизма. Наука, 1979, с. 197—205.
11. Boyd F. R. The pyroxene geothermometer. „Geochim. et Cosm. Chim. Acta“, № 12, 1973, p. 2533—2546.
12. Hansen B. J. Pyroxenes and garnets as geothermometers and barometers. „Garn. Inst. Wash. Year Book 72“, 1973, p. 527—534.
13. Jackson E. D., Thayer T. P. Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and apline peridotite-gabbro complex. Intern. Geol. Congr. XXIV session, section 2. Petrologic. Montreal, 1972, p. 289—302.
14. O'Harra M. J., Bggar G. M. Diopside-spinel equilibria, anorthite and forsterite reaction-ships in silica-poor liquids in the system CaO—MgO—Al₂O₃—SiO₂ at atmospheric pressure and their bearing on the genesis of melilitites and nephelinites. „Amer. J. Sci.“, Shalrer, v. 267, № 3, 1969, p. 364—390.

А. И. КАРАПЕТЯН, О. И. ГУЮМДЖЯН

О ВОЗРАСТЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ, ПЛУТОНИЧЕСКИХ И ЖИЛЬНЫХ ПОРОД БАСЕЙНА р. СИСИАН

В статье рассматриваются новые данные об абсолютном возрасте вулканических, плутонических, дайковых и гидротермально измененных пород бассейна р. Сисиан.

Скудность или почти полное отсутствие палеонтологических данных существенно осложняет определение возраста вулканогенно-осадочных толщ и, следовательно, плутонических тел, даек, малых интрузий и др. жильно-магматических образований бассейна р. Сисиан обычными геологическими методами и требует применения методов ядерной геохронологии.

В настоящей статье использованы результаты определений возраста пород К/Аг методом, выполненных в лаборатории ИГН АН АрмССР под руководством зав. лабораторией Г. П. Багдасаряна. Из 72 проб 57 приводятся впервые, остальные 18 определений заимствованы из наших предыдущих работ и литературных источников. Они сгруппированы по геолого-петрологическим признакам и формационной принадлежности. Большое внимание уделено породам «малых интрузий» и даек, развитых главным образом в пределах Марджан-Мазмазакского рудного поля, а также гидротермально измененным породам, возраст которых является дискуссионным. Получены новые данные о возрасте интрузивных пород Аревисского массива, о роговиках их контактового ореола, а также о ксенолитах гиперстен-кордиеритовых роговиков, установленных на юго-западном контакте массива. Кроме того, приводятся новые данные по дайкам диорит-порфиритов и гранодиоритовых порфиров, грейzenам и гидротермальным метасоматитам.

Обсуждение результатов исследований

Предорогенные, предбатолитовые вулканические породы андезитовой формации. На территории бассейна р. Сисиан наиболее древние вулканические породы относятся к базальт-андезитовой серии с широким развитием андезитов и базальтов лейкобазальтоидного или андезитового уклона. Залегают они выше дислоцированной туфоосадочной толщи нижнеэоценового возраста, прорывая ее во многих местах. Отмечаются также в виде штоков и даек внутри гижгетской, пирамсарской и багацсарской вулканогенно-осадочных флишоидных толщ ниже(?)—среднеэоценового возраста. Все эти толщ, слагающие восточные склоны Зангезурского хребта, по-видимому, синхронны или близкоодновозрастны и относятся к нижнему (?)—среднему эоцену [1, 2]. На юго-восточных склонах г. Пирамсар, в пригребневой части хребта, пирамсарская туфоосадочная толща несогласно залегает над карбонатно-терригенными отложениями даний-палеоцена. Интенсивный вулканизм приурочен к позднегеосинклинальной, предорогенной стадии, ко времени деформации и поднятия туфоосадочной толщи. Базальтовый вулканизм послескладчатый, предшествует непосредственно внедрению крупных плутонических интрузивов габбро-гранитоидной серии региона. Образование мощных вулканогенных толщ (капутджухской и гехакарской) происходит в среднем-верхнем эоцене.

Данные определения абсолютного возраста (табл. 1) по обломкам агломератовых туфов гехакарской толщи варьируют в пределах 33—36 млн. лет для андезитов района Марджанского месторождения (обр. 8660 и 8664) и 21—27 млн. лет—района с. Мурхуз и около с. Аревис (обр. РО 3338, РО 3343 и РО 3207). Не исключено, что секущие што-

кообразные тела окрестности с. Аревис относятся к капутджухской толще. Полученные возрастные значения сильно расходятся с геологическими данными, что, возможно, связано с «омоложением», пропилитизацией или гидротермальными процессами, предшествовавшими оруденению. Для окончательного решения этих вопросов необходимо провести дополнительные радиогеохронологические исследования вулканогенных толщ региона.

Результаты определения абсолютного возраста (К/Аг методом) вулканических пород бассейна р. Сисиан

Таблица 1

№№ п/п	K ₂ O, %	K ⁴⁰ 2/2 10 ⁻⁶	% ра- диоген. Аг ⁴⁰	Аг ⁴⁰ с.м ³ г 10 ⁻⁶	Аг ⁴⁰ г г 10 ⁻⁹	Аг ⁴⁰ К ⁴⁰ 10 ⁻⁹	Возраст в млн. лет	Среднее значение возраста в млн. лет
Вулканические породы бассейнов рек Мурхуз и Камрчак								
1	0.86	1.06	44.7	0.92	1.65	1.56	28.0 25.3	26.6±1.4
2	1.35	1.66 1.66 1.66	35.2 34.4 11.2	1.53 1.40 1.24	2.74 2.51 2.23	1.65 1.51 1.54	29.0 27.0 24.0	26.6±2.4
3	1.02	1.24 1.24	29.0 24.8	0.824 0.875	1.48 1.56	1.19 1.25	21.2 22.3	21.7±0.5
4	0.48	0.57 0.57	— —	0.65 0.68	1.16 1.22	2.03 2.13	34.6 36.4	35.5±0.9
5	0.51	0.61 0.61	— —	0.66 0.65	1.17 1.16	1.93 1.01	34.9 32.4	32.7±0.2
Лавовые потоки и туфы кайнотипного облика района г. г. Шорсар и Сангар, с. с. Салвард и Барираван								
6	2.07	2.47 2.47	22.0 16.3	3.34 3.39	5.96 6.07	2.41 2.46	41.1 41.9	41.5±0.4
7	3.8	4.09 4.09	27.0 31.9	5.51 5.89	9.84 10.56	2.35 2.52	40.0	41.4±1.4
8	2.57	3.14 3.14	56.0 55.7	4.16 4.59	7.43 8.19	2.37 2.61	42.2 44.4	43.3±1.1
9	2.53	3.09 3.09	30.6 28.8	3.96 4.64	7.07 7.21	2.29 2.33	40.7 41.2	41.0±0.2
10	3.36	4.01 4.01	39.2 36.0	5.75 5.06	10.30 9.04	2.36 2.25	43.5 38.3	41.0±2.5
11	3.48	4.15 4.15	30.0 34.0	5.29 5.75	9.44 10.29	2.27 2.48	38.65 42.20	40.4±1.8
12	3.55	4.25 4.25	29.0 32.12	5.33 5.48	9.52 9.78	2.24 2.30	38.15 39.25	38.7±0.5
13	1.51	1.80 1.80 1.80	19.0 18.8 22.0	1.84 2.29 2.14	3.28 4.10 3.81	1.82 2.98 2.12	31.1 38.8 36.12	35.4±2.8
14	2.27	1.80 1.80	19.8 21.0	3.24 2.98	5.78 5.34	2.12 1.97	36.3 33.6	35.0±1.5

Примечание:

1. РО 3207—андезит. Секущее штокообразное тело в гижгетской толще. В 0,7 км к ЮЗ от с. Аревис, левый борт р. Камрчак.
2. РО 3338—андезит роговообманковый. Секущее штокообразное тело в гижгетской толще. В 4 км к ЮЗ от с. Мурхуз, правый борт левого притока р. Айри.
3. РО 3343—андезит плагиоклазовый. Дайкообразное тело в туфах гижгетской толщи. В 4,5 км к ЮЗ от с. Мурхуз, в ущелье левого притока р. Айри.
4. 8660—андезит плагиоклазовый пропилитизированный. Гехакарская толща. Марджаиское месторождение. Шт. 3, левый борт р. Камрчак.

5. 8664—андезит роговообманковый, пропилитизированный. Гехакарская толща. Марджанское месторождение. Шт. 3, левый борт р. Камрчак.
6. 6608—базальт. Лавовый поток. В 1 км к западу от с. Ацаван, левый борт р. Зангет.
7. 6621—андезито-дацит. Секущее штокообразное тело в вулканогенной толще. В 0,5 км к ЮВ от с. Салвард.
8. 6623—андезит клинопироксеновый. Секущее штокообразное тело в вулканогенной толще. На юго-восточной окраине с. Салвард, у моста.
9. 6700—трахнандезито-базальт дупироксеновый. Лавовый поток. В 1,8 км к востоку от с. Барцраван.
10. 8286—трахнандезит биотитовый. Лавовый поток. Между вершинами г. г. Шорсар и Сангар, в 1,5 км к СВ от с. Салвард.
11. 8287—трахнандезит биотитовый (с санидином). Пирокластическая толща. На СЗ склоне г. Сангар, в 0,1 км от вершины. В 0,75 км к СВ от с. Салвард.
12. 8288—трахнандезит биотитовый (с санидином). Пирокластическая толща. На западном склоне г. Сангар, в 0,5 км от вершины.
13. 8308—андезито-базальт палагонитовый, темно-серый. Лавовый поток. На вершине г. Шорсар. В 2 км к северу от с. Салвард.
14. 8309—андезит черный, стекловидный «обсидиановидный». Лавовый поток. На вершине г. Шорсар. В 1,75 км к северу от г. Салвард.

Вариации возрастных значений вулканитов районов г. г. Шорсар, Сангар и с. с. Салвард и Барцраван составляют 35—43 млн. лет (данные по 9 определениям). По геологическим данным, этот комплекс, состоящий из лав и лавобрекчий базальт-андезитового состава, а также многочисленных секущих тел, составляющих значительный объем, относится к среднему эоцену. Полученные результаты дают основание предположить о верхнеэоценовом и нижнеолигоценовом возрасте андезитов, базальтов и различных пород трахнандезит-трахибазальтового состава. В соответствии с этим можно предположить о некоторой синхронности плутонизма (Аревисский, Кошакарский, Каракертский и др. массивы габбро-гранитоидной серии) и вулканизма (капутджухская и гехакарская толщи). Однако, геолого—петрологические (отсутствие взаимопереходов и резко различный состав) данные исключают возможность синхронного развития базальтового вулканизма и гранитоидного плутонизма.

Вулканиты образовались после деформации туфоосадочных толщ раннего и среднего эоцена. Остается нерешенным вопрос о том, насколько близки полученные цифры истинному возрасту базальтов и андезитов капутджухского и гехакарского комплексов и привела ли к аргоновому «омоложению» региональная пропилитизация (хлоритовая субфация) низкой степени регионального метаморфизма. В полученных результатах отсутствуют цифры, указывающие на средний эоцен. Ранее эту т. н. зангезурскую вулканогенную толщу относили к нижнему эоцену [3].

Плутонические породы и контактовые роговики Аревисского массива. Имеющиеся калий-аргоновые определения (табл. 2) для главнейших петрографических типов пород Аревисского массива свидетельствуют об их широком возрастном диапазоне. Цифры эти варьируют в пределах 33—50 млн. лет. Абсолютный возраст единственной, встреченной в пределах этого массива, дайки спессартита (18 млн. лет, обр. 8469) сильно отличается от возраста гранитоидов Аревисского массива, в пределах которого выделяются две интрузивные фазы: габбро (44—50 млн. лет, обр. 8444, 7801; $37,5 \pm 1,5$ млн лет, обр. 8442) и гранитоиды (39—48 млн. лет, обр. 8272, 7707 и 8269). Значительно меньшие цифры показали определения возраста монцонита— $33,7 \pm 0,3$ млн. лет (обр. № 7778). Они, как и габбро, встречаются в виде блоков, останцев среди кварцевых диоритов и гранодиоритов главной фазы Аревисского массива.

Сравнение этих данных с аналогичными данными других габбро-гранитоидных массивов Западного Баргушата позволяет заключить следующее:

1. Повышение значений возраста габбро (50—44 млн. лет) над

Таблица 2

Результаты определения абсолютного возраста
(К/Аг методом) плутонических пород и контактовых
роговиков Аревисского массива

№№ п/п	K ₂ O, %	K ⁴⁰ z/z 10 ⁻⁶	% ра- диоген. Аг ⁴⁰	Аг ⁴⁰ с.м ² /z 10 ⁻⁶	Аг ⁴⁰ z/z 10 ⁻⁶	Аг ⁴⁰ К ⁴⁰ 10 ⁻⁹	Возраст в млн. лет	Среднее значение возраста в млн. лет
1	0.44	0.52 0.52	5.0 4.0	0.87 0.85	1.56 1.52	2.97 2.92	50.4 49.6	50.0±0.4
2	0.44	0.52 0.52	3.0 1.0	0.67 0.61	1.20 1.02	2.28 2.12	38.82 38.12	37.5±1.5
3	2.27	2.71 2.71	11.0 8.6	2.97 3.02	5.30 5.40	1.96 1.99	33.4 34.0	33.7±0.3
4	3.02	3.60 3.60	35.0 21.0	5.40 4.81	9.63 8.58	2.67 2.38	45.4 40.5	43 ±2.5
5	1.77	2.11 2.11	26.0 22.16	3.58 3.13	6.38 5.58	3.02 2.64	51.24 45.06	48.15±3.09
6	1.93	2.30 2.30 2.30	25.0 28.8 16.0	2.82 3.26 2.80	5.02 5.82 5.01	2.18 2.53 2.17	37.13 43.00 37.00	39.0±2.6
7	2.87	3.42 3.42	14.0 11.04	1.98 2.03	3.54 3.71	1.03 1.08	17.64 18.50	18.0±0.4
8	0.60	0.72 0.72	7.00 3.48	1.62 1.02	2.08 1.82	2.89 2.53	49.07 43.03	46.05±3.02
9	2.06	2.46 2.46	43.0 31.0	10.16 9.49	18.13 16.95	7.38 6.90	122.8 115.2	119 ±3.8
10	0.48	0.57 0.57	3.36 3.98	0.82 0.84	1.46 1.51	2.57 2.65	44.0 45.0	44.5±0.5

Примечание:

- 7801—габбро амфиболлизированный. Останцы или блоки ранней фазы пород основного состава среди кварцевых диорит-гранодиоритов. В 1,6 км к СВ от г. Кошакар, около ледника.
- 8442—габбро амфиболлизированное. Блоки ранней фазы Аревисского массива. В 1,5 км к СВ от вершины г. Кошакар.
- 7778—монзонит. Останцы или блоки ранней фазы среди кварцевых диорит-гранодиоритов. В 2 км к СВ от вершины г. Кошакар.
- 7707—гранодиорит. Главная фация Аревисского массива. В 2 км к СВ от вершины г. Кошакар.
- 8269—гранодиорит. Главная фация Аревисского массива. В 1,5 км к ЮВ от с. Джомардлу.
- 8272—кварцевый диорит. Главная фация Аревисского массива. В 1 км к СВ от с. Аревис, левый борт р. Сиснан.
- 8469—спессартит. Прорывает кварцевые диориты Аревисского массива. В 1,2 км к СВ от г. Кошакар. Приконтактная зона Аревисского массива.
- 8451—роговик роговообманковой фации. На ЮЗ контакте Аревисского массива. В 1,5 км к СВ от г. Кошакар.
- 7718—кордиеритовый роговик. Блоки в гранодиоритах Аревисского массива. В 1,8 км к СВ от г. Кошакар.
- 8444—мелкозернистое роговообманкозое габбро. В 1,5 км к СВ от г. Кошакар.

такими из Гехинского габбро-гранитондного (38 млн. лет) и Сваранецкого габбро-оливинитового массивов (42 млн. лет).

2. Превышение значений возраста гранодиоритов (43—47 млн. лет) над породами аналогичного состава Гехинского массива (37—39 млн. лет).

3. Возраст роговиков роговообманковой фации (46±3 млн. лет, обр. 8451) соответствует габброндам ранней фазы.

4. Значительное превышение возраста гиперстен—кордиеритовых роговиков (119 ± 3.8 млн. лет) над плутоническими породами региона, подтверждающее мнение о том, что эти ксенолиты-блоки роговиков являются продуктами более древнего (мезозойского, видимо, нижнемелового) тектоно-магматического цикла.

5. Пониженное значение возраста слессартитовой дайки (18 ± 0.4 млн. лет) по сравнению с возрастом гранитоидов Аревисского массива.

Ограниченное количество анализов по определению возраста (калий—аргоновым методом) пород из различных фаз и даек Аревисского массива не дает основания говорить о причинах расхождений значений возраста аналогичных (возможно с ними синхронных?) магматических образований Западного Баргушата. Полученные данные позволяют заключить о необходимости проведения специальных радиогеохронологических исследований как K/Ar, так и Rb/Sr методами.

Жильно-магматические и гидротермально-измененные породы Марджан-Мазмазакского рудного поля. В настоящее время мы располагаем пятью K/Ar определениями абсолютного возраста гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов Марджан-Мазмазакского рудного поля (табл. 3). Все дайки в той или иной степени каолинизированы, аргиллизированы, хлоритизированы, березитизированы, а гранодиорит-порфиры (обр. № 8631) настолько интенсивно гидротермально изменены, что превращены в кварц-каолинит-серицитовые метасоматиты.

Таблица 3

Результаты определения абсолютного возраста (K/Ar методом) гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов Марджанского рудного поля

№№ п/п	K ₂ O, %	K ⁴⁰		% радиоген. Ar ⁴⁰	Ar ⁴⁰		Ar ⁴⁰ K ⁴⁰ 10 ⁻⁹	Возраст в млн. лет	Среднее значение возраста в млн. лет
		г г	10 ⁻⁸		с.м ³ /г	г г			
1	3.69	4.40	4.40	7.0	1.66	2.97	0.67	11.5	12.7 ± 1.2
				10.0	2.00	3.57		0.81	
2	2.68	3.20	3.20	—	1.43	2.55	0.80	13.7	12.5 ± 1.2
				5.0	1.18	2.10		0.66	
3	2.51	2.99	2.99	2.0	1.13	2.02	0.68	11.9	12.5 ± 0.8
				4.2	1.28	2.30		0.77	
4	2.78	3.82	3.82	4.0	1.54	2.74	0.83	14.2	14.4 ± 0.2
				7.27	1.58	2.83		0.85	
5	2.13	2.54	2.54	5.0	1.33	2.37	0.93	15.9	15.3 ± 0.6
				6.02	1.22	2.19		0.86	

Примечание.

1. 8620—гранодиорит-порфир, каолинизированный, Марджанское м-ние, шт. № 6
2. 8621—гранодиорит-порфир, березитизированный, Марджанское м-ние, шт. 6.
3. 8622—диорит-порфирит, хлоритизированный, Марджанское м-ние, в 0,1 км к СВ от шт. 6.

Из таблицы 3 видно, что относительно свежие и гидротермально измененные дайки, в том числе и полные метасоматиты из Марджан-Мазмазакского рудного поля, имеют среднемиоценовый возраст. Микроскопические исследования показывают широкое проявление продуктов гидротермального изменения, выраженного в пропилитизации, которая привела к изменению калий—аргонового отношения. При интерпретации полученных данных имелось в виду, что значения 12—15 млн. лет скорее всего отражают время проявления метасоматических процессов и гидротермальных изменений даек, имевших место в пределах рудного поля. В пользу такого мнения свидетельствует также то, что все дайки, показавшие значения 12—15 млн. лет в Марджан-Мазмазакском рудном поле, секут исключительно гексакарскую толщу средне-верхнеэоценового возраста и ни одна из них не проникает в

вышележащую камрчакскую пирокластическую толщу андезито-дацитов среднегоценового возраста. Не были выявлены дайки миоценового, олигоценового или верхнеэоценового возраста. Этот комплекс даек не известен и внутри ближайшего Аревисского массива. Не известны факты и об их взаимоотношениях с порфирированными гранитоидами Салвардского или других массивов сходного состава, развитых в ущельях р.р. Шахапонк и Мазмазак. Геологический возраст даек находится в интервале времени между верхним эоценом и средним миоценом. Радиогеохронологические данные указывают на средний миоцен, что, вероятно, ближе к возрасту оруденения и сопровождающих гидротермальных изменений.

Внутри плутонических интрузивов габбро-гранодиоритовой и гранит-гранодиоритовой серий, как и в пределах вулканогенных и туфоосадочных толщ эоцена, известны дайки сходного состава, вопросы возраста которых также остаются открытыми. Для металлогенического анализа необходима Rb/Sr датировка жильно-магматических пород и дайковых комплексов Марджан-Мазмазакского рудного поля и всего восточного склона Зангезурского хребта.

Порфирированные гранитоиды и турмалиновые грейзены. В пределах бассейна р. Сиснан развиты гранитоиды формации порфирированных гранитов—гранодиоритов. Эти гранитоиды широко представлены в зоне Дебаклинского—Салвардского разлома, в составе Мегринского плутона (Вохчинский массив), интрузивов Баргушатской группы (Казанличский, Шенатагский, Дзгнадзорский, Лалаюртский и др. мелкие массивы). В бассейне р. Сиснан порфирированные гранодиориты и кварцевые диориты встречаются в составе Салвардского массива и ряда

Таблица 4

Результаты определения абсолютного возраста (К/Аг методом) порфирированных гранитоидов и турмалиновых грейзенов (Салвардский массив, другие штоки и дайки сходного состава ущелья р. Мазмазак).

№№ п/п	K ₂ O. %	K ⁴⁰ г/г 10 ⁻⁶	% ра- дио- ген Аг ⁴⁰	Аг ⁴⁰ с.л ³ /г 10 ⁻⁶	Аг ⁴⁰ г/г 10 ⁻⁹	Аг ⁴⁰ К ⁴⁰ 10 ⁻⁹	Возраст в млн. лет	Среднее значение возраста в млн. л.
1	2,92	3,48	11,0	1,89	3,38	0,97	16,62	16,5±0,1
		3,48	14,6	1,85	3,30	0,95	16,38	
2	3,53	4,21	8,0	2,16	3,85	0,91	15,6	16,6±1,0
		4,21	13,0	2,43	4,34	1,03	17,6	
3	3,57	4,26	6,0	1,94	3,46	0,81	13,9	12,7±1,2
		4,26	6,9	1,61	2,86	0,67	11,5	
4	3,24	3,87	3,0	1,75	3,13	0,81	13,9	12,6±1,3
		3,87	4,8	1,42	2,54	0,66	11,3	
5	3,15	3,76	16,0	2,00	3,57	0,95	16,30	16,5±0,2
		3,76	18,0	2,05	3,65	0,97	16,62	
6	2,94	3,59	2,11	1,44	2,58	0,72	13,0	13,1±0,1
		3,59	3,82	1,48	2,65	0,74	13,2	

Примечание:

- 8346—порфирированный гранодиорит, микропорфирированный. Салвардский массив. Около устья р. Шахапонк, на левом борту реки.
- 8600—порфирированный гранодиорит. Штокообразное тело в ущелье реки Мазмазак. В 2,0 км выше устья р. Мазмазак.
- 8601—порфирированный гранодиорит, микропорфирированный. Шток в среднем течении р. Мазмазак. В 2,5 км выше устья р. Мазмазак.
- 8602—порфирированный гранодиорит, микропорфирированный. Шток в среднем течении р. Мазмазак. В 2,2 км выше устья р. Мазмазак.
- 8338—грейзен турмалиновый. На контакте Салвардского массива порфирированных гранодиоритов. Около устья р. Шахапонк, на левом борту реки.
- P19/2—грейзен турмалиновый. На контакте Салвардского массива порфирированных гранодиоритов. Около устья р. Шахапонк на левом борту реки.

других мелких интрузивов в ущельях р. р. Мазмазак и Шахапонк. Для них характерны грейзенизация и проявление турмалина (позднемагматического, грейзенового и гидротермального).

Определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом пород из четырех различных штоков порфиридных гранодиоритов (табл. 4) показали 12—17 млн. лет. В этих же интервалах (13—16 млн. лет) находится также возраст турмалиновых грейзенов, позволяющий предположить, что пневматолитовые процессы значительно «омолодили» возраст порфиридных гранитоидов, которые в пределах Мегринского плутона и Баргушата характеризуются более высокими значениями—23—25 млн. лет. Нижний возрастной предел порфиридных гранодиоритов Салвардского массива, как и других даек гранодиорит-порфиров района, не ясен. Вероятно, здесь мы имеем порфиридные гранитоиды нижнемiocенового возраста, «омоложенные» грейзенизацией.

Породы «малых интрузий» ущелья р. Мазмазак. В Марджан-Мазмазакском рудном поле, в частности, в ущельях р. р. Шахапонк и Мазмазак размещены небольшие интрузивы кварцевых микродиорит-порфиров, кварцевых микромонцодиорит-порфиров, микромонцонит-порфиров и микромонцосиенит-порфиров. Это мелкозернистые, серого цвета и гибридного облика породы, характеризуются микропорфиридными структурами. Во многих местах они гидротермально изменены, оруденелы, содержат турмалин.

Калий-аргоновое датирование пород из «малых интрузий» (табл. 5) дали значения—14—17 млн. лет, которые близки к порфиридным гранодиоритам Салвардского массива и дайкам гранодиорит-порфиров. Одной из характерных особенностей Марджан-Мазмазакского рудного поля является насыщенность его густой сетью различных даек, «малых интрузий» мелкозернистых кварцевых микродиорит-порфиров и микромонцонит-порфиров, штоков и даек, в различной степени грейзенированных порфиридных гранодиоритов и кварцевых диори-

Таблица 5

Результаты определения абсолютного возраста (К/Аг методом) мелкозернистых гибридного облика пород («малых интрузий») ущелья р. Мазмазак.

№ п/п	K ₂ O, %	K ⁴⁰	% радиоген A ⁴⁰	Ag ⁴⁰	Ag ⁴⁰	Ag ⁴⁰	Возраст в млн. лет	Среднее значение возраста в млн. л.
		г/г 10 ⁻⁶		см ³ г 10 ⁻⁶	г г 10 ⁻⁹	K ⁴⁰ 10 ⁻⁹		
1	2,24	2,67	7,0	1,20	2,14	0,60	13,72	14,5±0,7
		2,67	7,0	1,32	2,37	0,89	15,3	
2	2,61	3,11	8,0	1,78	3,17	1,02	17,5	16,5±0,95
		3,11	8,56	1,58	2,83	0,91	15,6	
3	2,55	3,04	5,0	1,63	2,92	0,96	16,50	16,7±0,2
		3,04	6,88	1,67	3,00	0,99	16,96	
4	2,63	3,01	12,0	1,51	2,70	0,84	14,40	14,5±0,1
		3,01	11,04	1,52	2,73	0,85	14,60	
5	3,38	4,03	14,0	2,00	3,58	0,89	15,25	14,5±0,75
		4,03	14,8	1,85	3,30	0,80	13,72	

Примечание:

- 8260—кварцевый микродиорит-порфир. Турмалинизированный шток. В 4 км к западу от с. Аревис, около устья р. Мазмазак.
- 8262—кварцевый микромонцодиорит-порфир. Мелкий шток. В 4,5 км к западу от с. Аревис, в 0,75 км от устья р. Мазмазак.
- 8261—кварцевый микромонцонит-порфир. Дайкообразное тело. В 0,9 км вверх по течению от устья р. Мазмазак.
- 8264а—кварцевый микромонцонит-порфир. Дайкообразное тело. В 0,9 км вверх по течению от устья р. Мазмазак.
- 8266—кварцевый микромонцонит-порфир. Валун. В 0,8 км вверх по течению от устья р. Мазмазак.

тов, а также различных субвулканических тел андезит-дацитового состава. Возраст всех этих разнотипных образований находится в очень узком интервале (средний миоцен)—12—17 млн. лет. Это дает основание считать, что в результате гидротермального изменения все породы в той или иной степени «омоложены» до возраста оруденения.

Таблица 6

Результаты определения абсолютного возраста (К/Аг методом) штоков и силл микродолеритов ущелья р. Мазмазак и района г. Аражин

№№ п/п	K ₂ O, %	K ⁴⁰ z/z 10 ⁻⁶	% р- диоген. Аг ⁴⁰	Аг ⁴⁰ с.м ³ z 10 ⁻⁶	Аг ⁴⁰ z/z 10 ⁻⁹	Аг ⁴⁰ К ⁴⁰ 10 ⁻⁹	Возраст в млн. лет	Среднее значение возраста в млн. л
1	2.03	2.42 2.42	11.0 12.0	1.30 1.30	2.32 2.32	0.96 0.96	16.5 16.5	16.5±0.0
2	2.02	2.41 2.41	9.0 9.95	1.29 1.31	2.30 2.35	0.96 0.98	16.4 16.8	16.6±0.2
3	1.66	1.98 1.98	8.0 6.0	1.10 1.03	1.96 1.84	0.91 0.93	17.0 16.0	16.6±0.5
4	2.42	2.89 2.89	13.0 5.89	1.77 1.52	3.18 2.71	1.10 0.94	18.83 16.11	17.5±1.4
5	—	—	—	—	—	—	11.0 12.0	11.5±0.5
6	—	—	—	—	—	—	13.0 14.0	13.5±0.5

Примечание:

- 8075—андезит с микродолеритовой структурой. Аражинский шток. В 0,5 км к СВ от вершины г. Аражин. На водоразделе Зангезурского хребта.
- 8076—микродолерит. Аражинский шток. В 0,5 км к СВ от вершины г. Аражин. На водоразделе Зангезурского хребта.
- 8136—микродолерит кварцевый. Силл среди гидротермально измененных вулкани-тов капутджухского комплекса. В 0,25 км против течения от устья р. Мазмазак.
- 8353—микродолерит кварцевый. Около устья р. Азат (Ахмедалларчай).
- СВ1—микродолерит кварцевый. Шток г. Аражин. На вершине г. Аражин.
- СВ2—микродолерит кварцевый. Шток г. Аражин. На вершине г. Аражин.

Микродолериты ущелья р. Мазмазак и г. Аражин. По данным шести анализов (четыре определения получены по образцам авторов), абсолютный возраст кварцевых микродолеритов находится в узком временном интервале от $16,5 \pm 0,5$ до $17,5 \pm 1,4$ млн. лет (средний миоцен) (табл. 6). Два других определения абсолютного возраста микродолеритов г. Аражин принадлежат В. Г. Сафаряну и являются первыми датировками микродолеритов г. Аражин. Они являются несколько более заниженными ($11,5 \pm 0,5$ и $13,5 \pm 0,5$ млн. лет) по сравнению с нашими анализами, которые, как нам кажется, более близки к истинному возрасту микродолеритов, т. к. они совпадают и с возрастом (средний миоцен) аналогичных пород ущелья р. Мазмазак, камрчакской и салвардской толщ.

Лавы и туфы камрчакской и салвардской толщ и породы субвулканической фацис. К/Аг определения абсолютного возраста лав и лавобрекчий камрчакской и салвардской толщ получены авторами впервые (табл. 7). Имеющиеся в литературе данные относятся к пирокластическим породам западного склона Зангезурского хребта, района с. Гёмур, которые, по представлениям В. Г. Сафаряна, являются синхронными с «пестроцветной нижней толщей» и относятся к верхнему олигоцену—нижнему миоцену. Все другие геохронологические данные, без исключения, относятся к неккам и вулканическим куполам андезито-дацитов, дацитов и риолитов (табл. 8). Полученные новые возрастные значения по эффузивным и эксплозивным образованиям варь-

ируют в пределах 14—18 млн. лет (средние значения крайних величин 16—17 млн. лет). Из этих данных вытекает предположение о среднемiocеновом возрасте вулканогенной толщи бассейна р. Сиснан. Причем, пирокластическая камрчакская (нижняя часть) и эффузивная салвардская (верхняя часть) толщи являются одновозрастными, т. е. среднемiocеновыми. Таким образом, данные К/Аг метода более или менее точно определяют время начала проявления т. н. субсеквентного, послегранитоидного—батолитового вулканизма, имевшего место после завершения последнего гранит-гранодиоритового нижнемiocенового ритма многоритмичной плутоической серии Мегринского плутона и Баргушата. Они свидетельствуют об отсутствии синхронных вулкаников с нижнемiocеновыми порфировидными гранитоидами т. н. субвулканической формации. Это позволяет говорить о перерыве вулканической деятельности в течение всего нижнего мiocена.

Таблица 7

Результаты определения абсолютного возраста лав и туфов камрчакской и салвардской толщ и пород субвулканической фации

№ п. п.	K_2O , %	K^{40} 2,2 10^{-6}	% радиоген. A_{r}^{40}	A_{r}^{40} cm^3/g 10^{-6}	A_{r}^{40} 2,2 10^{-9}	A_{r}^{40} K^{40} 10^{-9}	Возраст ■ млн. лет	Среднее значение возраста в млн. лет
1	2,53	3,09	2,0	1,36	2,42	0,78	13,9	15,6±1,3
		3,09	8,2	1,66	2,96	0,96	16,5	
		3,09	8,5	1,64	2,94	0,95	16,8	
2	2,49	2,97	8,0	1,59	2,84	0,96	16,5	16,2±0,3
		2,97	9,7	1,53	2,73	0,92	15,8	
3	2,76	3,29	10,0	1,81	2,24	0,98	16,8	17,3±0,5
		3,29	14,5	1,92	3,43	1,04	17,8	
4	0,98	1,17	1,62	0,68	1,22	1,05	18,0	17,5±0,5
		1,17	1,44	0,65	1,16	0,92	16,98	
5	1,07	1,28	0,55	0,68	1,2	0,95	16,3	16,55±0,25
		1,28	0,65	0,70	1,25	0,98	16,8	

Примечание:

- 6653—андезит плагиоклазовый. Темно-серый (салвардская толща). В 1,0 км к СВ от вершины г. Гомшатеж.
- 6711—андезит баркевикитовый. Светло-серый (артаванская толща). В 1,2 км к ЮВ от г. Артаван. Вартанское месторождение ртути.
- 8380—туф андезито-дацита. Серый с голубоватым оттенком (камрчакская толща). В 0,8 км к ЮЗ от шт. 5 Марджанского м-ния. Левый борт р. Камрчак.
- 8392—Андезит. Серый с голубоватым оттенком (камрчакская толща). В 2,2 км к ЮЗ от вершины г. Шахапонк (Джамал).
- 8394—Андезито-базальт. Темно-серый (камрчакская толща). В 2,0 км к ЮЗ от вершины г. Шахапонк.

Следует отметить, что среди субвулканических андезито-дацитовых и риолитовых тел, neckов и куполов, размещенных внутри салвардской толщи, в пригребневой части и на восточном склоне Зангезурского хребта, выделяются две возрастные группы пород 16—17 и 7—9 млн. лет, т. е. среднемiocенового и верхнемiocенового возраста. Вулканическое сооружение г. Чинавер, состоящее из кислых лав, лавобрекчий и туфов, имеет среднемiocеновый возраст (16—17 млн. лет).

обр. 6187, 8429, 8434). Сходные значения показывают андезито-дацитовый купол вершины г. Салвард (обр. 6415, К 1828) и некк, расположенный на западном склоне этой вершины (обр. 8407). Здесь следует отметить, что К/Аг данные, полученные из трех образцов кайнотипных андезито-дацитов, размещенных внутри гехакарской толщи в центральном участке Марджанского месторождения, также свидетельствуют о наличии продуктов миоценовых вулканитов двух возрастных групп. Это установлено и для кайнотипных андезит-дацит-риолитовых пород, залегающих внутри плутонических массивов (Арвинского, Дастакертского, Ахлатянского, Лернашенского и др.).

Таблица 8

Определение абсолютного возраста (К/Аг методом) субвулканических тел и некков неогенового вулканического комплекса

№№ п/п	K ₂ O, %	K ⁴⁰ z/z 10 ⁻⁶	% ра- диоген. Ar ⁴⁰	Ar ⁴⁰ с.м ³ /z 10 ⁻⁶	Ar ⁴⁰ z/z 10 ⁻⁹	Ar ⁴⁰ K ⁴⁰ 10 ⁻⁹	Возраст в млн. лет	Среднее значение возраста в млн. лет
1	1.95	2.34 2.31	5.0 6.0	1.21 1.23	2.17 2.29	0.93 0.98	16.0 16.8	16.4±0.4
2	0.51	0.40 0.40	— —	0.35 0.33	0.62 0.60	1.01 0.98	17.3 16.8	17.0±0.3
3	2.09	2.55 2.55	7.0 11.22	0.56 0.62	1.05 1.11	0.39 0.43	7.0 7.4	7.2±0.2
4	1.96	2.34 2.34	— —	0.64 0.52	1.13 0.94	0.48 0.46	8.3 7.9	8.1±0.2
5	2.97	3.54 3.54	15.0 17.2	1.84 2.17	3.28 3.87	0.93 1.09	15.91 18.70	17.3±1.4
6	3.59	4.28 4.28	13.0 14.0	2.20 2.39	3.93 3.28	0.92 1.00	15.87 17.13	16.5±0.6
7	—	—	—	—	—	—	—	9.5
8	—	—	—	—	—	—	—	16.0
9	—	—	—	—	—	—	7.0 8.0	7.5±0.5
10	1.63	—	—	—	—	—	8.0 7.0	7.5±0.5
11	1.68	—	—	—	—	—	8.0 7.0	7.5±0.5
12	1.55	—	—	—	—	—	—	7.4
13	—	—	—	—	—	—	—	7.2
14	3.10	—	—	—	—	—	—	13.4
15	—	—	—	—	—	—	—	8.8
16	—	—	—	—	—	—	—	14.5
17	—	—	—	—	—	—	—	21.0
18	—	—	—	—	—	—	—	22.0
19	3.24	3.87 3.87 3.87	12.0 6.0 8.0	2.42 1.61 3.10	4.32 2.88 3.76	1.12 0.74 0.97	19.2 12.7 16.6	16.2±2.3
20	3.58	4.27 4.27	18.0 16.4	2.32 2.53	4.11 4.52	0.97 1.00	16.62 18.20	17.4±0.8
21	3.58	4.27 4.27	12.0 12.9	2.06 2.55	4.57 3.86	1.07 0.91	18.32 15.60	17.0±1.4

Примечание:

1. 217/83—андезито-дацит. Шток в гехакарской толще пирокластических пород. На юго-восточном фланге Марджанского месторождения. Левый борт р. Камрчак.
 2. 220/83—андезито-дацит. Шток в гехакарской толще. На ЮВ фланге Марджанского м-ния. Левый борт р. Камрчак.
 3. 6172—дацит черный, обсидиановидный. Дайка. В 2,5 км к ЮВ от с. Софулу, на правом борту р. Айри.
 4. 7769—андезито-дацит. Шток в гехакарской толще. На ЮВ фланге Марджанского м-ния. Левый борт р. Камрчак.
 5. 8407—андезито-дацит. Некк. В 1 км к западу от вершины г. Салвард.
 6. 8415—андезито-дацит. Купол. На вершине г. Салвард.
 7. К 1818—андезито-дацит. Купол. Долина р. Цахкаовит (Чичаглы). Около с. Мурхуз.
 8. К 1828—андезито-дацит. Купол. На вершине г. Салвард.
 9. К 1834—риолито-дацит. Некк. Около устья р. Чени, у с. Лернашен.
 10. ОГ Д582—дацит. Некк среди агломеративных туфов миоцена. Около устья р. Чени, у с. Лернашен.
 11. ОГ Д908—дацит. Некк среди туфов и пеплов миоцена. В 3 км к ЮЮЗ от с. Мурхуз, в долине р. Цахкаовит.
 12. С 44—андезито-дацит. Купол в салвардской толще. Среднее течение р. Воскеовит (Сарыгюней).
 13. С 121—андезито-дацит. Купол в вулканогенно-осадочной толще нижнего (?)—среднего эоцена. Среднее течение р. Айри, около с. Мурхуз.
 14. С 525—андезито-дацит. Некк среди лав салвардской толщи, на ЮЗ склоне г. Салвард.
 15. С 650—дацит роговообманковый. Район с.с. Салвард. Бриакот.
 16. С 687—андезито-дацит. Купол среди лав салвардской толщи. Склоны г. Сатанасар (Джиндар).
 17. С 713—лавобрекчий андезит-дацита. Район с. Гемур.
 18. С 718—лавобрекчий андезит-дацита. Район с. Гемур.
 19. 6187—риолитовый порфир. Дайка.
 20. 8429—риолитовый порфир санидиновый. Некк среди кислых туфов (розовый). В 3,5 км к СЗ от с. Бриакот, на склонах г. Чинавер.
 21. 8434—риолитовый порфир санидиновый (черный, обсидиановидный). В 3,5 км к СЗ от с. Бриакот, на склонах г. Чинавер.
- РО 3207, РО 3338, РО 3343—данные О. П. Гююмджяна, Р. Т. Джрбашяна [2];
С В1, С В2, С 44, С 121, С 525, С 650, С 687, С 713, С 718—данные В. Г. Сафаряна;
К 1818, К 1828, К 1834—данные С. Г. Карапетяна;
ОГ Д 582, ОГ 20908—данные О. П. Гююмджяна, С. А. Паланджяна; Р 19/2—Р. Н. Таяна.
Остальные анализы—А. И. Карапетяна, С. П. Гююмджяна.

Полученные нами новые результаты показывают разновозрастность различных фаций и состава пород неогеновой вулканической ассоциации (т. е. андезито-базальтов, андезитов, дацитов, риолитов и кварцевых микродолеритов). Возраст всего комплекса неогеновых вулкаников средний-верхний миоцен.

З а к л ю ч е н и е

Полученные данные значительно дополняют наши представления о возрастных соотношениях пород, развитых в пределах бассейна р. Сиснан. Новые радиометрические определения позволили: уточнить возраст камрчакской и салвардской вулканогенных толщ как средний миоцен, говорить о присутствии субвулканических тел двух возрастов—среднемиоценового (15—17 млн. лет) и верхнемиоценового (7—9 млн. лет). Важными являются результаты определения возраста лав кайнотипного облика г.г. Шорсар, Сангар и района с. Барцраван (верхний эоцен—нижний олигоцен). Наиболее «древние» лавы палеогенового возраста обнаружены у с.с. Салвард и Барцраван (41—43 млн. лет).

Немаловажное значение имеет определение возраста гидротермальных метасоматитов, грейзенов, роговиков, метаморфизованных ксенолитов и т. д. Данные по определению абсолютного возраста околорудных метасоматитов, а также гидротермально измененных даек позволили подойти к решению вопроса возраста оруденения Марджан-Мазмазакского рудного поля.

Результаты определения возраста вулканических пород капутджухской и гехакарской толщ, имеющих более или менее надежное биостратиграфическое положение (соответственно нижний-средний эоцен и средний-верхний эоцен), не всегда согласуются с геологическими данными. Возраст гехакарской толщи—средний эоцен по С. С. Мкртчяну [3] и В. Г. Сафаряну, средний-верхний эоцен по Р. Т. Джрбашяну, О. П. Гуюмджяну и Р. Н. Таяну [1], в то время как радиогеохронологические данные для андезитов гехакарской толщи, распространенных в бассейне р.р. Камрчак и Айри, указывают на олигоцен (26—36 млн. лет). Секущие вулканические тела, развитые в пределах гижгетской вулкано-терригенной толщи, судя по их составу и облику, относятся к среднему эоцену, т. е. залегающему выше капутджухского комплекса. Однако радиологические данные показывают верхний олигоцен—нижний миоцен, что, по-видимому, является результатом «омоложения», т. к. они по геологическим данным древнее верхний эоцен—нижнеолигоценовых плутонических интрузивов.

Несмотря на эти расхождения, полученные данные позволяют решить вопрос возраста малых интрузий ущелья р. Мазмазак, микродolerитов г. Аражни и ущелья р. Мазмазак, лав и пирокластов камрчакской толщи, кислых лав вулкана Чинавер, кайнотипных вулканических пород г.г. Шорсар, Сангар, района с. Барцраван. Эти данные вносят определенную ясность в вопросе возраста молодых вулканических образований и позволяют считать, что среди лав миоценового возраста существуют две возрастные группы. 7—9 и 15—17 млн. лет.

Несмотря на значительное количество радиогеохронологических определений, вопросы возраста ряда пород бассейна р. Сиснан остаются пока нерешенными. Специфика К/Аг метода не позволяет однозначно решать вопросы возраста жильно-магматических образований вулканической и плутонической ассоциаций, формаций «малых интрузий», околорудных и др. метасоматитов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР,
Ереванский государственный университет

Поступила 22. I. 1989.

Ա. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Հ. Պ. ԳՈՒՅՈՒՄՉՅԱՆ

ՄԻՄԻԱՆ ԳԵՏԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ՀՐԱԲԵԱՅԻՆ, ՊԼՈՒՏՈՆԵԿ ԵՎ ԵՐԱԿԱՅԻՆ
ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՀԱՍԱԿԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ս մ

Հողվածում քննարկվում է բալթականին բարդ կառուցվածք ունեցող Սալվարդ-Սիսիանի մագմատիկ հանգույցի սուրաֆուցիալ մագմատիկ և մետասոմատիկ ապարների հասակային ստորաբաժանման խնդիրը: Ֆորմացիոն-ապարաբանական և ռադիոերկրաժամանակագրական տվյալներով (57 նոր կալիում-արգոնային որոշումներ) ձգարտված են պալեոգեն-նեոգենյան հրաբխային, սլուտոնիկ, երակային-մագմատիկ և ջրաջերմային մետասոմատիկ ապարների հասակները, այդ թվում նաև Մարջան-Մաղմաղակի հանքային դաշտի մետասոմատիտներին:

Կալիում-արգոնային տվյալները մեկնաբանելիս նկատի է առնվել պալեոգենի գոյացումների երիտասարդացման հնարավորությունը նեոգենի մագմատիկ և ջրաջերմային պրոցեսների ազդեցության ներքո: Դրանից բացի, անհրաժեշտ է նկատի առնել և այն, որ Սիսիան գետի ավազանի պալեոգենի հաստվածքի կտրվածքում, ինչպես և ամբողջ Հանգեղուրի տարածքում, մեծ է բազալտ-անդեզիտային կազմի հիպաբիսալ և ենթահրաբխային ֆացիայի ու երակային-մագմատիկ համալիրի ծավալը: Սա համարյա անհնարին է դարձնում

հայտնաբերված հնէաբանական տվյալների կիրառումը հրաբխածին ապարների հասակի որոշման համար: Այսպես, Գեղի գետի ավազանում կամ Չոլան լեռան շրջակայքում հայտնաբերված պալեոցենն (*) — ստորին էոցենի ֆաունան (է. ն. հարադյան, Վ. Գ. Սաֆարյան) լավագույն դեպքում ցույց է տալիս բազալ-ֆիրամսարի (նաև գիժգետի) տուֆանստվածքային ֆլիշաման ապարների հասակը և ոչ թե այս հաստվածքի սահմաններում տարածված կամ նրան պատող բարդ ֆացիալ կառուցվածք ունեցող կապուտջուղի հրաբխային համալիրին պատկանող բազալտ-անդեզիտային ապարներին:

Լեզոգիոմետրիկ նոր տվյալները թույլ են տալիս ավելի որոշակիորեն խոսելու Սիսիան գետի ավազանի միոցենի հրաբխածին հաստվածքների մասին, մասնավորապես կամրջակի և սալվարդի (միջին էոցեն), երկու հասակային խմբի մարմինների առկայության մասին՝ միջին միոցենի (15—17 մլն. տարի) և վերին միոցենի (7—9 մլն. տարի): Կարևոր արդյունքներ են ստացվել Շորսար, Սանհար լեռների և Բարձրավան գյուղի շրջակայքի կայնոտիպ լավաների հասակի որոշման ընթացքում (վերին էոցեն—ստորին օլիգոցեն): Պալեոզենի ամենահին լավաները հայտնաբերվել են Սալվարդ և Բարձրավան գյուղերի շրջակայքում (51—43 մլն. տարի): Կարևոր են նաև ջրաջերմային մետասոմատիտների (12—15 մլն. տարի), պեյզենների (13—16 մլն. տարի), եղջերաքարերի (46±3 մլն. տարի), մետամորֆացված քսենոլիթների (119±4 մլն. տարի), ինչպես նաև Արևիսի զանգվածի գաբրոների (44—50 մլն. տարի), դրանիտոիդների և մոնցոնիտների մասին ստացված տվյալները: Մերձհանքային մետասոմատիտների, ինչպես նաև ջրաջերմային լուծույթներով փոփոխված դալկաների հասակի որոշումը, թույլ տվեց ընդհուպ մոտենալու Մարջան-Մազմազակի հանքային դաշտի հանքայնացման հասակի որոշմանը (12—15 մլն. տարի):

Կապուտջուղի և գեղաքարի հրաբխային ապարների բացարձակ հասակի որոշման արդյունքները, որոնք ունեն այս կամ այն չափով հուսալի կենսաշերտագրական դիրք, ոչ միշտ են համընկնում երկրաբանական տվյալների հետ (համապատասխանաբար՝ ստորին-միջին էոցեն և միջին-վերին էոցեն): Ըստ երկրաբանական տվյալների գեղաքարի հաստվածքի ապարների հասակը միջին էոցեն է, այնինչ ուղեգիոմետրիկ տվյալները ցույց են տալիս օլիգոցեն (26—36 մլն. տարի): Պատող հրաբխածին մարմինները, որոնք տարածված են գիժգետի հրաբխածին-նստվածքային հաստվածքի սահմաններում, վերագրվում են կապուտջուղի համալիրին, այսինքն միջին էոցենին: Սակայն ուղեգիոմետրիկ բազմաթիվ որոշումներ ցույց են տալիս օլիգոցեն—ստորին միոցեն, որն, ըստ էության, «երիտասարդացման» արդյունք է, քանի որ երկրաբանական տվյալների համաձայն նրանք ավելի հին են, քան Արևիսի վերին էոցեն—ստորին օլիգոցեն պլուտոնիկ գրանիտոիդային զանգվածը:

Չնայած վերոհիշյալ անհամապատասխանություններին, ստացված տրվյալները թույլ են տվել լուծելու կայնոտիպ հրաբխային ապարների հասակների հարցերը, այն է Մազմազակ գետի կիրճի և Արածին լեռան միկրոդոլերիտների հասակը (միջին միոցեն, 16—17 մլն. տարի), անդեզիտ-դաջիտային կազմի պիրոկլաստների և սալվարդի հաստվածքի անդեզիտային լավաների հասակը (միջին միոցեն, 16—17 մլն. տարի), Չինավեր հին հրաբխային կառույցի թթու լավաների հասակը (16—18 մլն. տարի), Շորսար, Սանհար լեռների և Բարձրավանի կայնոտիպ ապարների հասակը (վերին էոցեն—ստորին օլիգոցեն), ինչպես նաև Մազմազակի կիրճի փոքր ինտրուզիվների (քվարցային միկրոմոնցոդիորիտներ և այլն) հասակը (14—17 մլն. տարի): Այս փաստերը որոշակի պարզություն մտցրին երիտասարդ մազմատիկ ապարների հասակի հարցերում և վերջապես հնարավոր դարձրին ընդունելու միջին և վերին միո-

ցենի ենթահրաբխային մարմինների առկայությունը Սիսիան գետի ավազանում:

Չորս տարրեր ոչ մեծ շտոքների (տարածքում մերկանում են ենթադրվող ավելի խոշոր մարմինների կամսուրային մասերը միայն) պորֆիրանման գրանոդիորիտները ցույց են տալիս 12—17 մլն. տարի: Այս միջակայքում է գտնվում տուրմալինային գրեյզենների հասակը (13—16 մլն. տարի), որը թույլ է տալիս ենթադրելու պորֆիրանման գրանոդիորիտների «երիտասարդացման» մասին պնևմատոլիտային պրոցեսների ազդեցության ներքո: Սալվարդի պորֆիրանման գրանիտոիդների և նույնատիպ դայկաների ստորին հասակը, հավանաբար, ստորին միոցեն է՝ նման Բարգուշատի և Մեղրու պլուտոնի նույնանման ֆորմացիայի ապարներին, բայց «երիտասարդացած» գրեյզենացման շնորհիվ:

Այնուհանդերձ, Սիսիանի ավազանի մի շարք ապարների (մասնավորապես գրանոդիորիտ-պորֆիրների և դիորիտ-պորֆիրիտների) հասակային հարցերը մնում են չլուծված: Պարզ չէ այս երակային-մագմատիկ ապարների պատկանելիությունը ստորին միոցենի գրանիտ-գրանոդիորիտային, թե վերին էոցենի—ստորին օլիգոցենի գաբրո-գրանոդիորիտային համալիրներին: Կալիում-արգոնային մեթոդի առանձնահատկությունը թույլ չի տալիս միանշանակորեն լուծելու Սիսիան գետի ավազանում մեծ տարածում ունեցող հրաբխային և պլուտոնիկ զուգորդությունների, երակային-մագմատիկ ապարների, մերձհանքային և այլ մետասոմատիտների հասակային հարցերը, առանց որի դժվարանում կամ անհնարին է դառնում հանքային պրոցեսների հասակային դասակարգումը և հանքայնացման կանխագուշակումը բազմաժին, տարահասակ բարդ հանքային դաշտերում:

A. I. KARAPETIAN, H. P. GUYUMDJIAN

ON THE AGE OF THE SISIAN RIVER BASIN VOLCANIC, PLUTONIC AND VEINED ROCKS

Abstract

New data on the K-Ar age of the Sisian river basin volcanic, plutonic, dike and hydrothermally altered rocks are considered in this paper.

ЛИТЕРАТУРА

1. Джрбашян Р. Т., Гуюмджян О. П., Таян Р. Н.—Некоторые особенности строения и формирования третичных вулканических комплексов Зангезура. В кн.: Вулканизм и металлогения Армянской ССР. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 8, 1976, с. 60—77.
2. Джрбашян Р. Т., Садоян—А. А.—Существуют ли нижнеэоценовые вулканические и вулканогенно-осадочные породы в бассейне левобережья р. Аракс? (Арм. ССР и Нахичеванская АССР). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 1, с. 9—17.
3. Мкртчян С. С.—Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм ССР, 1958, 287 с.

Г. С. АВАКЯН

О ГЕНЕЗИСЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЯНГА-КУБАНЗА НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ КОНГО (БРАЗЗАВИЛЬ)

На большом фактическом материале, накопленном в результате детальных разведочных работ по всей мощности оруденения и эксплуатационно-разведочных работ на верхних горизонтах (порядка 30 м), вопреки мнению прежних исследователей, сделана попытка доказать осадочное происхождение первичных—сульфидных руд месторождения Янга-Кубанза Народной республики Конго (Браззавиль), которые впоследствии были подвергнуты интенсивному окислению с образованием вторичных минералов свинца, цинка и меди.

В статье даются примерные (возможные) химические реакции деградации первичных—сульфидных минералов и образования вторичных—окисленных.

Месторождение Янга-Кубанза Народной республики Конго интересно тем, что оруденение здесь представлено исключительно окисленными—вторичными минералами по всей мощности рудного тела и имеет полиминеральный состав, редко встречающийся в природе в совокупности. Окисленные минералы представлены: англезитом, церусситом, плюмбоярозитом, бедантитом, биверитом, смитсонитом, каламином, аурихальцитом, гидроцинкитом, малахитом, азуритом, лимонитом, гетитом и др.; на месторождении, на относительно большой глубине—70—80 м от поверхности, в аргиллитах были обнаружены редкие останцы первичных—сульфидных минералов—галенита и сфалерита, уцелевших от окисления.

Несмотря на то, что месторождения и проявления полиметаллических и свинцово-цинковых руд Армянской ССР по условиям их образования, морфологии и элементам залегания рудных тел, возрасту оруденения и рудовмещающим породам строго отличаются от месторождения Янга-Кубанза, все же в них, особенно в зоне их окисления, есть нечто общее, а именно: в зоне окисления отечественных месторождений вторичные минералы представлены некоторыми из вышеперечисленных минералов месторождения Янга-Кубанза—англезитом, церусситом, смитсонитом, малахитом, азуритом, лимонитом, гетитом и др.

В связи с этим описанные в настоящей статье условия формирования вторичных—окисленных минералов с их химизмом могут быть пригодными в процессе изучения зоны окисления отечественных полиметаллических месторождений.

Месторождение Янга-Кубанза расположено в рудном районе «Ниари» рудного пояса Центральной Африки. Занимает оно вершины и склоны холмов Мандоки, Палабанда, Янга-Кубанза и Сала, протягивающихся в виде цепочки вдоль правого берега р. Лютете в северо-восточном—ближширотном направлении. В настоящее время детально разведана (советскими геологами) только лишь незначительная часть месторождения, расположенная на территории холма Янга-Кубанза. Остальная—большая часть месторождения, искусственно разделенная по ущельям речушек на отдельные рудопоявления, остается неизученной. Однако идентичность этих участков (рудопоявлений) с разведанной частью месторождения по геолого-структурным особенностям говорит о том, что промышленное оруденение может быть выявлено и на этих участках.

Оруденение локализовано в терригенно-осадочных породах свиты «SC₄» сланцево-известняковой серии позднего протерозоя. Отложения указанной свиты, по данным геологов-разведчиков, представлены чередованием аргиллитов, доломитов и мергелей, которые довольно быстро «сменяют друг друга как по простиранию, так и в разрезе». Свита разделяется на три горизонта: нижний—характеризуется преоб-

ладанием глинистых пород, представленных аргиллитами и глинистыми сланцами с мелкими обломками, пропластками и прослоями доломитов; средний—представлен доломитами и известняками (в том числе оолитовыми и строматолитовыми); в верхнем опять преобладают глинистые породы—аргиллиты с обломками доломитов и линзочками песчаников и кварца. Мергели обычно перекрывают доломиты и практически являются переходными породами между доломитами и аргиллитами.

Оруденение локализовано исключительно в глинистых породах—аргиллитах, глинистых сланцах и их деградированных продуктах, представленных пластичными глинами. Оно совершенно отсутствует в доломитах (здесь не учитываются те незначительные концентрации рудных минералов, которые по отдельным трещинам, в процессе окисления и переотложения сульфидов, проникли в верхние горизонты доломитов из вышележащих глинистых пород) и слабо присутствуют в переходных мергелях. Оруденение морфологически представлено пластообразными, плащеобразными, редко линзообразными согласно залегающими телами.

В структурном отношении месторождение представляет собой пологую антиклинальную складку близширотного простирания с углами падения пластов на крыльях $5-10^\circ$.

На месторождении широким развитием пользуются сбросового и сбросо-сдвигового характера дизъюнктивные тектонические нарушения двух систем: близмеридионального и близширотного простираний с амплитудами смещения до 120 м, которые придавали месторождению блоковое строение.

Значительным развитием пользуются также карстовые образования, которые проявляются вдоль тектонических нарушений в доломитах. Тектонические трещины, а также генетически непосредственно связанные с ними карстовые провалы, на наш взгляд, пострудные (имеется в виду сульфидное—первичное оруденение), которые привели к нарушению сплошности рудных тел. Более того, нарушения рудных тел, образовавшиеся вследствие карстовых провалов, происходили после формирования настоящего облика (окисления) месторождения. Об этом свидетельствуют:

а) увеличение мощности рудных тел в мульде карстовой депрессии;

б) уменьшение их мощности вдоль тектонических нарушений вследствие растягивания и утончения мощности рудовмещающих пластичных глин (рис. 1).

Оруденение на месторождении Янга Кубанза представлено вторичными—окисленными (сульфатными и карбонатными) минералами свинца, цинка, меди, железа и др., расположенными в гипсометрической колонке месторождения в следующем порядке (сверху вниз):

1) железная шляпа, представленная гидроокислами железа и, в подчиненных количествах, марганца; минералами свинца, характерными для охристых руд, и карбонатными минералами меди;

2) охристые свинцовые руды, представленные бедантитом, плюмбозитом, карминитом, бизеритом, гидроокислами железа и марганца и, в незначительных количествах, малахитом, азуритом и другими минералами;

3) карбонатные полиметаллические руды, представленные церусситом, смитсонитом, малахитом, азуритом, каламином, аурихальцитом, гидроокислами железа и марганца и, в незначительных количествах, другими окислами свинца.

Все эти руды, как уже было указано, в морфологическом отношении имеют пластообразную, плащеобразную, линзообразную, изометричную в плане форму и строго стратифицированы во вмещающих глинистых породах свиты «SC₄».

На наш взгляд, первичное оруденение, представленное галенитом,

сфалеритом, халькопиритом, пиритом, арсенопиритом и другими сульфидными минералами, вопреки мнению геологов-разведчиков и других исследователей района, имело не гидротермальное, а осадочное—диагенетическое происхождение. Об этом свидетельствуют следующие факты:

1. Отсутствие очагов гидротермальных растворов не только на территории месторождения, но и в регионе Западной «Ннари» вообще.
2. Отсутствие следов гидротермального изменения в подстилающих и рудовмещающих породах. Прослой и гнезда зернистого кварца во вмещающих породах заведомо седиментогенные и не имеют ничего общего с гидротермами.
3. Отсутствие секущих рудных тел, характерных для гидротермального типа оруденения.
4. Наличие согласно залегающих первичных—сульфидных минералов (галенит и сфалерит) в аргиллитах, вскрытых скважинами №№ 11, E24 и 71 на глубинах соответственно: от 71,0 до 71,5 м; от 68,1 до 68,4 м и от 73,6 до 76,1 м.
5. Строгая стратифицированность и согласно залегание рудных тел во вмещающих глинистых породах—как в мергелях и аргиллитах, так и в деградированных продуктах аргиллитов—пластичных глинах.
6. Отсутствие вертикальной зональности (колонки) в расположении минералов первичных сульфидных руд, характерное для гидротермальных полиметаллических месторождений (здесь в некоторой степени наблюдается обратная колонка).

В типичных гидротермальных месторождениях медные минералы—халькопирит, теннантит, тетраэдрит, энаргит и др., как наиболее высокотемпературные, из гидротермальных растворов выпадают раньше свинцовых и цинковых и располагаются в основании колонки. Далее, кверху постепенно уменьшается количество медных минералов и увеличивается количество галенита. Замыкают эту колонку цинковые минералы—как более подвижные и низкотемпературные. Теперь можно представить механизм формирования обратной колонки на месторождении Янга-Кубанза, т. е. некоторое преобладание количества цинка в подошве месторождения: разложение старых полиметаллических месторождений, перенос и переотложение в осадках позднепротерозойского моря начинались с цинковой руды и завершались медной.

7. Отсутствие экранирующей роли более малопроницаемых глинистых пород.
8. Вертикальный размах оруденения здесь измеряется десятками метров—70—80 м (максимум до 130 м в карстовых провалах), тогда как на гидротермальных месторождениях он колеблется от нескольких сот до тысячи метров и более.
9. Выборочное оруденение, т. е. локализация оруденения только лишь в глинистых терригенных породах и его совершенное отсутствие в переслаивающихся с глинистыми породами доломитах.
10. Первичное оруденение, вопреки мнению прежних исследователей, на наш взгляд, совершенно не контролировалось трещинной тектоникой. Тектонические трещины в основном пострудные и играли ведущую роль только лишь в процессе окисления (возможно и незначительного переотложения—перемещения вниз по разрезу) сульфидных руд и формирования настоящего облика месторождения (рис. 1).
11. Одинаковый возраст оруденения с вмещающими породами. Абсолютный возраст свинцово-цинкового оруденения месторождения, определенный по свинцу Ж. Биготтом (1959ф), составляет $660-735 \pm 40$ млн. лет, отвечающий позднему протерозою.

12. Анализ изотопов серы галенита и сфалерита (обнаруженных нами в керне скв. E24), проведенный в Англии по заказу, «SOCOREM» Народной Республики Конго, показал ширкий диапазон вариации (от +8,0 до -23,1‰), который говорит о биогенном происхождении сульфидной серы и меняющихся условиях осадконакопления [1].

Формирование настоящего облика рудных тел месторождения Ян-

га-Кубанза произошло после поднятия месторождения на дневную поверхность земли вследствие положительных тектонических подвижек, окисления первичных—сульфидных минералов под воздействием богатых кислородом (и озоном) атмосферных вод и формирования новых—сульфатных и карбонатных.

Формирование сульфатных и карбонатных минералов свинца, цинка и меди, а также образование гидроокислов железа за счет первичных сульфидных, выражаясь языком химических реакций, нам представляется следующим образом:

А. Железные шляпы, представленные гетитом и частично гидрогематитом и лимонитом, образовались вследствие окисления пирита. Вторичные минералы свинца и меди занимают здесь подчиненное место и будут рассмотрены ниже.

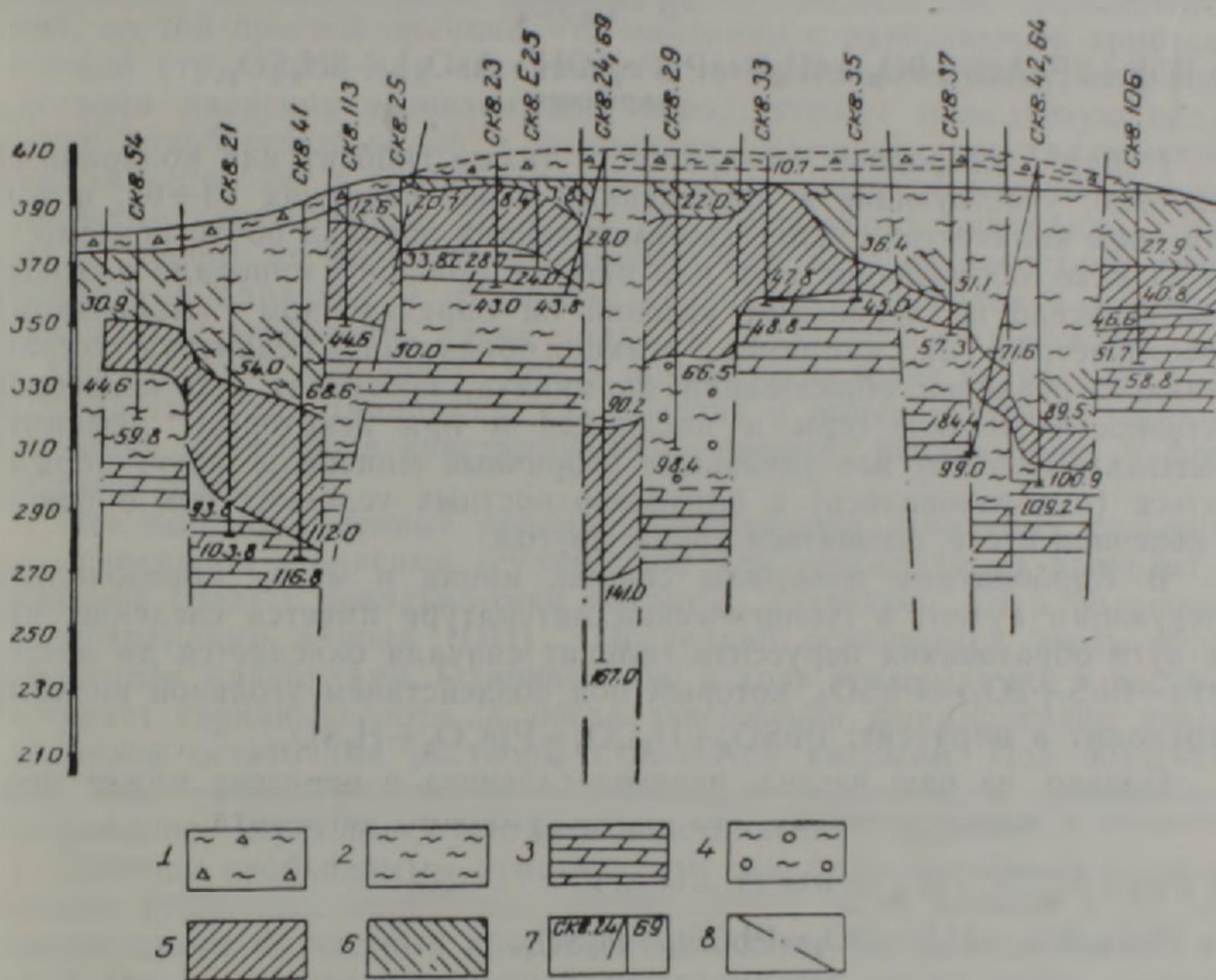
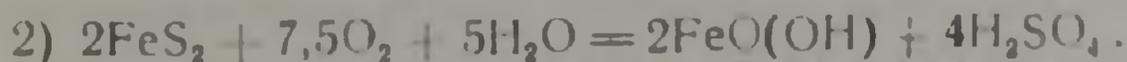
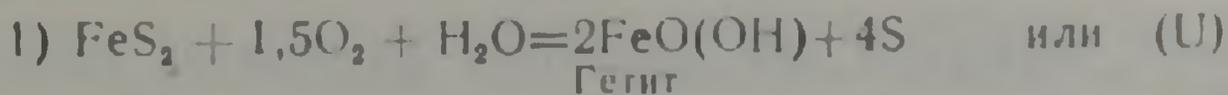


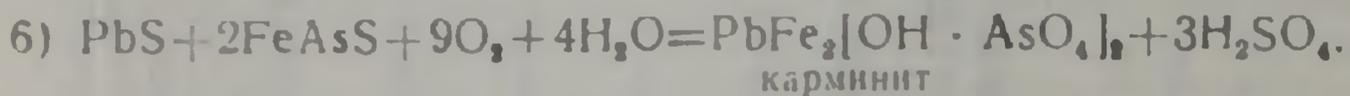
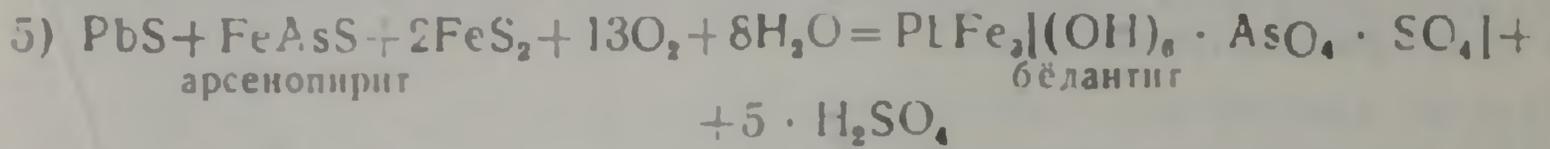
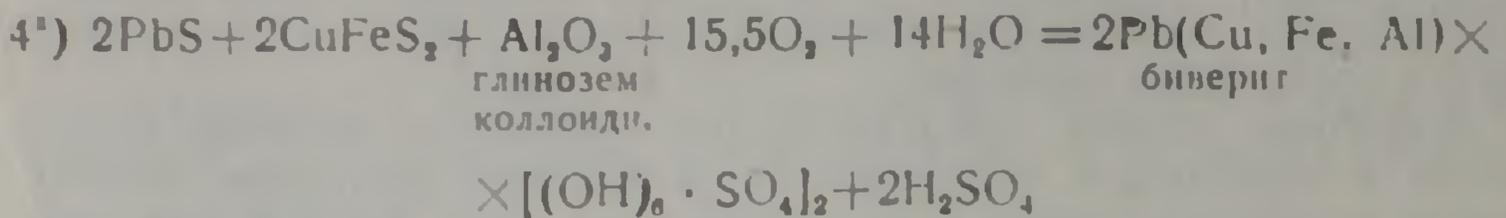
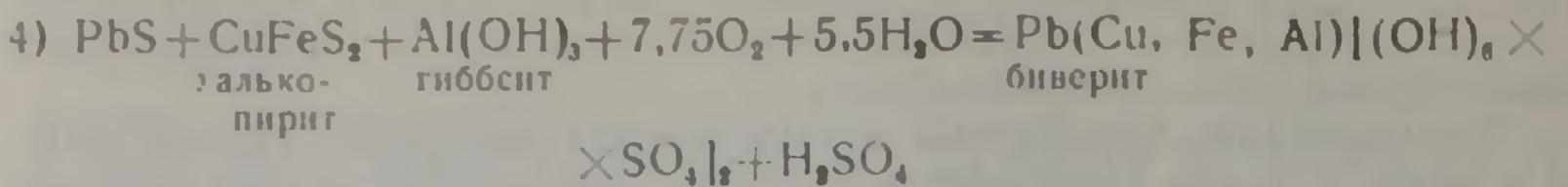
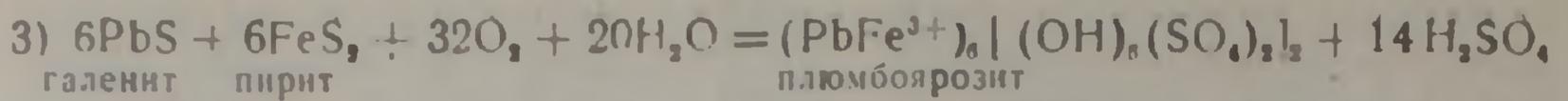
Рис. 1. Геологический разрез центральной части месторождения Янга-Кубанза. 1—латериты; 2—рудовмещающие породы (аргиллиты, глинистые сланцы, пластичные глины и мергели); 3—доломиты; 4—обломки доломитов в глинистом цементе; 5—карбонатные полиметаллические руды; 6—охристые руды; 7—скважины и их номера; 8—тектонические нарушения.

Возможное окисление пирита нам представляется следующим образом:



Вторая реакция протекает при активности кислорода, возможно с участием озона и, по-видимому, особенно активно в сезон дождей. Наряду с этим, первая реакция, которая протекала при некотором дефиците кислорода, имела место в сухой сезон.

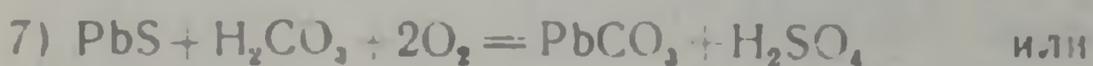
Б. Минералы свинца: плюмбоярозит, биверит, бедантит, карминит и др., характерные для зоны охристых руд, образовались следующим путем:



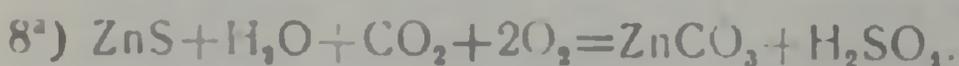
Набор сульфидных минералов, а также гиббсит или коллоидный глинозем, участвующие в приведенных выше реакциях (3÷6), в том или ином количестве имелись во вмещающих породах почти повсеместно. Однако, образование того или иного вторичного минерала в основном зависело от локальных условий на определенном (маленьком) пространстве. Так, например, реакция образования бёдантита, по сравнению с реакцией образования карминита, протекает при некоторой активности железа, серы и кислорода и при некотором дефиците мышьяка. Поэтому все указанные вторичные минералы могут образоваться (и образовались) в близповерхностных условиях бок о бок и, в конечном итоге, смешаться друг с другом.

В. Карбонатные минералы свинца, цинка и меди образовались следующим путем: в геологической литературе имеется сведение, что на пути образования церуссита галенит сначала окисляется до англезита— $\text{PbS} + 2\text{O}_2 = \text{PbSO}_4$, который под воздействием угольной кислоты переходит в церуссит: $\text{PbSO}_4 + \text{H}_2\text{CO}_3 = \text{PbCO}_3 + \text{H}_2\text{SO}_4$.

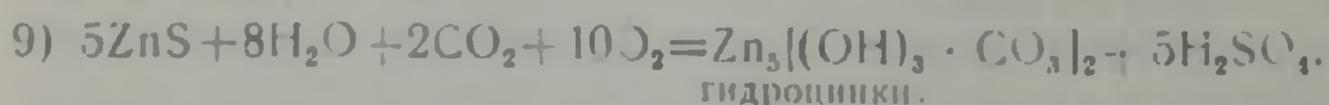
Однако, на наш взгляд, переход галенита в церуссит может происходить и непосредственно, без промежуточного англезита:



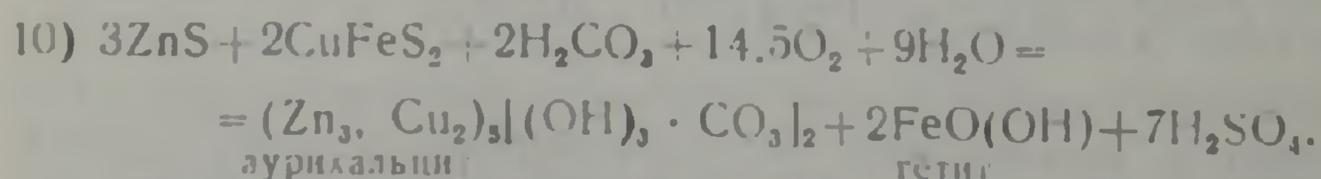
Аналогичным образом образуется смитсонит:



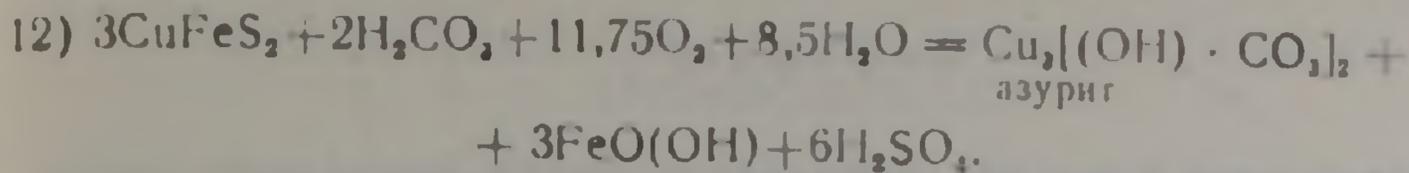
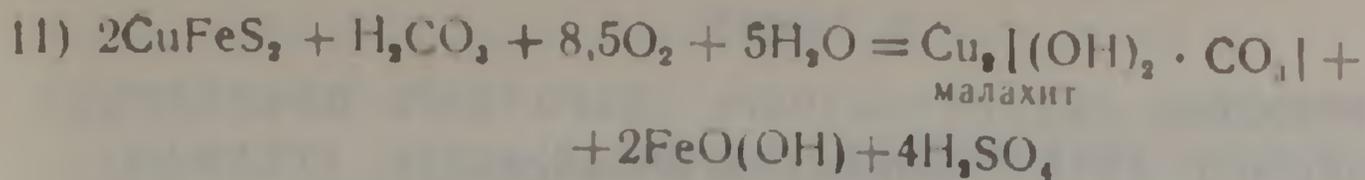
Сфалерит в щелочной среде в условиях повышенной активности, кислорода, переходит в гидроцинкит:



Лурихальцит образуется при совместном разложении сфалерита и халькопирита:



Азурит, по сравнению с малахитом, образуется в среде, более богатой кислородом:



На месторождении Янга-Кубанза цинк в довольно-таки больших количествах приурочен к сокониту—цинковому сапониту, минералу с разбухающей кристаллической структурой монтмориллонитовой группы.

Соконит в позднепротерозойских осадочных отложениях не мог сохраниться до наших дней (если даже он там был при седиментогенезе), по той простой причине, что минералы с разбухающей кристаллической структурой при захоронении на большую глубину, под воздействием давления вышележащих пород, теряют межслоевую воду, взамен приобретают калий и вследствие сжатия кристаллической решетки переходят в более устойчивые в создавшихся условиях гидрослюдистые глины. После поднятия рудовмещающих отложений (глинистых пород) на дневную поверхность или близповерхностные слои, уменьшения давления и окисления первичных сульфидов в растворе поднимается активность ионов цинка. В создавшейся щелочной среде, при большой активности ионов цинка, происходит гидратация гидрослюдистых глини (например, глаукогита) и обмен катионов (взамен алюминия и железа в кристаллическую решетку входит цинк) и формируется соконит.

Все вышеприведенные реакции превращения первичных сульфидных минералов в окисные (сульфатные или карбонатные) проходят в щелочной среде с довольно-таки высоким значением pH и большими концентрациями аниона (OH). Последний осваивается вновь образующимися минералами. Одновременно в ходе этих реакций в раствор поступает серная кислота, и после завершения формирования новых минералов остаточные растворы становятся кислыми. Под воздействием этих кислых растворов, разлагающих доломиты, в дальнейшем образовались карстовые пустоты в подстилающих доломитах.

Считаем необходимым отметить, что окисление сульфидов и образование вторичных минералов свинца, цинка, меди, железа и др. являются одним из частных процессов метасоматоза, и, несмотря на то, что в связи с заменой анионной составляющей имеет место полное разрушение кристаллической решетки, значительные перемещения минералов, вопреки мнению геологов-разведчиков (Малютин, Акимов, 1972), не наблюдаются. Об этом свидетельствуют: 1) наличие железных шляп, которые, как известно, образуются на месте залегания сульфидов; 2) наличие довольно-таки мощных слоев сульфидов (галенит) в плотных аргиллитах, залегающих на глубине 70—76 м от поверхности земли (скв. №№ 11, Е24 и 71); 3) согласие и почти горизонтальное залегание сульфидного оруденения (галенита) с вмещающими аргиллитами; 4) стерильность линз и пропластков доломитов, заключенных в рудовмещающих глинистых породах (за исключением верхней, незначительной части доломитов—мощностью в 20—30 см, в которые проникнуты редкие, поперечные прожилки вторичных минералов).

Иначе обстоит дело с отдельными компонентами—некоторые из них вносятся в полезное ископаемое (кислород, CO₂ и др.), а некоторые растворяются и выносятся за пределы полезного ископаемого (сера).

ՅԱՆԳԱ-ԿՈՒԲԱՆԶԱՅԻ ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՄԱՍԻՆ (ԿՈՆԳՈՅԻ ԺՈՂՈՎՐԴԱԿԱՆ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅՈՒՆ, ԲՐԱԶԱՎԻԼ)

Ա մ փ ո փ ո մ

Հողվածում փորձ է արված հիմնավորելու Յանգա-Կուբանզայի հանքավայրի առաջացումը երկու տարբեր ուղիներով: Հեղինակի կարծիքով, առաջնային՝ սուլֆիդային հանքայնացումը գոյացել է ոչ թե ջրաջերմային լուծույթներից, ինչպես գտնում են հանքավայրի նախնական ուսումնասիրման ընթացքում աշխատած երկրաբանները, այլ նստվածքային ճանապարհով՝ ուշ պրոտերոզոյան ժովի մերձափնյա շրջանում: Բերված են այս տեսակետը հիմնավորող մի շարք փաստեր, որոնք միաժամանակ բացառում են ջրաջերմային գոյացման վարկածը:

Քանի որ բոլոր հանքային միներալները հանքավայրի ամբողջ կտրվածքում ենթարկված են օքսիդացման և օգտակար հանածոն ամբողջությամբ ներկայացված է երեքորդային՝ օքսիդային միներալներով, ապա տրվել են նոր միներալների գոյացման հնարավոր քիմիական ռեակցիաները և դրանց ընթացքին նպաստող միջավայրի պայմանները:

Հանքավայրում բավականին լայն տարածում ունի մոնոմորֆիլոնիտի խմբին պատկանող սոկոնիտ ոչ հանքային միներալը, որը պարունակում է ցինկի որոշակի քանակություն: Փորձ է արված բացատրելու սոկոնիտի գոյացումը՝ կապված հանքավայրի օքսիդացման զոնայի հետ:

H. S. AVAKIAN

ON THE GENESIS OF YANGA-KUBANZA POLYMETALLIC DEPOSIT, THE PEOPLE'S REPUBLIC OF CONGO (BRAZZAVILLE)

Abstract

On the basis of data, obtained during detailed survey of all the thickness of mineralization as well as the upper horizons (about 30 m) operational-survey works, in spite of previous investigators opinion, an attempt is made to prove the sedimentary origin of primary sulphide ores, which are later intensively oxidized with formation of lead, zinc and copper secondary minerals.

The possible chemical reactions of primary sulphide minerals degradation are brought.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гриненко В. А., Гриненко Л. Н.—Геохимия изотопов серы. Наука, М., 1974.

В. Л. АНАНЯН

О ЕСТЕСТВЕННОЙ РАДИОАКТИВНОСТИ ПОЧВ
АРМЯНСКОЙ ССР

В различных почвах Армянской ССР определяли содержание урана, тория, радия, а также калия и рубидия. Средние значения их составили (Бк/кг): ^{238}U — 45,5, ^{226}Ra — 46,7, ^{232}Th — 36,4, ^{40}K — 355,5, ^{87}Rb — 39,6. Сумма их составила 552,7 Бк/кг. В почвах наибольший вклад в суммарную радиоактивность вносит калий — 68 % от суммы.

Естественная радиоактивность почв определяется наличием в их составе тория, урана, радия, продуктов их распада, а также калия, рубидия и более редких радиоактивных элементов и изотопов. Тяжелые радионуклиды ^{238}U и ^{232}Th являются материнскими нуклидами семейств, состоящих из 18 и 21 радионуклидов соответственно, в том числе ^{210}Po и ^{210}Pb .

Между радиоактивностью почв и материнской породой существует связь. Основным фактором, определяющим уровень естественной радиоактивности почв, является радиоактивность материнской породы [10, 11, 15, 20].

Однако вертикальное распределение радия и тория по почвенному профилю в определенной мере отображает характер почвообразовательных процессов. На некоторых почвах, как например, в подзолах, эти элементы выносятся из поверхностных слоев и аккумулируются в иллювиальных горизонтах [20]. Исследованиями ряда авторов [1, 2, 10, 11, 15, 16, 17, 20, 21] показано, что в почвах, благодаря непрерывно идущим процессам миграции, происходит сдвиг радиоактивного равновесия.

Нашей задачей являлось определение главных радиоактивных естественных элементов в пахотном слое основных типов почв в различных пунктах Армянской ССР. Приведенные данные далеко не охватывают всю территорию республики, однако позволяют составить определенное представление об уровнях естественной радиоактивности почв.

Таблица 1
Содержание радия и тория в различных почвах АрмССР, Бк/кг

Почвы	Радий		Торий	
	число пунктов	пределы среднее	число пунктов	пределы среднее
Бурые, карбонатные староорошаемые	2	49.2 — 51.8 50.4	1	28.5
Светло- и темно каштановые	5	32.2 — 77.0 49.2	4	28.5 — 31.3 29.6
Черноземы	8	36.3 — 72.9 60.1	8	30.1 — 44.3 34.6
Горно-луговые	2	40.7 — 45.2 42.9	5	41.1 — 59.8 51.3
Бурая, лесная	1	30.7	1	38.2
Для всех пунктов	18	32.2 — 77.0 50.6	19	28.5 — 59.8 36.0

Определение радия проводили эманационным методом на электрометре СГ—11. Разложение навески почвы проводили НФ. Ошибка среднего составила $\pm 12-15\%$. Торий определяли колориметрическим методом по реакции с арсеназо—III.

Содержание Ra, Th в исследуемых почвах [1, 2] колеблется до двух раз, среднее содержание составляет соответственно 50,6 и

36,0 Бк/кг. По типам почв различий в содержании радия не наблюдается. В отношении тория отмечается некоторое повышение в горно-луговых почвах (табл. 1).

Содержание радия в почвах СССР по Баранову [10] колеблется от $1 \cdot 10^{-12}$ до $1,7 \cdot 10^{-10}$ %, т. е. от 0,4 до 63,0 Бк/кг, тория от $4,0 \cdot 10^{-6}$ до $16 \cdot 10^{-4}$ %, т. е. 0,16—65,0 Бк/кг. В этих же пределах они содержатся в почвах Украины и Среднего Поволжья [14, 16, 17]. В. Ф. Дричко [18] для черноземных, каштановых, бурых полупустынных, сероземных почв приводит следующие данные о содержании радия 32,2—77,0 Бк/кг, тория 28,5—59,8 Бк/кг. Содержание тория в профиле горных и степных почв Нахичеванской АССР колеблется в пределах $14,0 \cdot 10^{-4}$ — $19,1 \cdot 10^{-4}$ % или 56,9—77,3 Бк/кг [9].

Сопоставление этих данных с нашими показывает, что содержание радия и тория в почвах АрмССР в основном находится в пределах, характерных для почв других регионов СССР.

Исследования Б. И. Вайсберг и др. [14] показали, что содержание Ra тесно коррелирует с содержанием илистой и крупно-пылевой фракций и распределение его по профилю почв зависит главным образом от механического состава горизонтов. С содержанием же гумуса достоверной корреляции не обнаружено. Наши исследования также показали, что зависимость между содержанием гумуса, радия и тория для пахотных слоев различных почв АрмССР (за исключением горно-луговых) не существенна ($r=0,45 \pm 0,23$) для 17 пунктов. Для тория связи не обнаружено ($r=0,04$).

Содержание урана в почвах определяли экстракционно-фотометрическим методом с реагентом арсеназо—III.

Содержание урана в почвах АрмССР. Бк/кг

Таблица 2

Почвы	Число пунктов	Пределы колебаний	Среднее	Коэффициент вариации, %
Бурые полупустынные, лугово-бурые староорошаемые	8	19,5—62,8	37,5	39
Горно-каштановые	4	33,4—58,2	49,1	22
Горные черноземы	7	36,6—67,3	50,6	21
Горно-луговые, лугово-степные	9	31,7—54,3	44,8	11
Горно-лесные коричневые	9	19,5—78,3	45,7	24
Для всех пунктов	37	19,5—78,3	45,7	25

Приведенные данные (табл. 2) указывают на значительные различия в содержании урана в пределах одного типа почв. Коэффициенты вариации (V_1 %) колеблются от 11 до 39%, при этом наименьший коэффициент наблюдается для горно-луговых и луговостепных почв, а наибольший—для бурых почв Араратской равнины. Большие колебания для последних, очевидно, можно объяснить тем, что характер взятых почв различался—образцы брались с полупустынных новоосвоенных участков и с староорошаемых земель. Четких различий между типами почв по содержанию урана нет. Отмечается лишь некоторая тенденция к повышению содержания урана в черноземах и горно-лесных коричневых почвах.

Распределение урана по почвенному профилю находится в зависимости от содержания его в подстилающих породах и почвообразовательных процессов [3, 14, 15, 20]. В ряде исследованных почвенных разрезов наблюдалось повышение, в других же наоборот, снижение содержания урана с глубиной. В исследованных нами почвах содержание гумуса колебалось в больших пределах—от 1,6 до 10,3%, однако корреляционной зависимости от содержания урана не наблюдается.

Среднее содержание ^{40}K и ^{87}Rb в почвах АрмССР

Таблица

Почвы	Число пунктов	Бк кг	
		калий	рубидий
Бурая полупустынная орошаемая	1	418.5	27.0
Каштановая	2	359.2	38.5
Черноземы	4	359.2	40.7
Горно-лесная	4	333.3	44.1
Лугово-степная	5	307.4	45.5
Горно-луговая	14	307.4	42.6

Среднее содержание естественных радиоактивных элементов в почвах АрмССР, Бк/кг

Таблица 4

Почвы	^{238}U	^{226}Ra	^{232}Th	^{40}K	^{87}Rb	Сумма	^{40}K в % от суммы
Бурые	37.5	50.4	28.5	418.5	27.0	561.9	74
Каштановые	49.1	49.2	29.6	359.2	38.5	525.6	68
Черноземные	50.6	60.1	34.6	359.2	40.7	545.2	66
Горно-луговые	44.8	42.9	51.3	307.4	42.6	489.0	63
Коричневые лесные	45.7	30.7	38.2	333.3	44.1	492.0	68
Для всех пунктов	45.5	46.7	36.4	355.5	38.6	522.7	67
Число пунктов	37	18	19	30	30		

Содержание урана в черноземных, каштановых, сероземных почвах СССР колеблется от 22,2 до 37,0 Бк/кг [18]. Как видно из табл. 2, пределы колебаний в почвах АрмССР шире—от 19,5 до 78,3 Бк/кг.

Калий и рубидий в почвах определяли методом количественного спектрального анализа на спектрографе ИСП—51 после предварительного озоления. Коэффициент вариации $\pm 7-13\%$ [6].

Известно, что β -активность природных объектов обусловлена в основном калием [21]. Калий является одним из основных биогенных элементов, состоит он из трех изотопов— ^{39}K , ^{40}K , ^{41}K , из них обладает радиоактивностью ^{40}K . На его долю приходится 0,011% от смеси изотопов. Рубидий также является радиоактивным элементом, состоит он из двух изотопов— ^{85}Rb и ^{87}Rb . Содержание радиоактивного изотопа ^{87}Rb составляет 27,85% от природной смеси изотопов. Среднее содержание калия в земной коре равно 2,5%, Rb— $1,5 \cdot 10^{-2}\%$ [15]. 1 мг природного калия имеет активность, равную 0,028 Бк, рубидия—0,068 Бк. Рубидий и калий очень близки по химическим и физическим свойствам. Содержание щелочных элементов K и Rb в породах увеличивается от ультраосновных пород к кислым. Исследования Р. Х. Айдинян [4] показали, что рубидий содержится в основном во фракции тонкой глины, что является результатом деятельности растительных организмов. Исследованиями также установлено [4, 5, 7, 8, 12], что содержание калия и рубидия в гумусовых горизонтах повышено, т. е. биогенный фактор является важнейшим в распределении этих элементов в почвах. Л. А. Араратян [8] показал, что имеется положительная связь рубидия с гумусом $r=0,65 \pm 0,09$. Зависимость существенна при t_{01} .

Вопросам миграции калия, рубидия и других щелочных элементов Na, Li, в системе почва-растения в АрмССР посвящены работы Л. А. Араратяна [5, 6, 7, 8].

Содержание калия в исследованных почвах колебалось от 1,1 до 1,5%, рубидия— $4,1 \cdot 10^{-2}$ — $6,7 \cdot 10^{-2}\%$. В табл. 3 приведены показатели радиоактивности этих элементов в различных почвах. Как видим, содержание калия уменьшается от бурых к горно-луговым почвам, тогда как содержание рубидия, наоборот, увеличивается.

В табл. 4 приведено среднее содержание естественных радионуклидов в различных почвах АрмССР. Сумма изученных нуклидов сос-

тавляет 522,7 Бк/кг. Наибольший вклад в суммарную радиоактивность вносит калий—доля его от суммы равнялась 68%. Измерения [19] β -активности различных почв, взятых в 1943—1950 годы, когда радиоактивного загрязнения практически не было, показали, что их радиоактивность находится в тех же пределах, которые рассчитаны по сумме определенных естественных радионуклидов. Таким образом, естественный уровень радиоактивности различных почв АрмССР колеблется от 489 до 562 Бк/кг.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 20.X.1987.

Վ. Լ. ԱՆԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԽՍՀ ՀՈՂԵՐԻ ԲՆԱԿԱՆ ՌԱԴԻՈԱԿՏԻՎՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողերի բնական ռադիոակտիվությունը հիմնականում պայմանավորված է ուրանի, թորիումի, ռադիումի, ինչպես նաև կալիումի և ռուբիդիումի պարունակությամբ: Հողերի բնական ռադիոակտիվության մակարդակը բնորոշող հիմնական գործոնը հողակազմող մայր անյւրներն են:

Մեր նպատակն է եղել որոշել Հայաստանի հիմնական հողատիպերի վարելաչափերում գտնվող գլխավոր ռադիոակտիվ տարրերի պարունակությունը:

Բերված տվյալները չեն ընդգրկում Հայկական ԽՍՀ ամբողջ տարածքը, բայց և այնպես հնարավորություն են տալիս որոշակի պատկերացում կազմելու հողերի բնական ռադիոակտիվության մակարդակի մասին:

Ռադիումի որոշումը կատարվել է էմանացիոն եղանակով՝ ՍԳ—11 էլեկտրամետրի օգնությամբ, իսկ հողի նմուշները մշակվել են ֆտորաջրածնի միջոցով: Զափումների միջին սխալը կազմել է 12—15 տոկոս: Թորիումը որոշվել է կոլորիմետրիկ եղանակով՝ ըստ արսենազո—111-ի հետ ունեցած ռեակցիայի:

Հետազոտությունները ցույց են տվել, որ ռադիումի և թորիումի պարունակությունը Հայաստանի հողերում տատանվում է մոտ երկու անգամի շափով, ինչը սակայն չի կապված հողատիպերի հետ: Բացառություն է կազմում թորիումի պարունակությունը լեռնամարգագետնային հողերում, որը որոշ շափով բարձր է մնացած հողատիպերից:

Ուրանը որոշվել է էքստրակցիոն-ֆոտոմետրիկ եղանակով՝ արսենազո—111-ի օգնությամբ: Ուրանի պարունակության զգալի տարբերություն է նկատվել՝ կախված հողատիպերից (աղ. 2):

Հումուսի պարունակությունը ուսումնասիրված հողերում տատանվել է մեծ շափով՝ 1,6—10,3 տոկոս: Հողերում ուրանի և հումուսի պարունակությունների միջև համահարաբերակցական կախվածություն չի նկատվել:

Կալիումի և ռուբիդիումի պարունակությունը որոշվել է սպեկտրալ եղանակով՝ ԻՍՊ—51 սպեկտրոգրաֆի օգնությամբ: Փորձի վարիացիոն գործակիցը կազմում է 7—13 տոկոս:

Ուսումնասիրված հողերում կալիումի պարունակությունը տատանվել է 1,1—1,5, ռուբիդիումինը՝ $4,1 \cdot 10^{-3}$ — $6,7 \cdot 10^{-3}$ տոկոսի սահմաններում: Կալիումի ռադիոակտիվությունը, որը որոշվում է հողում նրա քանակությամբ, նվազում է գորշ հողերից դեպի լեռնամարգագետնային հողերը՝ նրանց ուղղահայաց դոտիականության տարածմանը զուգահեռ, իսկ ռուբիդիումի ռադիոակտիվությունն, ընդհակառակը, աճում է (աղ. 3):

Ուսումնասիրված հողատիպերի գումարային ռադիոակտիվությունը միջին հաշվով կազմում է 522,7 բկ/կգ, որն ըստ առանձին տարրերի բաշխվում է հետևյալ կերպ՝ ^{238}U —45,5, ^{226}Th —46,7, ^{222}Ra —36,4, ^{40}K —355,5, ^{87}Rb —36,6 (աղ. 4)։

Ստացված տվյալները ցույց են տալիս, որ հողերի գումարային ռադիոակտիվության շուրջ 68 տոկոսը պայմանավորված է կալիումով։

V. L. ANANIAN

THE ARMENIAN SSR SOILS NATURAL RADIOACTIVITY

Abstract

The contents of uranium, radium, thorium, as well as potassium and rubidium are determined in the Armenian SSR different soils. These elements average values make (in Bc/kg): ^{238}U —45.5, ^{226}Th —46.7, ^{222}Ra —36.4, ^{40}K —355.5, ^{87}Rb —38.6. Their sum makes 552.7 Bc/kg and the potassium radioactivity makes about 68% of it.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананян В. Л., Аветисян А. Ш. О содержании радия в некоторых почвах Армении—Агрохимия, 1964, № 6, с. 154
2. Ананян В. А., Аветисян А. Ш. О содержании радия и тория в почвах Армении—Сообщения ИАПГ, № 11. Изд. АН АрмССР, 1971, с. 5—13.
3. Ананян В. Л., Погосян Е. О содержании урана в некоторых почвах АрмССР—Почвоведение, № 10, 1984.
4. Айдинян Р. Х. Распределение редких щелочей в коллондах почв и участие растительности в этом процессе—Геохимия, № 4, 1959, с. 346—357.
5. Араратян Л. А., Ананян В. Л. Содержание щелочных элементов (K, Na, Rb, Zr) в почвах Армянской ССР.—Сообщения ИАПГ, № 19, Изд. АН АрмССР, 1978, с. 3—32.
6. Араратян Л. А., Мкртчян Г. М. Методика количественного спектрального анализа K, Na, Rb, Zr в почвах, почвенных вытяжках и растениях.—Сообщения ИАПГ № 19, Изд. АН АрмССР, 1978, с. 107—114.
7. Араратян Л. А. О содержании рубидия и калия в некоторых почвах АрмССР—Биологический журнал Армении, АН АрмССР 1971, т. XXIV, № 3, с. 75—78
8. Араратян Л. А. Миграция щелочных элементов (K, Na, Rb, Zr) в системе почва-растение в условиях Армянской ССР.—Автореферат канд. диссерт., Ереван, 1974.
9. Баева А. И. Содержание тория в профиле горных и степных почв Нахичеванской АССР. Тезисы докл. IV-Всесоюзного совещания «Биологическая роль микроэлементов и их применение в сельском хозяйстве и медицине». Ленинград: 1970.
10. Баранов В. И., Морозова Н. Г., Кунашев К. Г., Григорьев Г. И. Геохимия некоторых естественных радиоактивных элементов в почвах.—Почвоведение, № 8, 1963.
11. Баранов В. М. Естественная радиоактивность почв—Изв. АН СССР, серия биол., № 1, 1964.
12. Боровик—Романова Т. Ф. Рубидий в биосфере. Тр. биохимической лаборатории АН СССР, 1946, т. 8, с. 145—180.
13. Вернадский В. И. К вопросу о химическом составе почв—Почвоведение, 1913, № 1, с. 1—21.
14. Вайсберг Б. И. Естественная радиоактивность почв лесной зоны и северной лесостепи Среднего Поволжья—Автореферат канд. дисс., М., 1973.
15. Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М.: Изд. АН СССР, 1957, с. 219
16. Голубкова М. Г. Природа естественной радиоактивности некоторых типов почв Украины. Автореферат канд. дисс. Киев, 1966
17. Гродзинский Д. М. Естественная радиоактивность растений и почв Киев, 1965
18. Дричко В. Ф. Поведение в природной среде тяжелых естественных радионуклидов. Итоги науки и техники. Радиационная биология, том 4, М.: 1983, с. 66—98.
19. Давтян Г. С., Ананян В. Л. Исследования радиоактивности почв Армянской ССР (1958—1960). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1963, с. 1—61.
20. Морозова Н. Г. Естественная радиоактивность почв Европейской части СССР и опыт составления карт распространения радиоактивных элементов. Автореферат канд. дисс., М., 1967.
21. Перцов Л. А. Природная радиоактивность биосферы. Глава 4. М.: 1964, с. 95—116.

В. Б. ГАМОЯН

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АНОМАЛИЙ ОТНОШЕНИЯ ПРИРАЩЕНИЙ РАЗНОСТЕЙ ПОТЕНЦИАЛОВ НАД ПЛАСТООБРАЗНЫМИ РУДНЫМИ ТЕЛАМИ ПРИ РАБОТЕ МЕТОДОМ БЛУЖДАЮЩИХ ТОКОВ

Путем статистического анализа данных теоретических и лабораторных исследований получены математические формулы и кривые зависимости характера аномалий отношения приращений разностей потенциалов ($\Delta\psi^*$) поля блуждающих токов (БТ) от элементов залегания и мощности проводящего пластообразного рудного тела. Представляются результаты лабораторных исследований в виде кривых $\Delta\psi^*$ полученных над моделями низкоомных пластообразных тел, обнажающихся в подземных горных выработках, служащих источником БТ и удаленных от них. Достоверность полученных формул и кривых проверена натурно-модельными исследованиями на разведанно-эталонном участке Меградзорского месторождения. В результате разработана методика определения элементов залегания и размеров проводящих пластообразных тел методом БТ.

Для разработки методики интерпретации аномалий $\Delta\psi^*$ проведены лабораторные и натурно-модельные исследования и математические расчеты по известным формулам, выражающим поле сложного источника БТ при наличии пластообразного тела [1].

Лабораторные работы выполняли в объемном электролитическом баке с удельным сопротивлением раствора $\rho_0 = 60 \text{ Ом.м.}$ Моделью источника БТ служила цепь последовательно соединенных омических сопротивлений, моделью рудного тела—графитовые параллелепипеды с размерами $45 \times 45 \times 4 \text{ см}$ и с удельными сопротивлениями $\rho_1 = 0,5, 1,77, \text{ и } 12 \text{ Ом.м.}$

Изучены изменения амплитуды (A) и характера аномалий в зависимости от элементов залегания (глубины залегания— h и угла падения— α) пластообразного рудного тела.

Параллелепипеды располагались в центре бака по его длине на глубинах $h = 2 \times (1 \div 12) \text{ см}$, горизонтально, вертикально и наклонно с $\alpha = 15^\circ \times (0 \div 6)$. Модель источника БТ (прямой откаточной выработки) располагалась перпендикулярно к простиранию модели рудного тела, горизонтально, на уровне средней точки размера последней по падению (45 см). Наблюдения выполнялись на поверхности раствора, по центральному профилю, перпендикулярному простиранию параллелепипеда при нахождении его в контакте с источником поля и удалении от него. Измеряли падение напряжения простой взаимно перпендикулярной схемой [2] с последующим вычислением параметра $\Delta\psi^*$ по формуле

$$\Delta\psi^* = \frac{\partial \Delta U_{pi}}{\partial \Delta U_k} \times \frac{K_k}{K_{pi}},$$

где $\partial \Delta U_{pi}$ и $\partial \Delta U_k$ — приращения разностей потенциалов поля БТ на i -м полевом и базисном установках; K_k и K_{pi} — коэффициенты учета положения и геометрической формы источника БТ.

На рис. 1 представлены результаты лабораторных измерений и теоретических расчетов параметра $\Delta\psi^*$ над заряженными и удаленными от источника моделями рудного тела с разными элементами залегания, при $\rho = 33,7$. Над моделью вертикального заряженного рудного тела при $h = 0$ кривая $\Delta\psi^*$ (кривая 1 на рис. 1, а) характеризуется двумя экстремумами разного знака с равными амплитудами. При $\alpha = 45^\circ$ (кривая 2) положительная аномалия, полученная в сторону падения модели рудного тела, шире и имеет меньшую амплитуду, чем отрицательная аномалия, полученная в сторону восстания ее. При горизонтальном положении модели максимум кривой (кривая 3) в сторону простирания ее исчезает, минимум становится острее.

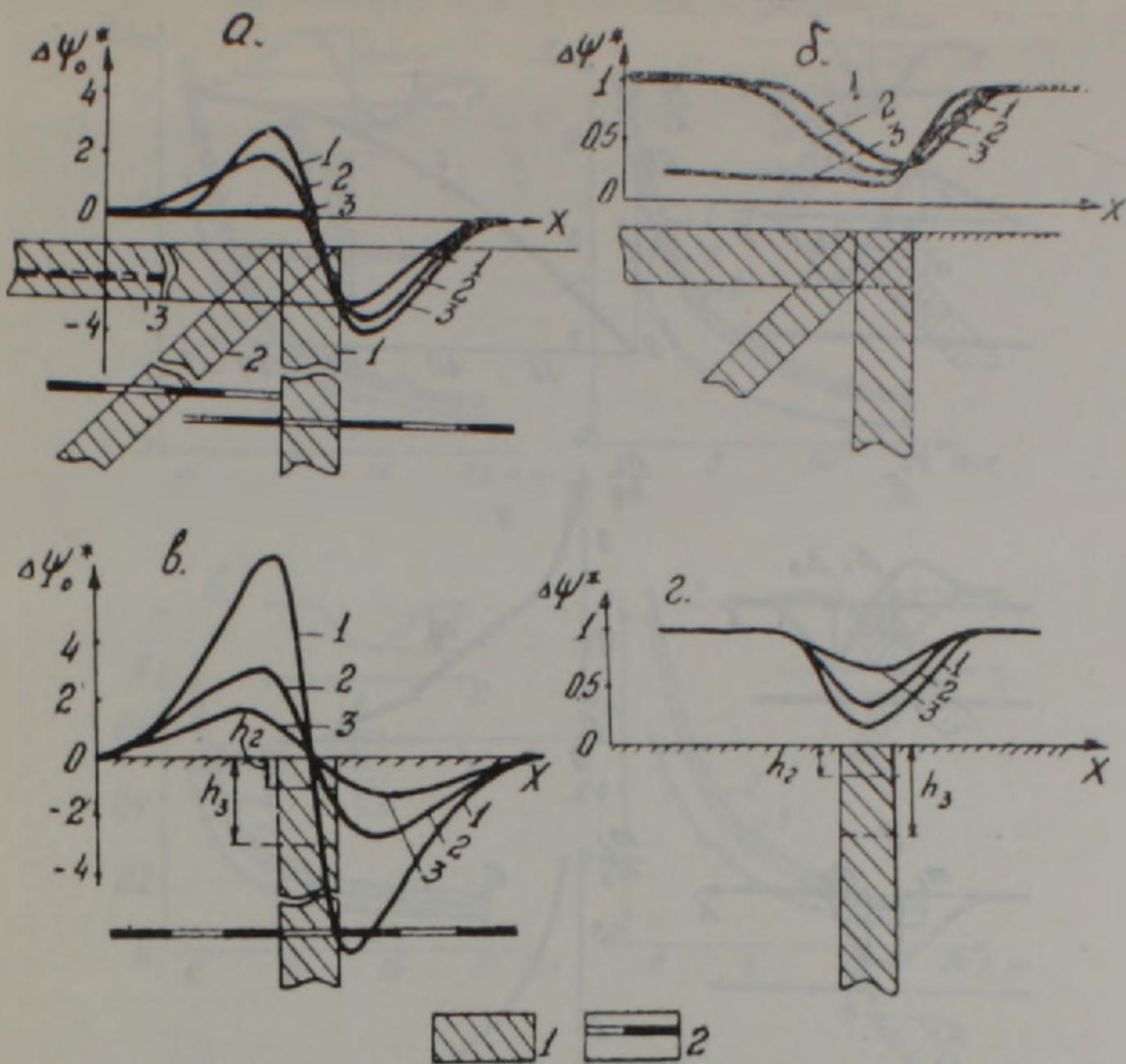


Рис. 1. Результаты лабораторно-модельных исследований по изучению зависимости аномалий $\Delta\psi^*$ от элементов залегания пластообразного хорошо проводящего тела: а, б—аномалии над заряженными БТ и удаленными от источника телами при: 1— $\alpha=90^\circ$; 2— 45° ; 3— 0° . Во всех трех случаях $h=0$; в, г—то же при: 1— $h=0$; 2—5 см; 3—15 см, $\alpha=90^\circ$.

1—графитовый образец; 2—отрезок модели источника БТ.

Над удаленной от источника модели аномалия $\Delta\psi^*$ проявляется в виде минимума (рис. 1, б). При вертикальном положении модели (кривая 1) амплитуда аномалии составляет 0,7 ед. Над наклонной моделью $\alpha=45^\circ$ (кривая 2) аномалия становится асимметричной: левая ветвь аномалии, в сторону падения модели, менее крутая, чем при $\alpha=90^\circ$; правая ветвь—в сторону восхождения модели, круче. Амплитуда аномалии при этом составляет 0,8 ед.

При горизонтальном положении модели (кривая 3) левая ветвь аномалии перемещается в бесконечность и, наблюдается лишь правая ветвь, что представляет собой аномалию над контактом пород с разными удельными сопротивлениями.

Над моделью обнаженного вертикально падающего заряженного тела (кривая 1 на рис. 1, в) амплитуда экстремумов, полученных над ее контактами, составляет 9,5 ед. По ходу увеличения глубины залегания модели амплитуда аномалии уменьшается, а абсциссы экстремумов удаляются друг от друга примерно на $0,5h$. При $h=5$ м (кривая 2) амплитуда экстремумов $A=2,5$ ед., расстояние между абсциссами экстремумов $2\Delta=h+5$ м, при $h=10$ м (кривая 3)— $A=0,8$ ед., $2\Delta=h+10$ м.

Над обнаженным вертикально падающим удаленным от источника БТ пластообразным телом (кривая 1 на рис. 1, г) амплитуда аномалии составляет 0,85 ед., а точки перегиба получены над контактами неоднородности. По ходу увеличения глубины залегания пласта амплитуда аномалии уменьшается, ширина ее увеличивается: при $h=5$ м,

$A=0,65$ ед., расстояние между точками перегиба $m=h+5$ м (кривая 2); при $h=15$ м, $A=0,45$ ед., $m=h+14$ м (кривая 3).

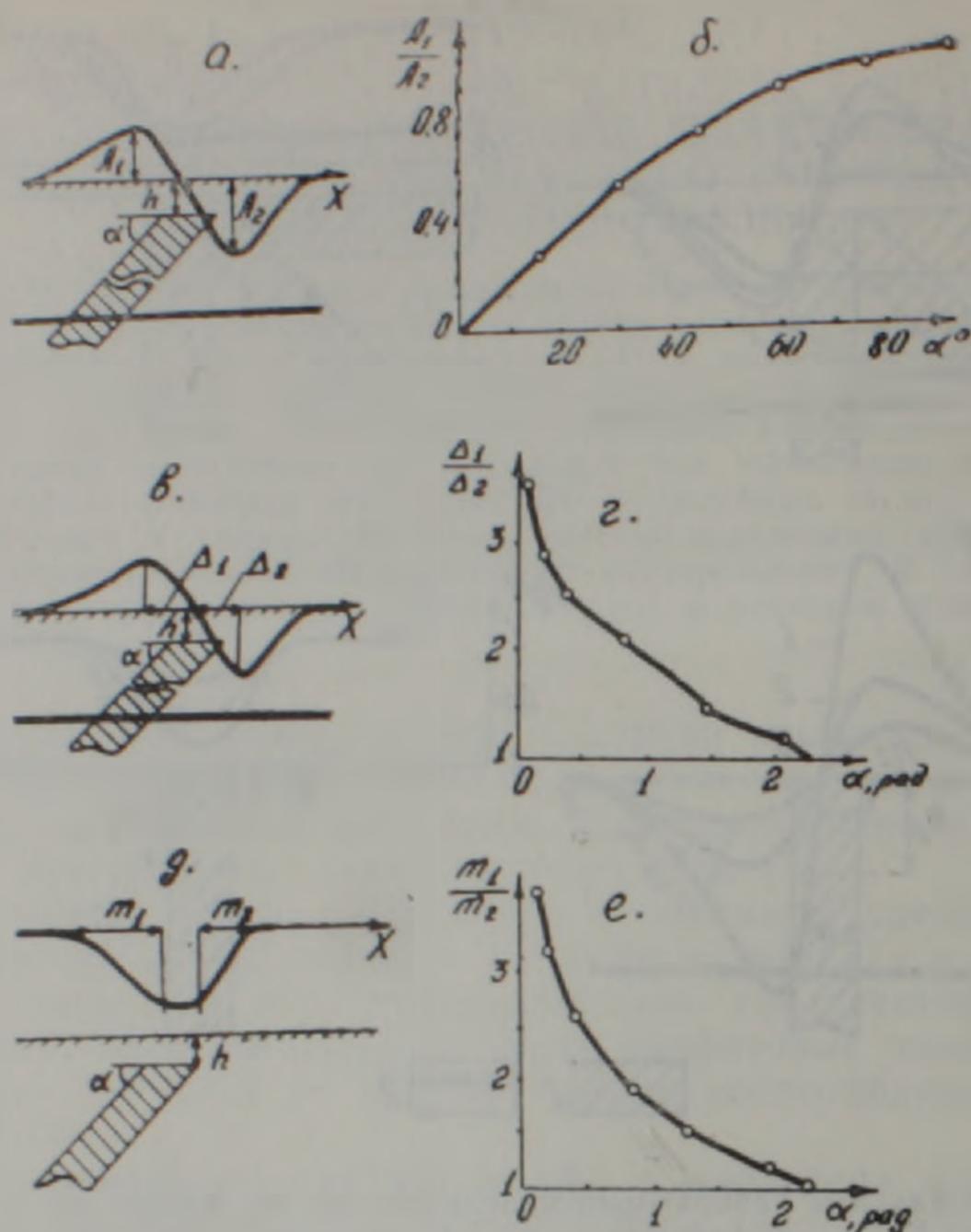


Рис. 2. Аномалии $\Delta\psi^*$ и кривые зависимости ее параметров от угла падения рудного тела а а, б, в, г — аномалии $\Delta\psi^*$ и кривые зависимости A_1, A_2 и Δ_1, Δ_2 от α при заряженном БГ телом; д, е — аномалия $\Delta\psi^*$ и кривая зависимости m_1, m_2 от α при удаленном от источника БГ теле.

В результате проведенных исследований составлены кривые зависимости: 1) отношения амплитуды максимума к амплитуде минимума (A_1/A_2) аномалий $\Delta\psi^*$ от α заряженного БГ пластообразного рудного тела (рис. 2, а и б); 2) отношения расстояний между абсциссами экстремумов и точкой перехода кривой через нуль (Δ_1/Δ_2) от α (рис. 2 в и г); 3) отношения абсцисс прямолинейных частей аномалии $\Delta\psi^*$ (m_1/m_2) от α при удаленном от источника поля тела (рис. 2, д и е); 4) общей амплитуды ($A_{\text{общ.}}=A_1+A_2$) от h над заряженным, вертикально расположенным (рис. 3, а) и над наклонным ($\alpha=45^\circ$) (рис. 3, б) телами при $\mu=5$ (кривая 1), 33,7 (кривая 2) и 120 (кривая 3); 5) амплитуды аномалии (A) над удаленным от источника вертикально расположенным (рис. 3, в) и над наклонным ($\alpha=45^\circ$) (рис. 3, г) телами при $\mu=5, 33,7, 120$.

Путем статистического анализа полученных данных выведены эмпирические формулы перечисленных зависимостей:

$$A_1/A_2 = \sin \alpha; \quad (1)$$

$$\Delta_1/\Delta_2 = 1,31 + \text{ch}(\alpha + 0,447); \quad (2)$$

$$m_1/m_2 = 1,38 + \text{ch}(\alpha + 0,311); \quad (3)$$

$$A_{\text{общ.}} = \frac{(11,1 + 4,98 \times \text{th} 0,0758 \mu) \times \text{cth} 0,667}{1,44 + 0,441 h}; \quad (4)$$

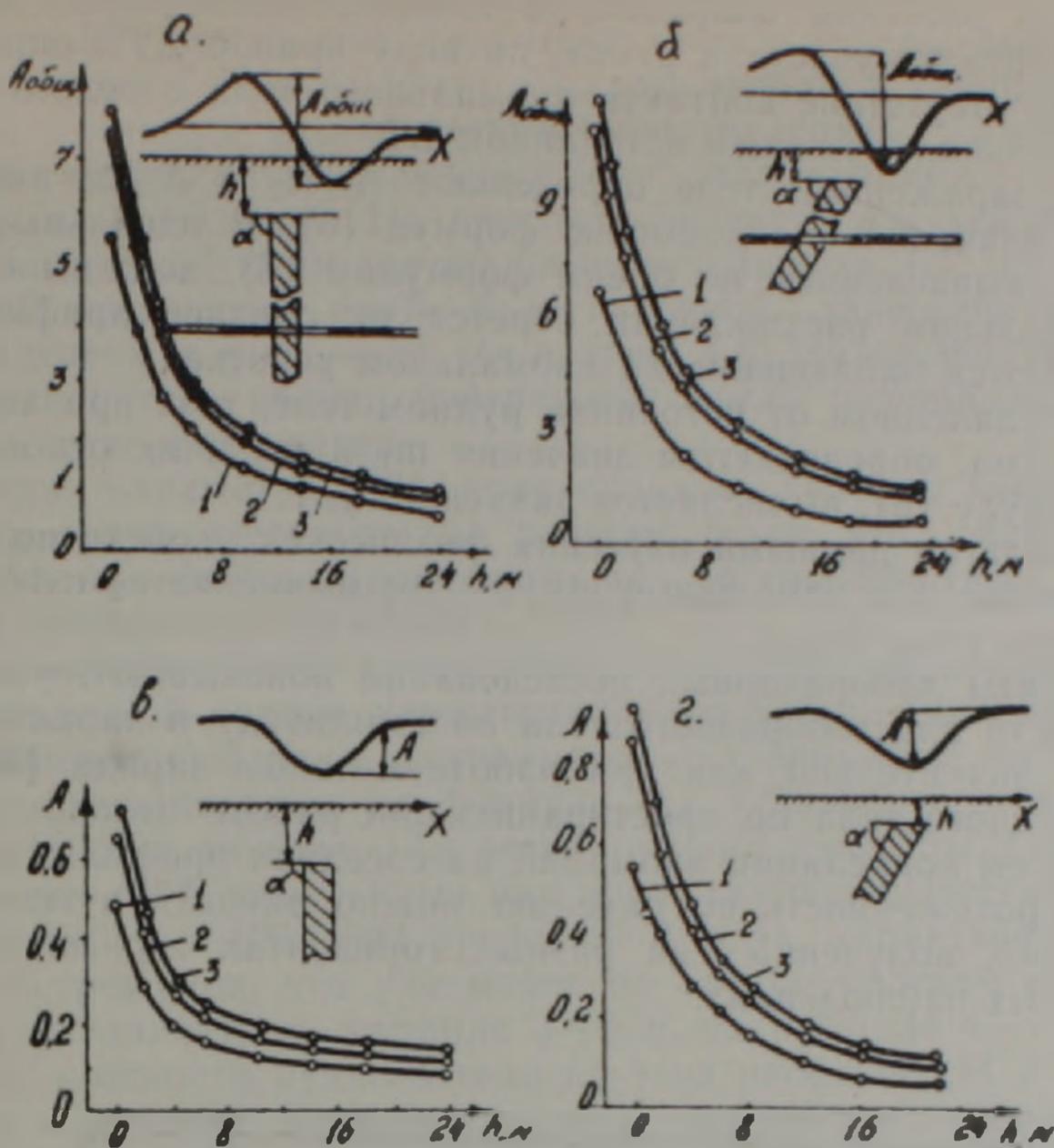


Рис. 3. Аномалии ΔU^* и кривые зависимости ее амплитуды от глубины залегания рудного тела h : а, б—кривые зависимости $A_{\text{общ.}}$ от h , при вертикальном и наклонном заряженных БТ телах; в, г—кривые зависимости A от h при вертикальном и наклонном удаленных от источника БТ телах. Нумерация на графиках: 1— $\mu=5$; 2—33,7; 3—120.

$$A = \frac{(2,22 + 0,989 \times \text{th } 0,0811 \mu) \times \text{cth } 0,517}{0,95 + 0,78 h} \quad (5)$$

Среднее вквadraticское отклонение лабораторных и теоретических данных, вычисленных по формулам (1) ÷ (5), составляет для кривых, представленных на рис. 1, б—1,5°; 1, г—0,06 радиан; 1, е—0,07 радиан; 2, а—0,6 м; 2, б—0,6 м; 2, в—0,7 м, 2, г—0,65 м.

Из выражений (1) ÷ (5) переписаны формулы относительно α и h . Для заряженного пластообразного тела:

$$\alpha_{\text{з.}} = \arcsin (A_1/A_2), \quad \text{или} \quad \alpha_{\text{з.}} = \arccos (\Delta_1/\Delta_2 - 1,31) - 0,447; \quad (6)$$

$$h_{\text{з.}} = \frac{(11,1 + 4,98 \times \text{th } 0,0758 \mu) \times \text{cth } 0,667}{0,441 A_{\text{общ.}}} - 1,44. \quad (7)$$

Для удаленного от источника тела:

$$x_{\text{уд.}} = [\text{arch } (m_1/m_2 - 1,38) - 0,911] \times 57; \quad (8)$$

$$h_{\text{уд.}} = \frac{(2,22 + 0,989 \times \text{th } 0,0811 \mu) \times \text{cth } 0,517}{0,78 A} - 6,95. \quad (9)$$

Методика определения элементов залегания пластообразных рудных тел при помощи формул (6) ÷ (9) заключается в следующем.

1. После внесения поправок за влияние искажающих факторов, имеющих место на участках работ, по виду кривой $\Delta\psi^*$ определяется наличие или отсутствие контакта аномального тела с рельефом транспортной штольни, служащей источником БТ.

2. При заряженном теле определяют Λ_1/Λ_2 и Δ_1/Δ_2 аномалии и вычисляют значения α с помощью формул (6). В идеальных случаях значения α , вычисленные по обеим формулам (6), должны совпадать. При значительном расхождении берется их среднее арифметическое или повторяются наблюдения на аномальном участке.

3. При удаленном от источника рудном теле, т. е. при аномалии в виде минимума, определяются значения m_1 и m_2 и их отношение, затем, по формуле (8), вычисляется значение $\alpha_{уд.}$.

4. Располагая данными изучения физических свойств пород и руд и имея значение α , с помощью формулы (9) вычисляется глубина залегания рудного тела ($h_{уд.}$).

Результаты лабораторных исследований показывают, что влияние протяженности пластообразного тела на амплитуду и характер аномалии не так значительно, как при работе методом заряда [3]. Протяженность рудного тела по простиранию при работе методом БТ определяется путем корреляции аномалий на соседних профилях изучаемой площади. Протяженность по падению можно оценить путем корреляции аномалий, полученных на разных горизонтах горных выработок при подземных наблюдениях.

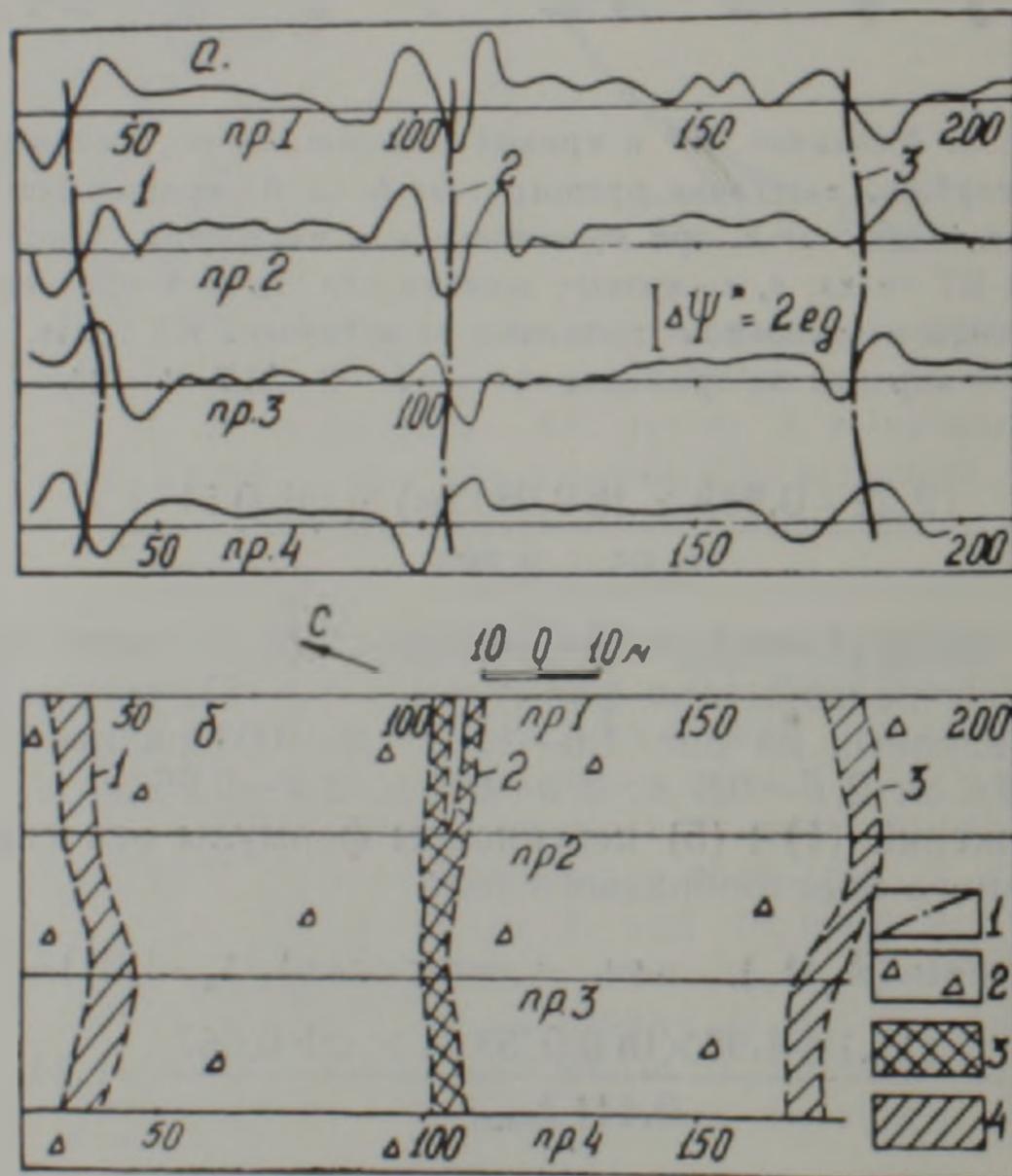


Рис. 4. Результаты натурно-модельных исследований методом БТ, полученных на разведанно-эталонном участке Меградзорского месторождения: а — карта кривых $\Delta\psi^*$; б — геологическая карта участка работ, дополненная данными метода БТ. 1 — ось аномальных зон $\Delta\psi^*$; 2 — сиенит-диориты; 3 — известное рудное тело; 4 — выявленные методом БТ рудные тела.

На рис. 4 представлены результаты натурно-модельных исследований методом БТ, выполненных на центральном участке Меградзорского месторождения. Исследуемый участок заполнен сиенит-диоритами со средним удельным электрическим сопротивлением $\rho_{cp} = 1600 \text{ Ом.м.}$ покрытыми аллювиально-делювиальными отложениями мощностью $4 \div 8 \text{ м}$ и с $\rho_{cp} = 80 \text{ Ом.м.}$ На центральной части изучаемой площади, подземными выработками, служащими источником БТ, вскрыто рудное тело 2 мощностью $d = 5 \div 8 \text{ м}$, глубиной залегания $h = 4 \div 6 \text{ м}$, крутым падением и с $\rho_{cp} = 55 \text{ Ом.м}$ (рис. 4,б) На профилях 1 и 2 известное рудное тело вблизи поверхности земли разветвлено на 2 параллельные друг другу ветви.

Аномалии параметра $\Delta\Psi^*$, полученные на участке, характеризуются двумя и тремя экстремумами разного знака, что свидетельствует о прослеживании хорошо проводящих тел до транспортных выработок, служащих источником изучаемого поля.

Три экстремума проявляются аномалии на профилях 1 и 2 над разветвленной частью известного рудного тела (интервал пк 98-115). Отношение амплитуд экстремумов этих аномалий составляет 0,7. Расчетами, выполненными по формуле (6), установлено: угол падения ветвей $\alpha = 60^\circ$; на глубине 13 м ветви рудного тела стыкуются.

Аномалии $\Delta\Psi^*$, полученные над продолжением известного рудного тела (интервал пк 100-100 профилей 3 и 4), характеризуются симметрией экстремумов, что указывает на крутое падение его. Ширина аномалий составляет: на профиле 3—6 м, на профиле 4—7 м. Она соответствует мощности рудного тела на этих профилях (4 и 5,5 м).

Кроме описанной, аномальные зоны получены и в левой и правой частях площади работ (аномальные зоны 1 и 3). В результате интерпретации установлено, что они связаны с неизвестными рудными телами мощностью $5 \div 8 \text{ м}$, глубиной залегания— $7 \div 8 \text{ м}$ и с юго-восточным падением. Угол падения 1-го тела составляет 80° , 2-го тела— 68° .

Исходя из представленных данных натурно-модельных исследований, можно заключить о применимости разработанной методики количественной интерпретации аномалий, полученных методом БТ над хорошо проводящими пластообразными рудными телами.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 28.IV. 1988

Վ. Բ. ԳԱՄՈՏԱՆ

ԹԱՓԱՌՈՂ ՀՈՍԱՆՔՆԵՐԻ ՄԵԹՈԴՈՎ ԱՇԽԱՏԵԼԻՍ ՇԵՐՏԱԶԵՎ ՀԱՆՔԱՅԻՆ
ՄԱՐՄԻՆՆԵՐԻ ՎՐԱ ՊՈՏԵՆՑԻԱԼՆԵՐԻ ՏԱՐԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱՃԵՐԻ
ՀԱՐԱՔԵՐՈՒԹՅԱՆ ԱՆՈՄԱԼԻԱՆԵՐԻ ՄԵԿՆԱԲԱՆՈՒՄԸ

Ա Վ Փ Ո Փ Ո Վ

Էլեկտրահետախուզության թափառող հոսանքների մեթոդով աշխատելիս որպես առավել ունիվերսալ և դաշտը բնորոշող պարամետր ընտրված է պոտենցիալների տարբերությունների աճերի հարաբերությունը ($\Delta\Psi^*$): Մետաղային օգտակար հանածոների շերտաձև հանքային մարմինների վրա նշված պարամետրի անոմալիաների երկրաբանական մեկնաբանման մեթոդիկա մշակելու նպատակով կատարված են տնտեսական, լաբորատոր և բնափորձարարական աշխատանքներ:

Լաբորատոր ուսումնասիրություններով որոշված է անոմալիայի ամալիտուդի և նրա բնույթի կախվածությունը շերտաձև հանքային մարմինների տեղադրման տարրերից (տեղադրման խորությունից՝ h և անկման անկյունից՝

α)։ Մտացված են համապատասխան մաթեմատիկական բանաձևեր և կորեր, որոնք բնութագրում են անոմալիայի ամպլիտուդի, նրա լայնություն և ասիմետրիայի կախվածությունը h և α պարամետրերից։ Խնդիրը լուծված է երկու դեպքերի համար՝ երբ հանքային մարմինները ձգվում են միևեկ թափառող հոսանքի աղբյուր ծառայող տրանսպորտային լեռնային փորվածքը (լիցքավորված հանքային մարմնի դեպք) և երբ հանքամարմինները շեն հատվում վերջինիս կողմից։

Հարորատոր ուսումնասիրությունների վիճակագրական մշակման ճանապարհով դուրս են բերված h և α պարամետրերը որոշող մաթեմատիկական բանաձևեր։

Մշակված է նշված պարամետրի որոշման հետևյալ մեթոդիկան։

1. Դիտված արժեքներում խառնարող պորժոնների ազդեցության հաշվառումից հետո $\Delta\psi^*$ պարամետրի կորի տեսքից որոշվում է հանքային մարմնի և թափառող հոսանքների աղբյուրի կոնտակտի առկայությունը։ Նշված կոնտակտի առկայության դեպքում $\Delta\psi^*$ անոմալիան բնութագրվում է տարանիշ էքստրեմալ արժեքներով, նրա բացակայության դեպքում՝ մինիմումով։

2. Լիցքավորված մարմնի դեպքում որոշվում են տարանիշ էքստրեմումների ամպլիտուդները (A_1 և A_2), շրջման կետերի հեռավորությունները (m_1 և m_2) և (6) բանաձևի օգնությամբ հաշվվում է α պարամետրը։

3. Դաշտի աղբյուրից հեռու գտնվող հանքային մարմնի դեպքում հաշվվում է անոմալիայի էքստրեմալ արժեքներից շրջման կետերի միջև եղած հեռավորությունների աբսցիսները (Δ_1 և Δ_2) և (8) բանաձևի օգնությամբ հաշվվում է α -ն։

4. Ունենալով α -ն և շրջապատող ապարների և հանքանյութերի տեսակարար դիմադրությունների հարաբերությունը՝ μ -ն, (7) և (9) բանաձևերի օգնությամբ հաշվվում են հանքային մարմնի տեղակայման խորությունը։

5. Հանքային մարմնի շափերն ըստ տարածման և անկման որոշվում են հարևան երթուղիների վրա և ստորգետնյա լեռնային փորվածքներում սուսցված անոմալիաների համահարաբերակցման ճանապարհով։

Տեսական և լաբորատոր ուսումնասիրությունների ճշգրտությունը և կիրառելիությունը գնահատելու համար բնափորձարարական աշխատանքներ են կատարված Մելրաձորի հանքավայրի կենտրոնական տեղամասում. հայտնաբերված են երկու անոմալ գոտիներ, հետախույզված է հանձնարարված հանքային մարմինը։

Ստացված անոմալիաները քանակական մեկնաբանման են ենթարկվել հողվածում ներկայացված բանաձևերի օգնությամբ։ Որոշված է հանքային մարմինների տեղադրման տարրերը, հզորությունը, գնահատված են նրանց շափերն ըստ տարածման։

V. B. GAMOVAN

THE POTENTIAL DIFFERENTS RATIO ANOMALIES
INTERPRETATION OVER THE BEDIFORM ORE BODIES DURING
APPLYING THE WANDERING CURRENTS METHOD

Abstract

By means of theoretical and laboratory investigations data statistic analysis there are obtained mathematical formulas and curves of dependence of the potential difference increments ratio anomalies $\Delta\psi^*$ of the wandering currents (WC) field on the occurrence and thickness of a

conducting bediform ore body. The results of laboratory investigations as ΔW^* curves are brought, obtained over the low-ohm bediform bodies models, exposed in the underground openings, which serve as sources of WC, and some remote ones. The trustworthiness of obtained formulas and curves is verified by natural-model investigations on the Meghradzor ore deposit. As a result a method of conducting bediform ore bodies occurrence peculiarities and sizes determination is worked out

ЛИТЕРАТУРА

1. Гамоян В. Б. Поле сложного источника блуждающих токов при наличии пластообразного тела на примере Алавердского месторождения меди Армянской ССР.—ДАН АрмССР, № 2, 1986, с. 76—79.
2. Гамоян В. Б. Способ геоэлектроразведки методом блуждающих токов. А. с. СССР, № 1330597, 1987.
3. Поляков А. С. Руководство по методу заряда. Л.: Недра, 1969, 166 с. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XLII, № 2, 53—66

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XLII, № 2, 53—66.

УДК 550.837

А. К. МАТЕВОСЯН

ИЗУЧЕНИЕ АНИЗОТРОПИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ И ПОЛЯРИЗУЕМОСТИ ПОРОД С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РАЗЛИЧНЫХ СИСТЕМ ВОЗБУЖДЕНИЯ И РЕГИСТРАЦИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Приведены выражения параметров первичного и вторичного электрических полей, наблюдаемых на поверхности однородного анизотропного полупространства при возбуждении поля произвольной многоэлектродной системой питающих электродов и регистрации двумя взаимно перпендикулярными приемными линиями составляющих соответствующих полей. Рассмотрены возможности некоторых групп многоэлектродных установок при исследованиях анизотропии удельного электрического сопротивления и поляризуемости геологических образований. Представлены необходимые зависимости параметров кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости от электрических и пространственных характеристик анизотропной среды, используемые при интерпретации результатов измерений.

Рассмотрим особенности проявления параметров кажущегося сопротивления (КС) и кажущейся поляризуемости (КП) на поверхности однородного анизотропного полупространства при возбуждении электрического поля произвольно расположенной системой питающих электродов и регистрации первичного и вторичного электрических полей двумя взаимно перпендикулярными приемными линиями (диполями). Для этого воспользуемся ортогональной системой координат XOY , совмещенной с поверхностью раздела земля-воздух. Известно [1, 5], что на поверхности однородного анизотропного полупространства потенциал первичного поля точечного источника тока определяется формулой:

$$U = \rho_m I_1 / 2\pi \sqrt{A(x_0 - x_1)^2 + B(y_0 - y_1)^2 + 2C(x_0 - x_1)(y_0 - y_1)},$$

где $\rho_m = \sqrt{\rho_n \cdot \rho_z}$ — среднеквадратичное удельное электрическое сопротивление анизотропной среды; ρ_n и ρ_z — удельное электрическое сопротивление вкост и по простиранию плоскости анизотропии; I_1 — сила тока; x_0, y_0 и x_1, y_1 — координаты точки наблюдения и источника тока;

conducting bediform ore body. The results of laboratory investigations as ΔW^* curves are brought, obtained over the low-ohm bediform bodies models, exposed in the underground openings, which serve as sources of WC, and some remote ones. The trustworthiness of obtained formulas and curves is verified by natural-model investigations on the Meghradzor ore deposit. As a result a method of conducting bediform ore bodies occurrence peculiarities and sizes determination is worked out

ЛИТЕРАТУРА

1. Гамоян В. Б. Поле сложного источника блуждающих токов при наличии пластообразного тела на примере Алавердского месторождения меди Армянской ССР.—ДАН АрмССР, № 2, 1986, с. 76—79.
2. Гамоян В. Б. Способ геоэлектроразведки методом блуждающих токов. А. с. СССР, № 1330597, 1987.
3. Поляков А. С. Руководство по методу заряда. Л.: Недра, 1969, 166 с. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XLII, № 2, 53—66

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XLII, № 2, 53—66.

УДК 550.837

А. К. МАТЕВОСЯН

ИЗУЧЕНИЕ АНИЗОТРОПИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ И ПОЛЯРИЗУЕМОСТИ ПОРОД С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РАЗЛИЧНЫХ СИСТЕМ ВОЗБУЖДЕНИЯ И РЕГИСТРАЦИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Приведены выражения параметров первичного и вторичного электрических полей, наблюдаемых на поверхности однородного анизотропного полупространства при возбуждении поля произвольной многоэлектродной системой питающих электродов и регистрации двумя взаимно перпендикулярными приемными линиями составляющих соответствующих полей. Рассмотрены возможности некоторых групп многоэлектродных установок при исследованиях анизотропии удельного электрического сопротивления и поляризуемости геологических образований. Представлены необходимые зависимости параметров кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости от электрических и пространственных характеристик анизотропной среды, используемые при интерпретации результатов измерений.

Рассмотрим особенности проявления параметров кажущегося сопротивления (КС) и кажущейся поляризуемости (КП) на поверхности однородного анизотропного полупространства при возбуждении электрического поля произвольно расположенной системой питающих электродов и регистрации первичного и вторичного электрических полей двумя взаимно перпендикулярными приемными линиями (диполями). Для этого воспользуемся ортогональной системой координат XOY , совмещенной с поверхностью раздела земля-воздух. Известно [1, 5], что на поверхности однородного анизотропного полупространства потенциал первичного поля точечного источника тока определяется формулой:

$$U = \rho_m I_1 / 2\pi \sqrt{A(x_0 - x_1)^2 + B(y_0 - y_1)^2 + 2C(x_0 - x_1)(y_0 - y_1)},$$

где $\rho_m = \sqrt{\rho_n \cdot \rho_z}$ — среднеквадратичное удельное электрическое сопротивление анизотропной среды; ρ_n и ρ_z — удельное электрическое сопротивление вкост и по простиранию плоскости анизотропии; I_1 — сила тока; x_0, y_0 и x_1, y_1 — координаты точки наблюдения и источника тока;

$$A = \sin^2 \beta + \lambda_k^2 \cos^2 \beta,$$

$$B = \cos^2 \beta + \lambda_k^2 \sin^2 \beta,$$

$$C = (\lambda_k^2 - 1) \sin \beta \cos \beta.$$

β — угол, между линией простирания плоскости анизотропии и направлением оси Y ; α — угол падения плоскости анизотропии; $\lambda_k = \sqrt{\cos^2 \alpha + \lambda^2 \sin^2 \alpha}$ — кажущийся коэффициент анизотропии; $\lambda = \sqrt{\rho_n / \rho_c}$ — коэффициент анизотропии.

Тогда, потенциал первичного поля в точке наблюдений от n источников тока, расположенных на поверхности однородного анизотропного полупространства, с использованием принципа суперпозиции электрических полей, можно записать:

$$U = \frac{\rho_m}{2\pi} \sum_{i=1}^n \frac{I_i}{\sqrt{A(x_0 - x_i)^2 + B(y_0 - y_i)^2 + 2C(x_0 - x_i)(y_0 - y_i)}}, \quad (1)$$

где через i обозначены координаты и сила тока i -го источника тока. Продифференцировав выражение (1) по x и y , получим формулы для x - и y - составляющих напряженности первичного поля (\vec{E}_0) в точке наблюдений:

$$E_{0x} = \frac{\rho_m}{2\pi} \sum_{i=1}^n \frac{I_i [A(x_0 - x_i) + C(y_0 - y_i)]}{[A(x_0 - x_i)^2 + B(y_0 - y_i)^2 + 2C(x_0 - x_i)(y_0 - y_i)]^{3/2}}$$

(2)

и

$$E_{0y} = \frac{\rho_m}{2\pi} \sum_{i=1}^n \frac{I_i [B(y_0 - y_i) + C(x_0 - x_i)]}{[A(x_0 - x_i)^2 + B(y_0 - y_i)^2 + 2C(x_0 - x_i)(y_0 - y_i)]^{3/2}}$$

Аналогичными выражениями описываются и соответствующие составляющие напряженности поляризованного поля (\vec{E}_{np}):

$$E_{np_x} = \frac{\rho_m^*}{2\pi} \sum_{i=1}^n \frac{I_i [A^*(x_0 - x_i) + C^*(y_0 - y_i)]}{[A^*(x_0 - x_i)^2 + B^*(y_0 - y_i)^2 + 2C^*(x_0 - x_i)(y_0 - y_i)]^{3/2}}$$

(3)

и

$$E_{np_y} = \frac{\rho_m^*}{2\pi} \sum_{i=1}^n \frac{I_i [B^*(y_0 - y_i) + C^*(x_0 - x_i)]}{[A^*(x_0 - x_i)^2 + B^*(y_0 - y_i)^2 + 2C^*(x_0 - x_i)(y_0 - y_i)]^{3/2}}$$

где $A^* = \sin^2 \beta + \lambda_k^{*2} \cos^2 \beta$, $B^* = \cos^2 \beta + \lambda_k^{*2} \sin^2 \beta$, $C^* = (\lambda_k^{*2} - 1) \sin \beta \cos \beta$

$\rho_m^* = \rho_m / \sqrt{(1 - \tau_{in})(1 - \tau_c)}$; $\lambda_k^* = \sqrt{\cos^2 \alpha + \lambda^{*2} \sin^2 \alpha}$; $\lambda^* = \lambda \sqrt{(1 - \tau_c)(1 - \tau_{in})}$;

τ_{in} и τ_c — поляризуемость вкrest и по простиранию плоскости анизотропии. При этом допускается, что анизотропии по удельному сопротивлению и поляризуемости пространственно совмещены. Здесь следует отметить, что при $\tau_{in} < \tau_c$ возможно $\lambda_k^* < 1$, тогда при расчетах составляющих поляризованного поля вместо β необходимо брать $\beta \pm 90^\circ$, а величину λ_k^* заменить на обратную — $1/\lambda_k^*$.

Из выражений (2,3) можно получить x - и y - составляющие напряженности вторичного поля (\vec{E}_{pn}):

$$E_{pnx} = E_{np_x} - E_{0x} \quad \text{и} \quad E_{pny} = E_{np_y} - E_{0y}. \quad (4)$$

Таким образом, полученные выражения напряженностей электрических полей на поверхности однородного анизотропного полупространства позволяют рассчитать параметры КС и КП при исследовании среды различными установками измерений.

Рассмотрим характер электрических полей на поверхности однородного анизотропного полупространства при работах методами со-

противлений и вызванной поляризации для двух случаев многоэлектродной установки, состоящей из системы питающих заземлений, расположенных на прямой или двух прямых, пересекающихся в точке наблюдений (рис. 1).

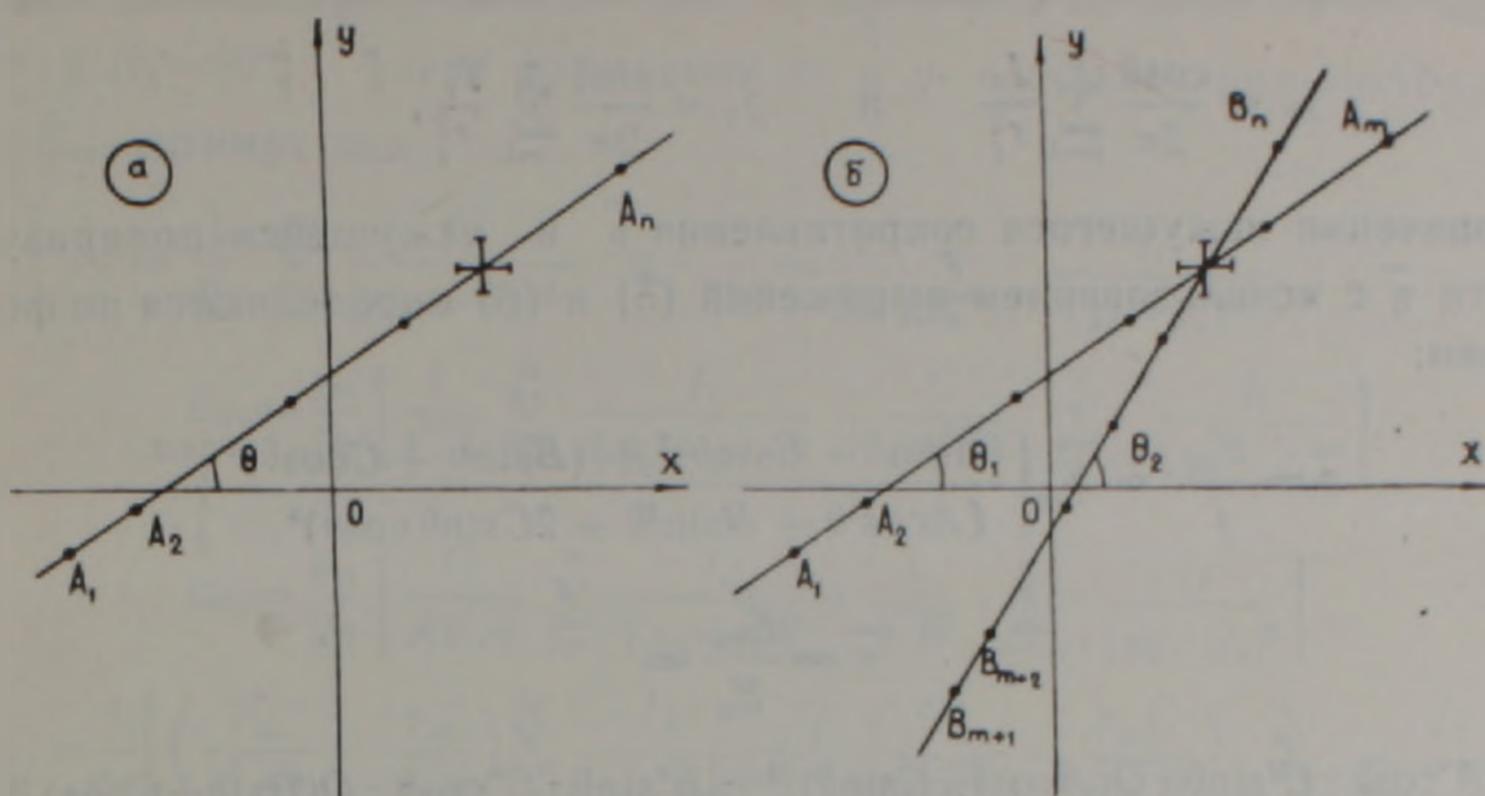


Рис. 1. Схемы многоэлектродных установок (систем возбуждения электрического поля с измерением двух взаимно перпендикулярных составляющих электрических полей): а—питающие электроды расположены на прямой, проходящей через пункт наблюдений; б—питающие электроды расположены на двух прямых, пересекающихся в пункте наблюдений

1. Многоэлектродная установка состоит из n (A_1, A_2, \dots, A_n) питающих электродов, находящихся на прямой, проходящей через точку наблюдений, в которой измеряют две взаимно перпендикулярные составляющие электрических полей приемными диполями, т. е. многоэлектродная установка является линейной (рис. 1а). Тогда заменив x и y в выражениях (2, 3, 4) на r и θ , получим x - и y -составляющие векторов напряженности первичного и вторичного полей в пункте наблюдений для рассматриваемой многоэлектродной установки в следующем виде:

$$E_{0x} = \frac{\rho_m (A \cos \theta + C \sin \theta)}{2\pi (A \cos^2 \theta + B \sin^2 \theta + 2C \sin \theta \cos \theta)^{3/2}} \sum_{i=1}^n \frac{I_i}{r_i^2}, \quad (5)$$

$$E_{0y} = \frac{\rho_m (B \sin \theta + C \cos \theta)}{2\pi (A \cos^2 \theta + B \sin^2 \theta + 2C \sin \theta \cos \theta)^{3/2}} \sum_{i=1}^n \frac{I_i}{r_i^2}$$

$$E_{\text{вн},x} = \frac{1}{2\pi} \left[\frac{\rho_m^* (A^* \cos \theta + C^* \sin \theta)}{(A^* \cos^2 \theta + B^* \sin^2 \theta + 2C^* \sin \theta \cos \theta)^{3/2}} - \frac{\rho_m (A \cos \theta + C \sin \theta)}{(A \cos^2 \theta + B \sin^2 \theta + 2C \sin \theta \cos \theta)^{3/2}} \right] \sum_{i=1}^n \frac{I_i}{r_i^2}, \quad (6)$$

$$E_{\text{вн},y} = \frac{1}{2\pi} \left[\frac{\rho_m^* (B^* \sin \theta + C^* \cos \theta)}{(A^* \cos^2 \theta + B^* \sin^2 \theta + 2C^* \sin \theta \cos \theta)^{3/2}} - \frac{\rho_m (B \sin \theta + C \cos \theta)}{(A \cos^2 \theta + B \sin^2 \theta + 2C \sin \theta \cos \theta)^{3/2}} \right] \sum_{i=1}^n \frac{I_i}{r_i^2}$$

здесь r — расстояние от соответствующего питающего электрода до пункта наблюдений; θ — угол между прямой, проходящей через питаю-

щие электроды, и осью x : j — величина силы тока, пропускаемого через соответствующий электрод, причем берется со знаком плюс или минус в зависимости от направления тока и величины угла между вектором плотности тока \vec{j} и осью x . Поскольку x - и y - составляющие вектора плотности тока в этом случае можно представить как

$$j_x = \frac{\cos\theta}{2\pi} \sum_{i=1}^n \frac{I_i}{r_i^2} \quad \text{и} \quad j_y = \frac{\sin\theta}{2\pi} \sum_{i=1}^n \frac{I_i}{r_i^2},$$

то значения кажущегося сопротивления $\bar{\rho}$ и кажущейся поляризуемости $\bar{\eta}$ с использованием выражений (5) и (6) определяются по формулам:

$$\bar{\rho} = \frac{E_0}{j} = \rho_m \left[\frac{(A\cos\theta + C\sin\theta)^2 + (B\sin\theta + C\cos\theta)^2}{(A\cos^2\theta + B\sin^2\theta + 2C\sin\theta\cos\theta)^2} \right]^{1/2}$$

и

$$\bar{\eta} = \frac{E_{\text{оп}}}{E_0} =$$

$$= \left[\frac{|A^*\cos\theta + C^*\sin\theta - Q(A\cos\theta + C\sin\theta)|^2 + |B^*\sin\theta + C^*\cos\theta - Q(B\sin\theta + C\cos\theta)|^2}{|(A\cos\theta + C\sin\theta)^2 + (B\sin\theta + C\cos\theta)^2| Q^2} \right]^{1/2},$$

где

$$Q = \left(\frac{A^*\cos^2\theta + B^*\sin^2\theta + 2C^*\sin\theta\cos\theta}{A\cos^2\theta + B\sin^2\theta + 2C\sin\theta\cos\theta} \right)^{3/2} \cdot \frac{\rho_m}{\rho_m^*}.$$

Для получения других параметров КС (ρ_k, ρ_v) и КП (τ_k, τ_v), определяемых при векторной съемке многоэлектродной установкой [3], можно воспользоваться величинами углов

$$\alpha_1 = \text{arctg} \frac{B\sin\theta + C\cos\theta}{A\cos\theta + C\sin\theta} - \theta$$

и

$$\alpha_2 = \text{arctg} \frac{B^*\sin\theta + C^*\cos\theta - Q(B\sin\theta + C\cos\theta)}{A^*\cos\theta + C^*\sin\theta - Q(A\cos\theta + C\sin\theta)} - \text{arctg} \frac{B\sin\theta + C\cos\theta}{A\cos\theta + C\sin\theta}.$$

здесь α_1 — угол между векторами \vec{E}_0 и \vec{j} ; α_2 — угол между векторами $\vec{E}_{\text{оп}}$ и \vec{E}_0 в пункте наблюдений.

Из вышепредставленных выражений можно сделать следующие выводы:

— линейная многоэлектродная установка не позволяет вращать направление возбуждаемого электрического поля (векторы \vec{j} , \vec{E}_0 или $\vec{E}_{\text{оп}}$) в пункте наблюдений, расположенном на поверхности однородного анизотропного полупространства, путем подбора величин токов в питающих электродах;

— параметры КС и КП линейной многоэлектродной установки не зависят не только от количества и координат питающих электродов, но и от величин токов, пропускаемых через них, и тем самым, рассматриваемые такие многоэлектродные установки при изучении однородной анизотропной среды являются эквивалентными.

II. Многоэлектродная установка состоит из n (A_1, A_2, \dots, A_m и $B_{m+1}, B_{m+2}, \dots, B_n$) питающих электродов, расположенных на двух прямых, пересекающихся в точке наблюдений, в которой измеряют составляющие электрических полей двумя приемными диполями (рис. 16). В этом случае составляющие векторов электрических полей можно получить аналогичным образом, как и для линейной многоэлектродной установки, с использованием двух углов θ_1 и θ_2 , где θ_1 — угол меж-

ду прямой, проходящей через питающие электроды A и осью x ; θ_2 — угол между прямой, проходящей через питающие электроды B и осью x .

Сперва рассмотрим частный случай, когда питающие электроды многоэлектродной установки расположены на двух взаимно перпендикулярных прямых, проходящих через точку наблюдений и параллельных осям координат, причем электроды с порядковыми номерами от 1 до m расположены вдоль оси x ($\theta_1 = 0^\circ$), а от $m+1$ до n — вдоль оси y ($\theta_2 = 90^\circ$). Тогда выражения x и y -составляющих векторов \vec{j} , \vec{E}_0 , $\vec{E}_{вн}$, примут вид.

$$j_x = \frac{1}{2\pi} \sum_{i=1}^m \frac{I_i}{(x_0 - x_i)^2} \quad \text{и} \quad j_y = \frac{1}{2\pi} \sum_{i=m+1}^n \frac{I_i}{(y_0 - y_i)^2}, \quad (7)$$

$$E_{0x} = \frac{\rho_m}{2\pi} \left| \frac{1}{\sqrt{A}} \sum_{i=1}^m \frac{I_i}{(x_0 - x_i)^2} + \frac{C}{B\sqrt{B}} \sum_{i=m+1}^n \frac{I_i}{(y_0 - y_i)^2} \right| \quad (8)$$

$$E_{0y} = \frac{\rho_m}{2\pi} \left| \frac{C}{A\sqrt{A}} \sum_{i=1}^m \frac{I_i}{(x_0 - x_i)^2} + \frac{1}{\sqrt{B}} \sum_{i=m+1}^n \frac{I_i}{(y_0 - y_i)^2} \right|,$$

$$E_{внx} = \frac{1}{2\pi} \left| \left(\frac{\rho_m^*}{\sqrt{A^*}} - \frac{\rho_m}{\sqrt{A}} \right) \sum_{i=1}^m \frac{I_i}{(x_0 - x_i)^2} + \left(\frac{\rho_m^* C^*}{B^* \sqrt{B^*}} - \frac{\rho_m C}{B\sqrt{B}} \right) \sum_{i=m+1}^n \frac{I_i}{(y_0 - y_i)^2} \right| \quad (9)$$

$$E_{внy} = \frac{1}{2\pi} \left| \left(\frac{\rho_m^* C^*}{A^* \sqrt{A^*}} - \frac{\rho_m C}{A\sqrt{A}} \right) \sum_{i=1}^m \frac{I_i}{(x_0 - x_i)^2} + \left(\frac{\rho_m^*}{\sqrt{B^*}} - \frac{\rho_m}{\sqrt{B}} \right) \sum_{i=m+1}^n \frac{I_i}{(y_0 - y_i)^2} \right|$$

Представим рассматриваемую многоэлектродную установку через две, слагающие ее, многоэлектродные установки, и производя преобразования, с использованием выражений компонентов тензоров μ и τ [4], получим:

$$\rho_{xx} = \frac{\rho_m}{\sqrt{A}}, \quad \rho_{xy} = \frac{\rho_m C}{B\sqrt{B}}, \quad \rho_{yx} = \frac{\rho_m C}{A\sqrt{A}}, \quad \rho_{yy} = \frac{\rho_m}{\sqrt{B}} \quad (10)$$

$$\eta_{xx} = \frac{R}{\sqrt{B}} \left(\frac{\rho_m^*}{\sqrt{A^*}} - \frac{\rho_m}{\sqrt{A}} \right) - \frac{CR}{A\sqrt{A}} \left(\frac{\rho_m^* C^*}{B^* \sqrt{B^*}} - \frac{\rho_m C}{B\sqrt{B}} \right),$$

$$\eta_{xy} = \frac{R}{\sqrt{A}} \left(\frac{\rho_m^* C^*}{B^* \sqrt{B^*}} - \frac{\rho_m C}{B\sqrt{B}} \right) - \frac{CR}{B\sqrt{B}} \left(\frac{\rho_m^*}{\sqrt{A^*}} - \frac{\rho_m}{\sqrt{A}} \right),$$

$$\eta_{yx} = \frac{R}{\sqrt{B}} \left(\frac{\rho_m^* C^*}{A^* \sqrt{A^*}} - \frac{\rho_m C}{A\sqrt{A}} \right) - \frac{CR}{A\sqrt{A}} \left(\frac{\rho_m^*}{\sqrt{B^*}} - \frac{\rho_m}{\sqrt{B}} \right),$$

$$\eta_{yy} = \frac{R}{\sqrt{A}} \left(\frac{\rho_m^*}{\sqrt{B^*}} - \frac{\rho_m}{\sqrt{B}} \right) - \frac{CR}{B\sqrt{B}} \left(\frac{\rho_m^* C^*}{A^* \sqrt{A^*}} - \frac{\rho_m C}{A\sqrt{A}} \right),$$

где $R = (\sqrt{A \cdot B})^3 / \rho_m (A \cdot B - C^2)$.

Теперь рассмотрим более общий случай многоэлектродной установки, в которой электроды расположены на двух взаимно перпендикулярных прямых, не параллельных осям x и y . Для этого воспользуемся ортогональной системой координат $X^0 O Y^0$, полученной в результате поворота координатной системы $X O Y$ на угол θ против часовой стрелки до совпадения с направлением одной из прямых (допус-

тим $\theta = \theta_1$). Тогда определение x - и y - составляющих векторов \vec{j} , \vec{E}_0 , $\vec{E}_{\text{вн}}$ сводится к вышерассмотренному случаю (где $\theta_1 = 0^\circ$ и $\theta_2 = 90^\circ$) по выражениям (7, 8, 9), с использованием формул преобразования координат

$$x' = x \cos \theta + y \sin \theta \quad \text{и} \quad y' = -x \sin \theta + y \cos \theta,$$

при этом величина угла между линией простирания плоскости анизотропии и осью y' берется равной $\beta - \theta$, что используется при вычислении коэффициентов A' , $A^{*'}$, B' , $B^{*'}$, C' , $C^{*'}$. Имея эти параметры, можно определить компоненты тензоров КС (ρ') и КП (η') в координатной системе $X'OY'$ по выражениям (10, 11), а их преобразование в систему XOY осуществляется по формулам:

$$a_{xx} = [a'_{xx} + a'_{yy} + (a'_{xx} - a'_{yy}) \cos 2\theta - (a'_{xy} + a'_{yx}) \sin 2\theta] / 2,$$

$$a_{xy} = [a'_{xy} - a'_{yx} + (a'_{xy} + a'_{yx}) \cos 2\theta + (a'_{xx} - a'_{yy}) \sin 2\theta] / 2,$$

$$a_{yx} = [-a'_{xy} + a'_{yx} + (a'_{xy} + a'_{yx}) \cos 2\theta + (a'_{xx} - a'_{yy}) \sin 2\theta] / 2,$$

$$a_{yy} = [a'_{xx} + a'_{yy} - (a'_{xx} - a'_{yy}) \cos 2\theta + (a'_{xy} + a'_{yx}) \sin 2\theta] / 2.$$

Здесь под a подразумевается ρ или η .

Из приведенных математических выражений с учетом условий, при которых осуществляется вращение направления электрического поля в требуемой точке исследуемой геоэлектрической среды [2], можно заключить:

— многоэлектродная установка, у которой питающие электроды расположены на двух различных прямых, проходящих через точку наблюдений, позволяет вращать направление возбуждаемого электрического поля в этой точке путем пропускания тока требуемой величины и направления через произвольно взятые питающие электроды;

— параметры КС и КП при исследованиях однородной анизотропной среды не зависят от выбранной системы питающих электродов и способа их подключения к источнику тока (или нескольким источникам тока), т. е. такое расположение питающих электродов на поверхности рассматриваемой среды представляет собой множество эквивалентных систем возбуждения вращающегося электрического поля в пункте наблюдений.

В таблицах 1 и 2 представлены значения параметров, характеризующих первичное и вторичное электрические поля на поверхности однородного анизотропного полупространства, при возбуждении электрического поля многоэлектродной установкой, питающие электроды которой расположены на двух взаимно перпендикулярных прямых ($\theta_1 = 0^\circ$ и $\theta_2 = 90^\circ$), пересекающихся в пункте наблюдений.

Из приведенных результатов теоретических расчетов для различных значений β , легко заметить, что имея значения КС или КП для β в интервале от 0 до 45° , можно получить экстремальные значения и их ориентировку для любых других значений β путем использования соотношений:

$$\bar{a}_{ex}(\beta) = \bar{a}_{ex}(90^\circ - \beta) = \bar{a}_{ex}(-\beta) = \bar{a}_{ex}(\beta - 90^\circ),$$

$$\bar{x}_{ex}(\beta) = 90^\circ - \bar{x}_{ex}(90^\circ - \beta) = -\bar{x}_{ex}(-\beta) = 90^\circ + \bar{x}_{ex}(\beta - 90^\circ),$$

$$a_{ke1}(\beta) = a_{ke1}(90^\circ - \beta) = a_{ke1}(\beta) = a_{ke1}(\beta - 90^\circ),$$

$$x_{ke1}(\beta) = 90^\circ - x_{ke1}(90^\circ - \beta) = -x_{ke1}(-\beta) = 90^\circ + x_{ke1}(\beta - 90^\circ),$$

$$a_{ve1}(\beta) = -a_{ve1}(90^\circ - \beta) = -a_{ve1}(-\beta) = a_{ve1}(\beta - 90^\circ),$$

$$x_{ve1}(\beta) = -x_{ve1}(90^\circ - \beta) = 90^\circ - x_{ve1}(-\beta) = x_{ve1}(\beta - 90^\circ) - 90^\circ,$$

где под a и α подразумевается соответственно ρ и φ (при изучении первичного поля) или η и φ^* (при изучении вторичного поля); индексами ex обозначены максимальные или минимальные значения соответствующего параметра; ex —означает, что максимальному значению соответствует минимальное, а минимальному—максимальное значение.

Таблица 1
Величины экстремальных значений кажущегося сопротивления и направления их ориентации для двух однородных анизотропных сред при различных значениях β (значения $\bar{\rho}$ даны в единицах $\rho_{m, \lambda, \alpha}$)

λ_k	β	$\bar{\rho}_{min}^{max}$	$\bar{\varphi}_{max}$	$\rho_{k min}^{max}$	$\varphi_{k max}$	$\rho_v^{max min}$	φ_v^{max}
$\sqrt{3}$	90°	1,732	0,00°	1,731	0,00°	0,366	45,00°
		1,000		1,000		-0,366	
	75°	1,891	22,26°	1,865	23,00°	0,270	73,00°
		0,812		0,785		-0,809	
	60°	1,891	32,59°	1,473	37,55°	0,400	82,55°
		0,655		0,633		-0,837	
	45°	1,837	45,00°	1,837	45,00°	0,612	90,00°
		0,612		0,612		-0,612	
	30°	1,892	57,41°	1,873	52,45°	0,837	-82,55°
		0,655		0,636		-0,400	
	15°	1,891	67,76°	1,865	62,00°	0,809	-73,00°
		0,812		0,785		-0,170	
	0°	1,732	90,00°	1,732	90,00°	0,366	-45,00°
		1,000		1,000		-0,366	
-15°	1,891	-67,76°	1,865	-62,00°	0,270	-17,00°	
	0,812		0,785		-0,809		
-30°	1,892	-57,41°	1,873	-52,45°	0,400	-7,45°	
	0,655		0,536		-0,837		
-45°	1,837	-45,00°	1,837	-45,00°	0,612	0,00°	
	0,612		0,612		-0,612		
-60°	1,892	-32,59°	1,873	-37,55°	0,837	7,45°	
	0,655		0,636		-0,400		
-75°	1,891	-22,26°	1,865	-23,00°	0,809	17,00°	
	0,812		0,785		-0,270		
$\sqrt{12}$	90°	3,464	0,00°	3,464	0,00°	1,232	45,00°
		1,000		1,000		-1,232	
	75°	5,025	11,61°	4,178	35,05°	0,392	80,05°
		0,331		-0,517		-4,302	
	60°	3,155	23,64°	2,930	38,60°	0,623	82,60°
		0,223		-0,002		-2,309	
	45°	2,509	45,00°	2,509	45,00°	1,150	90,00°
		0,209		0,209		-1,150	
	30°	3,155	66,36°	2,930	51,40°	2,309	-83,60°
		0,223		-0,002		-0,623	
	15°	5,025	78,39°	4,178	54,95°	4,302	-80,05°
		0,331		-0,517		-0,392	
	0°	3,464	90,00°	3,464	90,00°	1,232	-45,00°
		1,000		1,000		-1,232	
-15°	5,025	-78,39°	4,178	-54,95°	0,392	-9,95°	
	0,331		-0,517		-4,302		
-30°	3,155	-66,36°	2,930	-51,40°	0,623	-6,40°	
	0,223		-0,002		-2,309		
-45°	2,509	-45,00°	2,509	-45,00°	1,150	0,00°	
	0,209		0,209		-1,150		
-60°	3,155	-23,64°	2,930	-38,60°	2,309	6,40°	
	0,223		-0,002		-0,623		
-75°	5,025	-11,61°	4,178	-35,05°	4,302	9,95°	
	0,331		-0,517		-0,392		

Теперь, проанализируем данные, приведенные в таблицах 1 и 2. При $\beta=0^\circ$, когда питающие электроды многоэлектродной установки расположены на прямой, совпадающей с направлениями вдоль и поперек плоскости анизотропии, параметры кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости характеризуются выражениями:

$$\bar{\rho} = \sqrt{\rho_{xx}^2 \cos^2 \delta + \rho_{yy}^2 \sin^2 \delta},$$

$$\rho_k = \rho_{xx} \cos^2 \delta + \rho_{yy} \sin^2 \delta,$$

$$\rho_v = (\rho_{xx} - \rho_{yy}) \sin \delta \cos \delta$$

и

$$\bar{\eta} = \sqrt{\eta_{xx}^2 \cos^2 \delta_0 + \eta_{yy}^2 \sin^2 \delta_0},$$

$$\eta_k = \eta_{xx} \cos^2 \delta_0 + \eta_{yy} \sin^2 \delta_0,$$

$$\eta_v = (\eta_{xx} - \eta_{yy}) \sin \delta_0 \cos \delta_0.$$

где $\rho_{xx} = \rho_m / k$, $\rho_{yy} = \rho_m$ и $\eta_{xx} = \lambda_k / k \sqrt{(1 - \eta_v)(1 - \eta_v) - 1}$, $\eta_{yy} = -1 / \sqrt{(1 - \eta_v)(1 - \eta_v) - 1}$ — компоненты тензоров $\bar{\rho}$ и $\bar{\eta}$, соответственно (следует отметить, что другие компоненты этих тензоров: ρ_{xy} , ρ_{yx} и η_{xy} , η_{yx} — равны нулю); δ и δ_0 — углы между векторами плотности тока \vec{j} и напряженности первичного поля \vec{E}_0 в пункте наблюдений и осью x , соответственно. Тогда, выражения, по которым определяются экстремальные значения параметров КС и КП [4], примут вид:

$$\bar{\rho}_{ex} = |(\rho_{xx} - \rho_{yy}) \pm (\rho_{xx} + \rho_{yy})| / 2,$$

$$\rho_{hex} = |(\rho_{xx} + \rho_{yy}) \pm (\rho_{xx} - \rho_{yy})| / 2,$$

$$\rho_{vex} = \pm (\rho_{xx} - \rho_{yy}) / 2$$

и

$$\bar{\eta}_{ex} = |(\eta_{xx} - \eta_{yy}) \pm (\eta_{xx} + \eta_{yy})| / 2,$$

$$\eta_{hex} = |(\eta_{xx} + \eta_{yy}) \pm (\eta_{xx} - \eta_{yy})| / 2,$$

$$\eta_{vex} = \pm (\eta_{xx} - \eta_{yy}) / 2.$$

Таблица 2

Величины экстремальных значений параметров кажущейся поляризуемости и направления их ориентации для пяти однородных анизотропных сред с вертикальным падением плоскости анизотропии при различных значениях δ

k	η_{xx} / η_{yy}	δ	$\bar{\rho}_{max}$	$\bar{\rho}_{min}$	$\bar{\eta}_{max}$	$\eta_k \max$	$\eta_k \min$	$\varphi_k^* \max$	$\eta_v \max$	$\eta_v \min$	$\varphi_v^* \max$
1	0.28	45°	27.27	4.55	45.00°	27.27	-4.55	45.00°	15.91	-15.91	90.00°
		30°	25.14	2.80	56.66°	26.04	-2.90	53.00°	15.96	-12.98	-82.00°
		15°	22.85	1.36	68.76°	22.75	-1.26	65.17°	12.15	-9.23	-69.83°
		0°	20.28	4.17	90.00°	20.28	4.17	90.00°	8.06	-8.06	-45.00°
$\sqrt{3}$	0.28	45°	14.76	13.93	45.00°	14.76	-13.93	45.00°	14.34	-14.34	90.00°
		30°	28.67	5.46	-85.10	19.49	-14.65	55.92°	28.42	-5.71	-79.08°
		15°	33.65	0.53	-89.30	25.16	-9.01	60.29°	31.55	-2.63	-74.71°
		0°	20.28	4.17	90.00°	20.28	4.17	90.00°	8.06	-8.06	-45.00°
$\sqrt{3}$	0.04	45°	64.23	23.17	-45.00°	64.23	23.17	-45.00°	20.53	-20.53	0.00°
		30°	63.73	20.86	-43.38°	61.94	19.07	-35.01°	9.26	-33.61	9.99°
		15°	53.47	18.34	-38.85°	51.03	15.90	-28.23°	4.56	-20.58	16.77°
		0°	38.89	20.28	0.00°	38.89	20.28	0.00°	9.30	-9.30	45.00°
$\sqrt{12}$	0.28	45°	19.57	7.23	-45.00°	7.23	-19.57	45.00°	13.41	-13.41	90.00°
		30°	41.89	3.04	-68.75°	17.49	-27.43	58.83°	41.42	-3.68	-76.17°
		15°	75.13	0.74	-79.61°	38.84	-37.03	56.09°	75.12	-0.74	-78.91°
		0°	20.28	4.17	90.00°	20.28	4.17	90.00°	8.06	-8.06	-45.00°
$\sqrt{12}$	0.04	45°	78.28	33.71	-45.00°	78.28	33.71	-45.00°	22.29	-22.29	0.00°
		30°	94.36	25.76	-45.55°	67.32	18.72	-31.54°	6.09	-62.51	13.45°
		15°	106.90	15.44	-56.80°	87.63	-3.84	-33.41°	1.16	-90.30	11.59°
		0°	38.89	20.28	0.00°	38.89	20.28	0.00°	9.30	-9.30	45.00°

Из приведенных выражений следует, что при $\delta=90^\circ$, т. е. когда вектор \vec{j} направлен вдоль плоскости анизотропии, $\bar{\rho}=\rho_k=\rho_m$ независимо от величины угла α и соответствует максимальному значению диаграмм этих параметров. При $\delta=0$, когда вектор \vec{j} направлен поперек плоскости анизотропии, $\bar{\rho}=\rho_k=\rho_m/\lambda_k$, что соответствует минимальному значению параметров ρ и ρ_k . Отношение экстремальных значений (максимального к минимальному) параметров ρ и ρ_k равно λ_k . Из приведенного равенства следует, что с уменьшением угла α величины минимальных значений $\bar{\rho}$, ρ_k увеличиваются и при $\alpha=0^\circ$ (что соответствует горизонтальному простиранию плоскости анизотропии) равняются ρ_m , т. е. приравниваются к максимальному значению этих параметров. Если рассмотреть диаграммы $\bar{\rho}$ и ρ_k , то можно заметить, что диаграмма $\bar{\rho}$ охватывает диаграмму ρ_k и соприкасается с ней при δ , соответствующем экстремальным значениям рассматриваемых параметров. Параметр ρ_v принимает свои экстремальные значения, равные $\pm(\rho_m - \rho_m/\lambda_k)/2$ при $\delta = \pm 45^\circ$, а при $\delta=0$ и $90^\circ - \rho_v = 0$.

Анизотропия поляризуемости в зависимости от соотношения величин поляризуемостей вдоль и поперек плоскости анизотропии может проявляться следующим образом.

1. Когда $\eta_{xx} > \eta_{yy}$ (из чего следует неравенство $\tau_{xx} < \tau_{yy}$), то при $\delta_0=90^\circ$, что соответствует случаю, когда направление вектора \vec{E}_0 совпадает с простиранием плоскости анизотропии, параметры $\bar{\eta}$ и η_k равны η_{yy} , что соответствует максимальному значению этих параметров, которое не зависит от α и λ . При $\delta_0=0^\circ$, $\bar{\eta}=\eta_k=\eta_{xx}$ эти параметры принимают свои минимальные значения, которые с уменьшением α увеличиваются от величины $\eta_{xx}/(1-\eta_{xx})$ при $\alpha=90^\circ$ до $1/\sqrt{(1-\eta_{xx})(1-\eta_{yy})}-1$ при $\alpha=0^\circ$.

2. Когда $\eta_{xx} < \eta_{yy}$, при котором справедливо неравенство $\eta_{xx} > \tau_{yy}$, параметры $\bar{\eta}$ и η_k принимают свои минимальные значения при направлении вектора \vec{E}_0 , совпадающем с направлением простирания плоскости анизотропии (т. е. при $\delta_0=90^\circ$), и равны η_{yy} , независимо от величины α и λ . При $\delta_0=0^\circ$, $\bar{\eta}=\eta_k=\eta_{xx}$, что соответствует максимальным значениям этих параметров, которые с увеличением α увеличиваются от величины $1/\sqrt{(1-\eta_{xx})(1-\eta_{yy})}-1$ (при $\alpha=0^\circ$) до $\eta_{xx}/(1-\eta_{xx})$ (при $\alpha=90^\circ$).

В этих двух рассмотренных случаях параметр η_v принимает свои экстремальные значения, равные $\pm(\eta_{xx} - \eta_{yy})/2$ при $\delta_0 = \pm 45^\circ$, а при $\delta_0=0^\circ$ и $90^\circ - \eta_v = 0$.

Анализ проявления параметров КС ($\bar{\rho}$, ρ_k) и КП ($\bar{\eta}$, η_k) при $\beta=0^\circ$ показывает на справедливость известного парадокса анизотропии удельного электрического сопротивления и поляризуемости, который наблюдается при изучении анизотропной среды линейными установками. Кроме этого, величины параметров КС и КП, наблюдаемых на поверхности однородного анизотропного полупространства при $\beta=0^\circ$ и возбуждении электрического поля вдоль плоскости анизотропии, характеризуются только электрическими свойствами среды: ρ_n , ρ_v , η_n , η_v и не зависят от величины угла падения плоскости анизотропии.

При $\beta=45^\circ$ параметры КС и КП представляются следующим образом:

$$\bar{\rho} = \sqrt{\rho_{xx}^2 + 4\rho_{xy}\rho_{yx}\sin\delta\cos\delta + \rho_{yy}^2}$$

$$\rho_k = \rho_{xx} + 2\rho_{xy}\sin\delta\cos\delta,$$

$$\rho_v = \rho_{xy}(\sin^2\delta - \cos^2\delta)$$

и

$$\bar{\tau}_i = \sqrt{\tau_{ixx}^2 + 4\tau_{ixx}\tau_{ixy}\sin\delta_0\cos\delta_0 + \tau_{ixy}^2}$$

$$\tau_{ik} = \tau_{ixx} + 2\tau_{ixy}\sin\delta_0\cos\delta_0,$$

$$\tau_{iv} = \tau_{ixy}(\sin^2\delta_0 - \cos^2\delta_0),$$

где $\rho_{xx} = \rho_{yy} = \sqrt{2}\rho_m / \sqrt{1 + \lambda_k^2}$, $\rho_{xy} = \rho_{yx} = \sqrt{2}(\lambda_k^2 - 1)\rho_m / (\sqrt{1 + \lambda_k^2})^2$ и

$$\tau_{ixx} = \tau_{iyx} = (\lambda_k^2 + \lambda_k'^2)q/2 - 1, \quad \tau_{ixy} = \tau_{iyx} = (\lambda_k^2 - \lambda_k'^2)q/2,$$

здесь

$$q = (\sqrt{1 + \lambda_k^2})^2 / \lambda_k'^2 \sqrt{(1 - \tau_{in})(1 - \tau_{iv})(\sqrt{1 + \lambda_k^2})^2}.$$

С использованием выражений экстремальных значений $\bar{\rho}$, ρ_k , ρ_v и $\bar{\tau}_i$, τ_{ik} , τ_{iv} , получим

$$\bar{\rho}_{ex} = |\rho_{xx} \pm \rho_{xy}|, \quad \rho_{kex} = \rho_{xx} \pm \rho_{xy}, \quad \rho_{vex} = \pm \rho_{xy}$$

и

$$\bar{\tau}_{iex} = |\tau_{ixx} \pm \tau_{ixy}|, \quad \tau_{ikex} = \tau_{ixx} \pm \tau_{ixy}, \quad \tau_{ivex} = \pm \tau_{ixy}.$$

при этом $\varphi_{ex} = \varphi_{kex} = \varphi_{vex} = \varphi_{kex} = \pm 45^\circ$, $\varphi_{vex} = \varphi_{vex} = 0$ и 90° . Нетрудно заметить, что при $\delta = 45^\circ$, т. е. когда вектор \vec{j} направлен поперек плоскости анизотропии, $\bar{\rho} = \rho_k = 2\sqrt{2}\lambda_k'^2\rho_m / (\sqrt{1 + \lambda_k^2})^2$, что соответствует максимальному значению этих параметров. При $\delta = -45^\circ$, когда \vec{j} направлен вдоль плоскости анизотропии, $\bar{\rho} = \rho_k = 2\sqrt{2}\rho_m / (\sqrt{1 + \lambda_k^2})^2$ и соответствует минимальному значению этих параметров. Отношение экстремальных значений (максимального к минимальному) параметров ρ и ρ_k равно λ_k^2 . Параметр ρ_v принимает свои экстремальные значения, равные $\pm\sqrt{2}(\lambda_k^2 - 1)\rho_m / (\sqrt{1 + \lambda_k^2})^2$ при $\delta = 0$ и 90° , а при $\delta = \pm 45^\circ - \rho_v = 0$. Как и при $\beta = 0^\circ$, в этом случае диаграмма $\bar{\rho}$ также охватывает диаграмму ρ_k и соприкасается с ней при направлениях вектора \vec{j} , совпадающих с их экстремальными значениями.

Здесь (при $\beta = 45^\circ$) также рассмотрим два возможных случая проявления анизотропии поляризуемости.

1. Когда $\tau_{ia} > \tau_{iv}$, то при $\delta_0 = 45^\circ$, что соответствует случаю, когда направление \vec{E}_0 перпендикулярно к простиранию плоскости анизотропии и ориентировано вдоль оси с большим значением поляризуемости среды, параметр τ_{ik} принимает свое максимальное значение, равное $\lambda_k'^2 q - 1$. При $\delta_0 = -45^\circ$, параметр $\tau_{ik} = \lambda_k'^2 q - 1$, что соответствует его минимальному значению. В отличие от τ_{ik} , параметр $\bar{\tau}_i$ при этих направлениях \vec{E}_0 может принимать как максимальное, так и минимальное значение, в зависимости от соотношения между величинами $|\tau_{ikmax}|$ и $|\tau_{ikmin}|$.

2. Когда $\eta_n < \eta_k$, то при $\delta_0 = 45^\circ$ (т. е. вектор \vec{E}_0 направлен перпендикулярно простиранию плоскости анизотропии и ориентирован вдоль оси с меньшим значением поляризуемости среды) параметры $\bar{\rho}$ и η_k принимают свои минимальные значения, равные $\lambda_k^2 q - 1$, а при $\delta_0 = -45^\circ$ максимальные $-\eta = \eta_k = \lambda_k^2 q - 1$.

При $0^\circ < \beta < 45^\circ$ аналогичные выражения компонентов тензоров $\bar{\rho}$ и η имеют более сложный вид, чем для двух вышерассмотренных значений β , и их вывод путем точных математических расчетов трудоемок и не целесообразен. Проследить изменение исследуемых параметров среды в этом интервале можно по табл. 1 и 2.

В случае же, когда $\eta_n = \eta_z = \eta_0$, т. е. отсутствует анизотропия поляризуемости, то независимо от β и направления возбуждения электрического поля параметры η и η_k равны друг другу и приравниваются к величине поляризуемости среды $-\tau_0(1 - \tau_0)$, а η_n равен нулю.

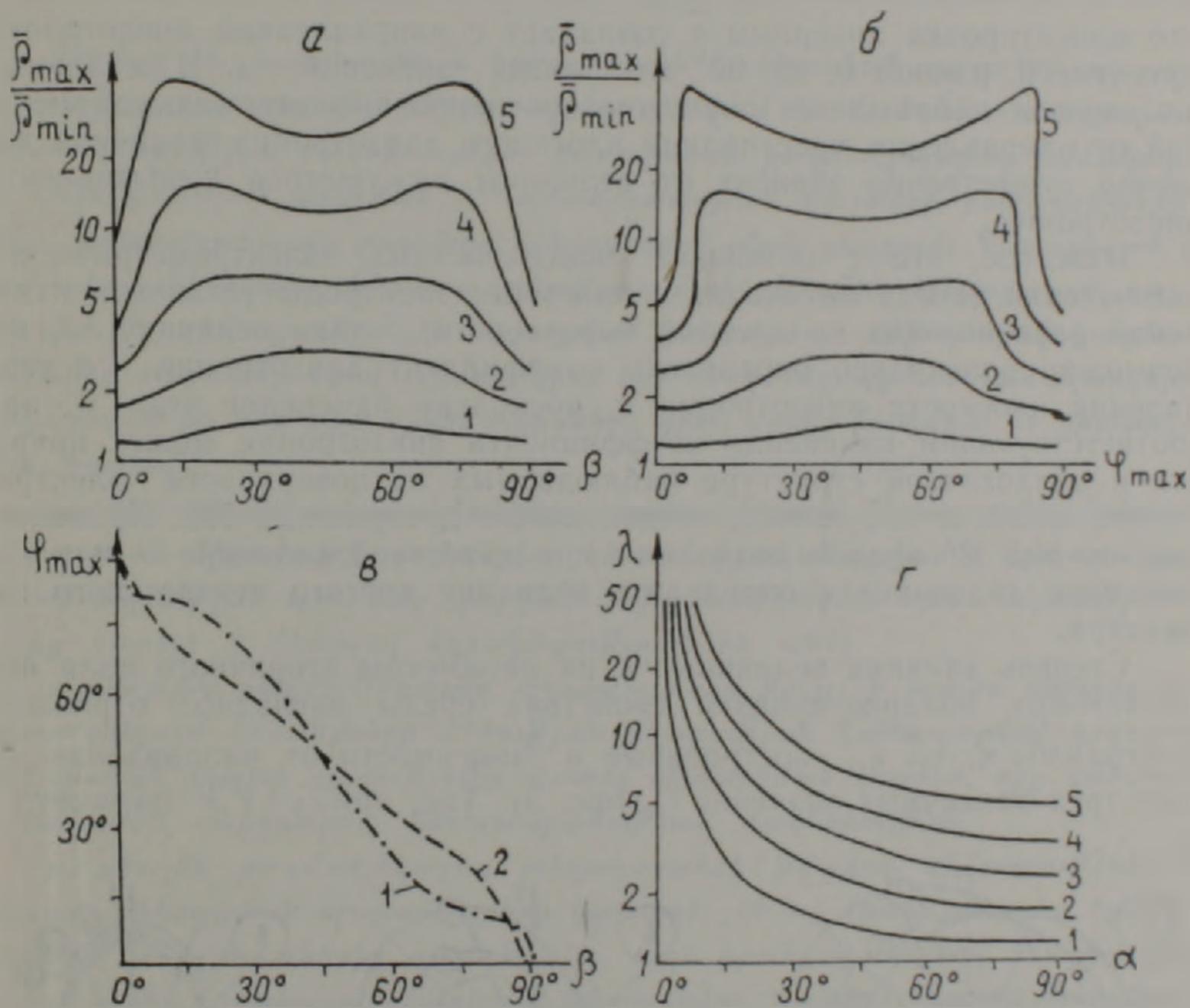


Рис. 2. Теоретические кривые, используемые при интерпретации результатов измерений методом сопротивлений.

а—зависимости отношения экстремальных значений $\bar{\rho}$ ($\bar{\rho}_{\max}/\bar{\rho}_{\min}$) от угла β ; б—семейство кривых для определения λ_k при известных значениях $\bar{\rho}_{\max}/\bar{\rho}_{\min}$ и φ_{\max} ; в—зависимость φ_{\max} от β ; г—семейство кривых для определения λ и α при известной величине одного из этих параметров и заданном значении λ_k .

Цифрами обозначены значения λ_k : 1 — $\sqrt{1.5}$; 2 — $\sqrt{3}$; 3 — $\sqrt{6}$; 4 — $\sqrt{12}$; 5 — $\sqrt{24}$.

С использованием вышеприведенных выражений получены зависимости, необходимые при интерпретации результатов исследований методом сопротивлений (рис. 2). На рис. 2а представлены зависимости отношения максимального к минимальному значению полного кажущегося сопротивления ($\bar{\rho}_{\max}/\bar{\rho}_{\min}$) от направления простирания плоскости анизотропии (β) для различных значений кажущегося коэффициента анизотропии λ_k . Характерной особенностью этих кривых является изменение их вида в зависимости от величины λ_k . Однако, независимо от λ_k при $\beta=0$ и 90° величина отношения логарифмов величин $\bar{\rho}_{\max}/\bar{\rho}_{\min}$ к λ_k равна единице, а при $\beta=45^\circ$ — равна двум. Приведенные на рис. 2б кривые $\bar{\rho}_{\max}/\bar{\rho}_{\min}$ для различных λ_k позволяют по величине отношения экстремальных значений $\bar{\rho}$ и ориентировке φ_{\max} диаграммы кажущегося сопротивления, полученной по результатам измерений первичного поля, определить λ_k . Установив величину λ_k и используя зависимость, представленную на рис. 2а, можно получить направление простирания плоскости анизотропии. Приведенная на рис. 2в зависимость φ_{\max} от β отображает отклонение экстремальных значений диаграмм $\bar{\rho}$ в зависимости от величины β . Сравнивая ее с прямой, соединяющей значения φ_{\max} при $\beta=0$ и 90° , можно заключить, что ориентировка диаграмм $\bar{\rho}$ совпадает с направлением анизотропии при угле β , равном 0, 45, 90° для любых значений λ_k . В остальных же случаях наблюдается смещение ориентировки экстремальных значений от направления простирания плоскости анизотропии, величина которого существенно зависит от величины кажущегося коэффициента анизотропии.

Известно, что с помощью поверхностных электрометрических наблюдений (когда питающие и приемные электроды установок измерений расположены на дневной поверхности), зная величину λ_k , невозможно однозначно определить коэффициент анизотропии λ и угол падения плоскости анизотропии α , поскольку изменение угла α , при соответствующем изменении коэффициента анизотропии может привести к аналогичной структуре наблюдаемых на поверхности электрических полей, и тем самым, к идентичным диаграммам КС. Приведенные на рис. 2г кривые позволяют при известной величине λ или α и заданном значении λ_k определить величину другого неизвестного параметра.

Степень влияния величины λ_k на параметры вторичного поля при одинаковых поляризующих свойствах среды наглядно отражают диаграммы $\bar{\eta}$, $\bar{\eta}_k$, $\bar{\eta}_v$, построенные в зависимости от направления \vec{E}_0 для трех различных значений λ_k (рис. 3). Так, при $\lambda_k = \sqrt{3}$, параметр $\bar{\eta}$

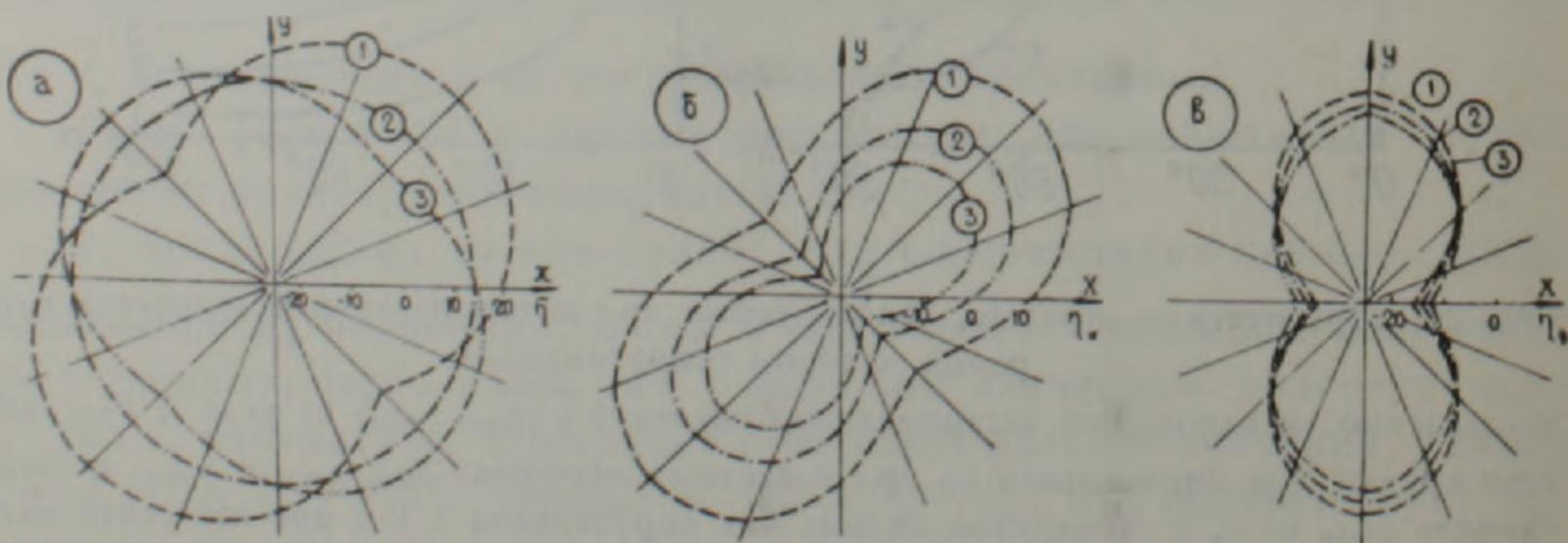


Рис. 3. Диаграммы параметров кажущейся поляризуемости в зависимости от направления вектора первичного поля \vec{E}_0 , при $\beta=45^\circ$ и $\tau_{11}=0,28$, $\tau_1=0,04$.

а— $\bar{\eta}$; б— $\bar{\eta}_k$; в— $\bar{\eta}_v$.

Цифрами обозначены значения λ_k : 1 — 1; 2 — $\sqrt{3}$; 3 — $\sqrt{12}$.

почти не зависит от направления первичного поля, а при $\lambda_k = 1$ и $\lambda_k = \sqrt{12}$ большие оси диаграммы η имеют взаимно перпендикулярную направленность (рис. 3а). В отличие от η , диаграммы η_k (рис. 3б) и η_v (рис. 3в) при различных λ_k имеют одинаковую ориентировку и с его увеличением происходит уменьшение экстремальных значений этих параметров. Сопоставляя диаграммы η_k и η_v нетрудно заметить, что параметр η_v менее подвержен изменению, чем η_k , при изменении анизотропности среды по удельному электрическому сопротивлению.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии Академии наук Арм ССР

Поступила 18.X.1988

Ա. Կ. ՄԱԹԵՎՈՍՅԱՆ

ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԷԼԵԿՏՐԱԶԱՂՈՐԳԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ԲԵՎԵՌԱՑՄԱՆ ԱՆԻՉՈՏՐՈՊԻԱՅԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒՄԸ ԷԼԵԿՏՐԱԿԱՆ ԴԱՇՏԵՐԻ ԳՐԳՈՄԱՆ ՈՒ ԳՐԱՆՑՄԱՆ ՏԱՐՐԵՐ ՀԱՄԱԿԱՐԳԵՐԻ ԿԻՐԱՌՄԱՄԸ

Ա մ փ ո փ ո մ

Բերված են առաջնային և երկրորդային էլ-կտրական դաշտերի պարամետրերի արտահայտությունները, որոնք դիտվում են համասեռ անիզոտրոպ կիսատարածության մակերևույթին, կամայական բազմաէլեկտրոդ համակարգի կողմից դաշտի գրգռման և համապատասխան դաշտերի բաղադրիչների՝ երկու փոխուղղահայաց ընդունող գծերով գրանցման դեպքում: Դիտարկված է համասեռ անիզոտրոպ կիսատարածության մակերևույթին էլեկտրական դաշտի բնույթը դիմադրության և հարուցված բևեռացման մեթոդներով բազմաէլեկտրոդ տեղակայանքով աշխատելիս, երբ սնող հողակցման համակարգերը տեղադրված են մեկ կամ երկու ուղիղների վրա, որոնք հատվում են դիտարկման կետում:

Հաշվի առնելով այն պայմանները, որոնց դեպքում հետազոտվող երկրաէլեկտրական միջավայրի պահանջվող կետում իրականացվում է էլեկտրական դաշտի ուղղության պտտումը, բերված մաթեմատիկական արտահայտություններից կարելի է հետևյալ եզրակացություններն անել.

ա) գծային բազմաէլեկտրոդ տեղակայանքը թույլ չի տալիս սնուցող էլեկտրոդներում հոսանքների մեծության ընտրության ճանապարհով գրգռվող էլեկտրական դաշտի ուղղությունը պտտել դիտարկման կետում, որը գտնվում է համասեռ անիզոտրոպ կիսատարածության մակերևույթին,

բ) գծային բազմաէլեկտրոդ տեղակայանքի թվացող դիմադրության և թվացող բևեռացման պարամետրերը կախված չեն ոչ միայն սնուցող էլեկտրոդների կոորդինատներից ու քսոնակից, այլև նրանցով անցնող հոսանքների մեծությունից, հետևաբար այդպիսի դիտարկվող բազմաէլեկտրոդ տեղակայանքները համասեռ անիզոտրոպ միջավայրը ուսումնասիրելիս համազոր են համարվում,

գ) բազմաէլեկտրոդ տեղակայանքը, որի սնուցող էլեկտրոդները տեղադրված են դիտարկման կետով անցնող երկու տարբեր ուղիղների վրա, թույլ է տալիս այդ կետում պտտել գրգռող էլեկտրական դաշտի ուղղությունը՝ պահանջվող մեծության և ուղղության հոսանք բաց թողնելով կամայականորեն վերցրած սնուցող էլեկտրոդներով,

դ) նշված տեղակայանքի դեպքում թվացող դիմադրության ու թվացող բևեռացման պարամետրերը անիզոտրոպ միջավայրի ուսումնասիրությունների ժամանակ կախված չեն սնուցող էլեկտրոդների ընտրված համակարգից ու

հոսանքի աղբյուրին միացնելու ձևից, այսինքն դիտարկվող միջավայրի մակերևույթին սնուցող էլեկտրոդների նման տեղադրումն իրենից ներկայացնում է պտտվող էլեկտրական դաշտի գրգռման համակարգերի համադոր՝ բազմության դիտարկման կետում:

Ներկայացված են շափումների արդյունքների մեկնաբանման ընթացքում օգտագործվող թվացող դիմադրություն և բեռացման պարամետրերի կախումներն անհղտարոպ միջավայրի էլեկտրական և տարածական բնութագրերից:

A. K. MATEVOSIAN

THE ROCKS ELECTRICAL CONDUCTIVITY AND POLARIZABILITY ANISOTROPY INVESTIGATION BY APPLYING THE ELECTRICAL FIELDS EXCITATION AND REGISTRATION VARIOUS SYSTEMS

Abstract

The primary and secondary electrical fields parameters expressions are brought, observed on the surface of a homogenous anisotropic half-space during excitation the field by an arbitrary multielectrode system of feeding electrodes and registration of corresponding fields components by two reciprocally perpendicular receiving lines.

The possibilities of some groups of multielectrode installations are considered during the geological formations specific electrical resistance and polarizability anisotropy investigations. The apparent resistance and apparent polarizability parameters necessary dependences on the anisotropic medium electrical and spatial characteristics, applying during the measurements interpretation, are brought.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурсиан В. Р. Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. Л.: Недра, 1972. 268 с.
2. Матевосян А. К. Вращение направления возбуждаемого электрического поля многоэлектродной установкой.—Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XLI, № 2, с. 56—63.
3. Матевосян А. К. Способ интерпретации результатов измерений методами сопротивлений и вызванной поляризации.—Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XLI, № 3, с. 46—55.
4. Матевосян А. К. О системе параметров кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости.—Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XLI, № 4, с. 58—64.
5. Семенов А. С., Вешев А. В., Фокин А. Ф. Поле точечного источника в анизотропном полупространстве.—Ученые записки ЛГУ. Вопросы геофизики. 1958, вып. 10, с. 90—114.

Н. З. ТЕР-ДАВТЯН

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ СВЯЗЬ ПОРИСТОСТИ ИГНИМБРИТОВ
С ДРУГИМИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИМИ ПАРАМЕТРАМИ

Известно, что пористость является тем свойством горных пород (и осадочных, и эффузивных, и интрузивных, и метаморфических), в зависимости от которого меняются многие другие петрофизические параметры [2, 3 и др.]. Ввиду этого обстоятельства несомненный интерес представляет выявление этих взаимосвязей в игнимбритах, занимающих обособленное положение по характеру извержения и отложения, тем более, что исследования такого рода не проводились. Результатам изучения связи пористости с минеральной плотностью (σ), скоростью распространения продольных волн в сухих (v_{pc}) и водонасыщенных (v_{pn}) образцах, удельным электрическим сопротивлением (ρ), естественной остаточной намагниченностью (I_n) и магнитной восприимчивостью (χ) посвящено предлагаемое сообщение.

Были изучены наиболее распространенные петрографические типы по К. Г. Шприняну [4] (еревано-ленинканский, пламенный, арктический) и слагаемые ими наиболее распространенные покровы игнимбритов верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового [1] и плейстоценового возраста.

Исследуемые различные типы игнимбритов охарактеризованы по мощности потоков 18-ю разрезами, в каждом из которых отобрано не менее 25 образцов. Измерение скорости распространения продольных волн, удельного электрического сопротивления, плотности и пористос-

Таблица 1

Коэффициенты корреляции K_p с σ , K_p с v_{pc} , K_p с v_{pn} , K_p с ρ , K_p с I_n , K_p с χ

Типы игнимбритов, возраст и местонахождение разрезов	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	R_6
Верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовый, Спитак, ЕЛТ	-0.7506	-0.2602	-0.1834	0.2331	-0.0481	0.0419
1 Плейстоценовый Агарак, ПТ	-0.8179	0.0268	-0.5307	-0.7864	-0.5652	0.0835
Вохчаберт, ЕЛТ	-0.029	0.0154	0.0367	-0.0364	-0.1355	0.1674
Джрзеж, ЕЛТ	-0.9877	-0.9297	-0.9523	-0.8885	-0.7891	-0.07
Арамус, ЕЛТ	-0.9958	-0.9362	-0.3780	-0.9595	-0.3753	-0.3206
2 Мансян, ЕЛТ	-0.3439	-0.5222	-0.3179	-0.8946	-0.08	-0.3949
Спитак, ЕЛТ	-0.9763	-0.4665	0.8618	-0.9413	-0.7985	-0.6466
Мармашен, ЕЛТ	-0.5505	-0.1563	-0.3094	-0.1179	-0.4188	-0.6088
Апнагюх, ПТ	-0.9329	-0.4206	-0.7359	-0.5960	-0.6167	-0.5772
3 Бюракан, ПТ	-0.98	-0.0057	0.118	0.308	0.3307	0.2035
Пемзашен—1	-0.9989	-0.9498	-0.9663	-0.9601	0.1735	-0.2203
Пемзашен—2	-0.9665	-0.7266	-0.923	-0.773	-0.2133	-0.4262
4 Аргик—1	-0.9164	-0.2148	-0.5865	-0.3824	—	—
Артик—2	-0.8609	0.4787	0.1974	-0.6105	—	—
Туфашен	-0.8734	-0.7164	-0.6168	-0.7321	—	—
Талиш, ПТ	-0.0486	0.3463	-0.0491	-0.7119	-0.4433	0.1367
5 Ст. Кармрашен, ЕЛТ	-0.9271	-0.8154	-0.595	-0.6446	-0.5859	-0.6611
Разв. с. Аралых, ПТ	0.2846	-0.0721	-0.0137	-0.5923	-0.1817	-0.2013

Примечание: R_1 —коэфф. кор. пористости с плотностью; R_2 —со скоростью распространения продольных волн в сухих образцах. R_3 —то же в водонасыщенных образцах; R_4 —с параметром пористости, R_5 —с естественной остаточной намагниченностью, R_6 —с магнитной восприимчивостью; 1, 2, 3, 4, 5—последовательность отложения покровов игнимбритов (по К. И. Карапетяну).

ти производилось в лаборатории петрофизических исследований Ереванского гос. университета, а естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости—в ИФЗ АН СССР, по общепринятой методике [3].

Используя сведенные в таблицу 1 данные, рассмотрим корреляционные связи пористости с каждым из измеренных параметров.

Корреляция пористости с плотностью в подавляющем большинстве случаев отрицательная и, в общем, сильная ($R_1 = -0,7506 \div -0,9989$); в некоторых случаях—слабая ($R_1 = -0,3439$, Мансян, ЕЛТ* и $R_1 = -0,5605$, Мармашен, ЕЛТ) и очень слабая ($R_1 = -0,029$, Вохчаберд, ЕЛТ), а в одном случае—положительная слабая ($R_1 = 0,2846$, разв. с. Аралых, ПТ). Как видно из приведенных данных, корреляционная связь пористости с плотностью не зависит от петрографического типа игнимбритов.

Корреляция пористости со скоростью распространения продольных волн в сухих образцах выражена слабо. Только в одной трети случаев корреляционная связь сильная ($R_2 = -0,7163 \div -0,9488$), в 4-х случаях—слабая ($R_2 = -0,4206 \div -0,5563$), в 4-х случаях—очень слабая ($R_2 = -0,0057 \div -0,2602$) и в 4-х случаях—положительная слабая и очень слабая ($R_2 = 0,0154 \div 0,4787$). Причем, положительная (аномальная) корреляционная связь наблюдается в 2-х случаях в игнимбритах ПТ и по одному—в ЕЛТ и АТ. В этом случае также степень корреляционной связи не зависит от петрографического типа игнимбритов.

Корреляция пористости со скоростью распространения продольных волн в водонасыщенных образцах выражена слабее, чем с $v_{рс}$. В 4-х случаях из 18-и наблюдается сильная корреляция ($R_3 = -0,7359 \div -0,9663$), в 7-и случаях—слабая ($R_3 = -0,3094 \div -0,6188$), в 3-х случаях—очень слабая ($R_3 = -0,0137 \div -0,1834$). В 3-х случаях наблюдается очень слабая положительная (аномальная) корреляция ($R_3 = 0,0367 \div 0,1974$), а в одном—даже сильная положительная ($R_3 = 0,8618$, Спитак, ЕЛТ).

Здесь также степень корреляции не зависит от петрографического типа игнимбритов.

Корреляция пористости с удельным электрическим сопротивлением, точнее с параметром пористости, выражена несколько сильнее, чем с v_p : в 8-и случаях (почти половина) корреляционная связь сильная ($R'_4 = -0,7119 \div -0,9601$), в 5-и случаях—слабая ($R_4 = -0,3824 \div -0,6446$), в 2-х случаях—очень слабая ($R_4 = -0,0364 \div -0,1179$). В 3-х случаях из 18-и—положительная слабая ($R_4 = 0,2331 \div 0,5923$), наблюдается в игнимбритах ЕЛТ и ПТ. Степень корреляции, как и в предыдущих случаях, не зависит от петрографического типа игнимбритов.

Корреляция пористости с естественной остаточной намагниченностью выражена несравненно слабее, чем с σ , $v_{рс}$, $v_{рн}$, P_n . В 2-х случаях корреляционная связь сильная ($R_5 = -0,7891 \div -0,7985$, ЕЛТ), в 5-и случаях—слабая ($R_5 = 0,3753 \div -0,6167$), в 2-х случаях—очень слабая ($R_5 = -0,08 \div 0,2133$). В 3-х случаях наблюдается аномальная положительная слабая корреляция ($R_5 = 0,1725 \div 0,5652$). Здесь также степень корреляционной связи не зависит от петрографического типа игнимбритов.

Наиболее слабая корреляция наблюдается между пористостью и магнитной восприимчивостью. В 9-и случаях—слабая ($R_6 = -0,2053 \div -0,6611$), в одном случае—очень слабая ($R_6 = -0,07$). В 5-и случаях наблюдается положительная слабая корреляционная связь ($R_6 = 0,0419 \div 0,2035$). В этом случае также степень корреляционной связи не зависит от петрографического типа игнимбритов.

* Здесь и далее приняты следующие сокращения: ЕЛТ—игнимбриты еревано-ленинаканского типа, ПТ—пламенного типа и АТ—артинского типа.

Анализируя корреляционную связь пористости с другими петрофизическими параметрами, можно сказать, что наиболее сильная корреляция наблюдается между пористостью и плотностью. И это естественно, т. к. плотность обусловлена вещественным составом породы и ее пористостью. Поскольку вещественный состав игнимбритов в качественном и количественном отношении, за редким исключением, выдержан, то и сильная корреляция между плотностью и пористостью постоянна практически для всех игнимбритов.

Такие параметры как скорость распространения продольных волн, параметр пористости, естественная остаточная намагниченность и магнитная восприимчивость, в общем, плохо коррелируются с пористостью: величина коэффициента корреляции варьирует в широком диапазоне—от $-0,07$ до $-0,9601$, кроме того R принимает и положительные значения (также со значительной вариацией—от $0,0154$ до $0,8618$).

Наиболее слабая корреляция наблюдается между пористостью и остаточной намагниченностью, пористостью и магнитной восприимчивостью. Это также вполне объяснимо, т. к. решающее влияние на магнитные свойства породы оказывает химический состав и количество ферромагнетика, и только в некоторой степени ее структура, в том числе—пористость.

Что касается корреляции между пористостью и v_p , пористостью и параметром пористости, она, вопреки ожиданию [2, 3 и др], проявилась слабо, в некоторых случаях—очень слабо. В единичных случаях наблюдается даже положительная корреляционная связь. Такая закономерность говорит о том, что пористость не является доминирующим, определяющим фактором, от которого зависят все остальные физические параметры, а является одним из тех элементов структуры, которые оказывают суммарное воздействие на то или иное физическое свойство игнимбритов.

Здесь особо нужно оговорить поведение игнимбритов арктического типа. В большей их части наблюдается отрицательная сильная корреляционная связь пористости с σ , $v_{рс}$, $v_{рн}$ и P_n . Взаимосвязи этих параметров такие же, как в эффузивах, т. е. в значительной степени и главным образом перечисленные параметры зависят от пористости [2, 3 и др].

Таким образом, слабое влияние пористости на другие петрофизические параметры характерно для игнимбритов разного возраста, разных петрографических типов и химического состава (табл. 1), что позволяет распространить предположение о конъюнктурной роли пористости в общей структуре породы на игнимбриты вообще.

Подводя итог всему изложенному, следует сказать, что наблюдаемые слабые корреляционные связи пористости с другими петрофизическими параметрами, видимо, обусловлены взаимодействием многих факторов, влияющих на окончательное формирование структуры игнимбритов. Это приводит зачастую к самым неожиданным и, казалось бы, парадоксальным результатам (как например, образование наиболее пористых игнимбритов в средней части потоков). Иными словами, кроме вещественного состава на петрофизические свойства игнимбритов влияет их структура, сложившаяся под воздействием многих факторов, в том числе, геофизических полей. Пористость, являясь одним из элементов этой структуры, не всегда играет в ней доминирующую роль, что и отражается на степени ее корреляции с другими петрофизическими параметрами.

И последнее—хорошая (по сравнению с другими типами) корреляция пористости с другими петрофизическими параметрами в игнимбритах арктического типа, по-видимому, обусловлена тем, что перерожденная структура их наиболее близка к структуре эффузивов, поэтому пористость в них имеет совершенно иной характер, чем в игнимбритах

еревано-ленинканского типа *.

Основываясь на характере корреляционной связи пористости с другими петрофизическими параметрами, можно заключить, что игнимбриты и в этом аспекте занимают особое положение, отличное от остальных типов пород (осадочных, эффузивных, интрузивных, метаморфических).

Институт геологических наук
АН АрмССР

Поступила 28.XII 1987.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каралетян К. И., Солодовников Г. М. Новые данные о возрасте и стратиграфии игнимбритов Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, № 2, с. 24—30.
2. Состав, физические свойства и вопросы петрогенезиса новейших вулканических образований Армении—М. И. Толстой, К. Г. Ширинян, И. М. Остафийчук и др.—Изд. АН АрмССР, Ереван, 1980, 322 с.
3. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика (Под ред. Н. Б. Дортман)—М.: Недра, 1984, 455 с.
4. Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1961, 160 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XLII, № 2, 70—72

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.834

С. Р. ПАЙЛЕВАНЯН

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ОЦЕНКИ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ И НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД УЛЬТРАЗВУКОВЫМ МЕТОДОМ

Распространение упругих колебаний в горной породе рассматривается как энергетический процесс. По мере распространения в среде интенсивность волны уменьшается в результате того, что встречающиеся на пути волны препятствия способны отразить, рассеять или поглотить энергию упругих волн. Уменьшение интенсивности упругой волны вследствие этих явлений является частотнозависимым.

Если в одной точке горного массива будут последовательно возбуждаться упругие колебания на различных частотах, но одинаковой амплитуды, а в другой на значительном расстоянии от первой, много большем длины упругой волны ($L_{\text{мин}} > 5\lambda$), они будут приниматься, то при равномерной частотной характеристике электроакустического тракта и неизменности излучателя, амплитуда принимаемых колебаний будет изменяться с изменением частоты. Это эффект фильтрующего действия реальных сред, в том числе следующих факторов:

- частотная зависимость поглощения энергии упругих колебаний;
- интерференция в слоистой среде упругих волн (продольных, поперечных, объемных), зависящая от отношения толщины слоев к длине волны и угла падения на слой;
- различие акустических жесткостей слоев;
- рассеяние энергии упругих колебаний на мелких неоднородностях и шероховатостях поверхностей раздела слоев, зависящих от соотношения длины волны и размеров неоднородностей.

Вследствие анизотропии каждая частица горной породы имеет свои прочностные и акустические характеристики, не сходные с таки-

* В игнимбритах автором выделено три типа пористости: 1—интерстиционный (пространство между пепловыми частицами, а также между ними и кристаллами, ксенолитами и фьямме); 2—везикулярный (газовые пузырьки); 3—трещиноватый (перлитовые и контактовые трещинки), особенно отчетливо проявляющийся при механической обработке.

В игнимбритах ЕЛТ пористость складывается из первого и третьего, в АТ—преимущественно второго, а в ПТ—всех трех типов.

еревано-леннаканского типа *.

Основываясь на характере корреляционной связи пористости с другими петрофизическими параметрами, можно заключить, что игнимбриты и в этом аспекте занимают особое положение, отличное от остальных типов пород (осадочных, эффузивных, интрузивных, метаморфических).

Институт геологических наук
АН АрмССР

Поступила 28.XII 1987.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каралетян К. И., Солодовников Г. М. Новые данные о возрасте и стратиграфии игнимбритов Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, № 2, с. 24—30.
2. Состав, физические свойства и вопросы петрогенезиса новейших вулканических образований Армении—М. И. Толстой, К. Г. Ширинян, Н. М. Остафийчук и др.—Изд. АН АрмССР, Ереван, 1980, 322 с.
3. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика (Под ред. Н. Б. Дортман)—М.: Недра, 1984, 455 с.
4. Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1961, 160 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XLII, № 2, 70—72

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.834

С. Р. ПАЙЛЕВАНЯН

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ОЦЕНКИ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ И НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД УЛЬТРАЗВУКОВЫМ МЕТОДОМ

Распространение упругих колебаний в горной породе рассматривается как энергетический процесс. По мере распространения в среде интенсивность волны уменьшается в результате того, что встречающиеся на пути волны препятствия способны отразить, рассеять или поглотить энергию упругих волн. Уменьшение интенсивности упругой волны вследствие этих явлений является частотнозависимым.

Если в одной точке горного массива будут последовательно возбуждаться упругие колебания на различных частотах, но одинаковой амплитуды, а в другой на значительном расстоянии от первой, много большем длины упругой волны ($L_{\text{min}} > 5\lambda$), они будут приниматься, то при равномерной частотной характеристике электроакустического тракта и неизменности излучателя, амплитуда принимаемых колебаний будет изменяться с изменением частоты. Это эффект фильтрующего действия реальных сред, в том числе следующих факторов:

- частотная зависимость поглощения энергии упругих колебаний;
- интерференция в слоистой среде упругих волн (продольных, поперечных, объемных), зависящая от отношения толщины слоев к длине волны и угла падения на слой;
- различие акустических жесткостей слоев;
- рассеяние энергии упругих колебаний на мелких неоднородностях и шероховатостях поверхностей раздела слоев, зависящих от соотношения длины волны и размеров неоднородностей.

Вследствие анизотропии каждая частица горной породы имеет свои прочностные и акустические характеристики, не сходные с таки-

* В игнимбритах автором выделено три типа пористости: 1—интерстиционный (пространство между пепловыми частицами, а также между ними и кристаллами, ксенолитами и фьямме); 2—везикулярный (газовые пузырьки); 3—трещиноватый (перлитовые и контактовые трещинки), особенно отчетливо проявляющийся при механической обработке.

В игнимбритах ЕЛТ пористость складывается из первого и третьего, в АТ—преимущественно второго, а в ПТ—всех трех типов.

ми же характеристиками других частиц. Ввиду этого пространственное распределение свойств частиц имеет характер случайного процесса даже для вполне однородных пород. Носителем информации о физико-механических параметрах, случайно распределенных в пространстве частиц горных пород, являются упругие волны, амплитуда, частота и фаза которых изменяются во времени по случайному закону в заданных пределах.

В качестве носителя информации о напряженном состоянии горных пород можно использовать изменяемый по частоте в пределах некоторой полосы частот непрерывный синусоидальный сигнал. Горную породу можно представить как линейную инерционную систему, параметры которой, например, плотность, модуль Юнга, вязкость и другие, по пути прохождения акустической волны являются случайными величинами. В качестве характеристики такой линейной системы принимается передаточная функция—спектральная поглощающая способность горной породы. Затухание излученного спектра случайных шумов обратно пропорционально длине базы и прямо пропорционально величине частотнозависимой поглощающей способности породы. С укорочением базы полоса пропускания принятого сигнала расширяется, в связи с этим возникает необходимость оценивать возможные изменения спектрального состава принимаемых волн в зависимости от длины базы прозвучивания.

Для простоты вычисления представим неоднородность затухания спектра по частоте на расстоянии Δl в виде линейной зависимости

$$K(\omega) = -A\omega + K_0, \quad (1)$$

а спектр, зарегистрированный на расстоянии l_0 от излучателя, в виде:

$$G(\omega) = \frac{1}{K(\omega)}, \quad (2)$$

в полосе частот $[\omega_1; \omega_2]$.

Тогда из условия нахождения ω_{01} , усреднением по спектру

$$\int_{\omega_1}^{\omega_{01}} G_1(\omega) d\omega = \int_{\omega_{01}}^{\omega_2} G_1(\omega) d\omega \quad (3)$$

найдем значение ω_{01} :

$$\omega_{01} = \frac{K_0 - \sqrt{(K_0 - A_0\omega_2)(K_0 - A_0\omega_1)}}{A_0}. \quad (4)$$

На расстоянии $l_0 + \Delta l$ от излучателя будет зарегистрирован сигнал со спектром

$$G_2(\omega) = K(\omega) \cdot G_1(\omega). \quad (5)$$

Из уравнений (1), (2) и (5) получим $G_2(\omega) = 1$, а из условия нахождения ω_{02} усреднением по спектру

$$\int_{\omega_1}^{\omega_{02}} G_2(\omega) d\omega = \int_{\omega_{02}}^{\omega_2} G_2(\omega) d\omega \quad (6)$$

найдем значение ω_{02} :

$$\omega_{02} = \frac{\omega_1 + \omega_2}{2}. \quad (7)$$

Для простоты вычислений базу прозвучивания увеличим еще на Δl . Тогда на расстоянии $l_0 + 2\Delta l$ от излучателя будет зарегистрирована волна со спектром $G_3(\omega)$:

$$G_3(\omega) = K(\omega) \cdot G_2(\omega) = K^2(\omega) \cdot G(\omega) = K(\omega).$$

Значение ω_{03} находим аналогично ω_{01} и ω_{02} усреднением по спектру

$$\int_{\omega_1}^{\omega_{0,3}} G_3(\omega) d\omega = \int_{\omega_{0,2}}^{\omega_2} G_3(\omega) d\omega, \quad (8)$$

$$\omega_{03} = \frac{K_0 - \sqrt{K_0^2 - A_0 \left[K_0(\omega_1 + \omega_2) - \frac{A}{2}(\omega_1^2 + \omega_2^2) \right]}}{A_0}. \quad (9)$$

Непосредственное изучение принятого спектра $G_2(\omega)$ является затруднительным и поэтому удобно получить параметры спектра косвенно, выражая их через параметры корреляционной функции, используя при этом формулы перехода Фурье:

$$B(\tau) = \frac{1}{2} \int_{-\infty}^{\infty} G(\omega) \exp(i\omega\tau) d\omega; \quad (10)$$

и

$$G(\omega) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} B(\tau) \exp(-i\omega\tau) d\tau. \quad (11)$$

Следовательно, любое изменение состава $G(\omega)$ немедленно отразится и на параметрах корреляционной функции $B(\tau)$.

Период корреляционной функции τ_0 приближенно равен

$$\tau_0 \sim \frac{2\pi}{\omega_0} = \frac{1}{f_0}.$$

Отсюда вытекает возможность оценки физико-механических свойств горных пород и изменения напряженного состояния массива в зависимости от изменений физических свойств пород, посредством измерения параметров корреляционной функции, имеющих связь со спектральной поглощающей способностью горных пород $K(\omega)$.

Для оценки физико-механических свойств горных пород вводим показатель, характеризующий смещение средней частоты принятого спектра на единице пути прохождения упругой волны:

$$\Delta f_0 = \frac{f_{01} - f_{02}}{l_1 - l_2}. \quad (12)$$

Из-за случайного распределения плотности, модуля Юнга и вязкости величина Δf_0 будет иметь дисперсию тем большую, чем больше неоднородность исследуемой горной породы. Поэтому резкое изменение Δf_0 связано с наличием структурных отложений, трещин, пор, параметры которых значительно отличаются от таких же усредненных показателей однородной горной породы.

Помимо этого изменения в спектре принимаемых волн, наблюдается также при изменении базы прозвучивания. Смещения Δf_0 , определенные из первых двух измерений

$$\Delta f_0 = \frac{f_{02} - f_{01}}{\Delta l} \quad (13)$$

и из первого и третьего измерений

$$\Delta f_0 = \frac{f_{03} - f_{01}}{2\Delta l} \quad (14)$$

будут отличаться, в чем можно убедиться подставив в выражение (12) значения частот из (4), (7) и (9).

Таким образом учет искажений спектра принимаемых колебаний при линейном законе затухания позволяет оценить те изменения спектра, которые связаны с напряженным состоянием массива горных пород. При этом рекомендуется использовать смещения средней частоты принятого спектра на единице пути прохождения упругой волны по формуле (12).

Исследование физико-механических свойств горных пород корреляционным способом эффективно благодаря взаимосвязи акустических параметров и физико-механических свойств. Этот вывод распространяется на породы, имеющие спектральные характеристики, аппроксимируемые экспонентой или близкой к ней кривой.

Для осуществления контроля свойств горных пород и их неоднородностей спектральными и корреляционными методами в исследуемый блок горной породы излучаются акустические волны, параметры которых изменяются во времени по случайному закону. Далее вычисляется частота спектральной плотности f_{01} на длине элемента горной породы, равной l_1 . После этого длина первоначально взятого элемента уменьшается на величину Δl и производится повторное измерение частоты спектральной плотности f_{02} на полученной длине $l_2 = l_1 - \Delta l$. Используя формулу (12), с учетом искажений по формулам (13) и (14), находят величину смещения частоты Δf_0 , по которой определяются искомые параметры горной породы (напряженное, физико-механический параметр) по ранее снятым корреляционным зависимостям типа $R = f(\Delta f_0)$.

Институт геофизики
и инженерной сейсмологии
АН АрмССР

Поступила 19.IX 1988

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XLII, № 2, 73—75

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

**О X ВСЕСОЮЗНОМ ЛИТОЛОГИЧЕСКОМ СОВЕЩАНИИ
«ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-
ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН
Mz—Kz (КАРПАТЫ, КАВКАЗ, АНАДЫРЬ, КАМЧАТКА,
САХАЛИН, СОВ. ПРИМОРЬЕ)»**

С 21 по 27 ноября 1988 г. вблизи г. Дилижана АрмССР (в Доме творчества композиторов) состоялось X ВЛС, в котором участвовало 60 представителей геологических научных, учебных и производственных учреждений страны (Москвы, Киева, Львова, Тбилиси, Еревана, Новосибирска, Душамбе, Хабаровска, Магадана, Южно-Сахалинска, Петропавловска-Камчатского, Анадыря). Совещание было создано по решению Межведомственного литологического комитета АН СССР с согласия АН АрмССР, организатор совещания—Институт геологических наук АН АрмССР, с участием ПО «Армгеология».

Открывая совещание зам. академика-секретаря Отделения химических и геологических наук АН АрмССР, академик АН АрмССР

$$\Delta f_0 = \frac{f_{02} - f_{01}}{\Delta l} \quad (13)$$

и из первого и третьего измерений

$$\Delta f_0 = \frac{f_{03} - f_{01}}{2\Delta l} \quad (14)$$

будут отличаться, в чем можно убедиться подставив в выражение (12) значения частот из (4), (7) и (9).

Таким образом учет искажений спектра принимаемых колебаний при линейном законе затухания позволяет оценить те изменения спектра, которые связаны с напряженным состоянием массива горных пород. При этом рекомендуется использовать смещения средней частоты принятого спектра на единице пути прохождения упругой волны по формуле (12).

Исследование физико-механических свойств горных пород корреляционным способом эффективно благодаря взаимосвязи акустических параметров и физико-механических свойств. Этот вывод распространяется на породы, имеющие спектральные характеристики, аппроксимируемые экспонентой или близкой к ней кривой.

Для осуществления контроля свойств горных пород и их неоднородностей спектральными и корреляционными методами в исследуемый блок горной породы излучаются акустические волны, параметры которых изменяются во времени по случайному закону. Далее вычисляется частота спектральной плотности f_{01} на длине элемента горной породы, равной l_1 . После этого длина первоначально взятого элемента уменьшается на величину Δl и производится повторное измерение частоты спектральной плотности f_{02} на полученной длине $l_2 = l_1 - \Delta l$. Используя формулу (12), с учетом искажений по формулам (13) и (14), находят величину смещения частоты Δf_0 , по которой определяются искомые параметры горной породы (напряженное, физико-механический параметр) по ранее снятым корреляционным зависимостям типа $R = f(\Delta f_0)$.

Институт геофизики
и инженерной сейсмологии
АН АрмССР

Поступила 19.IX 1988

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XLII, № 2, 73—75

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

**О X ВСЕСОЮЗНОМ ЛИТОЛОГИЧЕСКОМ СОВЕЩАНИИ
«ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-
ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН
Mz—Kz (КАРПАТЫ, КАВКАЗ, АНАДЫРЬ, КАМЧАТКА,
САХАЛИН, СОВ. ПРИМОРЬЕ)»**

С 21 по 27 ноября 1988 г. вблизи г. Дилижана АрмССР (в Доме творчества композиторов) состоялось X ВЛС, в котором участвовало 60 представителей геологических научных, учебных и производственных учреждений страны (Москвы, Киева, Львова, Тбилиси, Еревана, Новосибирска, Душамбе, Хабаровска, Магадана, Южно-Сахалинска, Петропавловска-Камчатского, Анадыря). Совещание было создано по решению Межведомственного литологического комитета АН СССР с согласия АН АрмССР, организатор совещания—Институт геологических наук АН АрмССР, с участием ПО «Армгеология».

Открывая совещание зам. академика-секретаря Отделения химических и геологических наук АН АрмССР, академик АН АрмССР

Габриелян А. А. отметил основные проблемы типизации стратифицированных формаций региона Малого Кавказа. Председатель Оргкомитета совещания, чл.-корр. АН СССР Тимофеев П. П. охарактеризовал задачи совещания, историю развития учения о формациях в СССР, основные его тенденции на современном этапе, подчеркнув важность широкого внедрения фациального анализа, выделения генетических особенностей пород, слагающих формации. В докладах были продемонстрированы значительные достижения в изучении и типизации офиолитовых разрезов, включая разрезы надофиолитового комплекса офиолитовых зон Востока СССР. Показаны были примеры латеральных вариаций и разнообразие соотношений вулканогенно-осадочных толщ с зонами тектонического серпентинитового меланжа, приведены также геохимические особенности дифференцированных продуктов базальтоидного вулканизма (включая шикриты), позволяющие предложить разнообразие геодинамических обстановок возникновения офиолитового вулканизма, от океанических плато до островодужных обстановок и краевых морей (Колясников Ю. А. и др.; Гранник В. М. и др.; Сафонов В. Г., Рождественский В. С. и др.). Подробно охарактеризованы обломочные продукты, сопровождающие офиолитовые разрезы и более молодые, относящиеся к энсиматическим и энсалическим окраинно-континентальным и внутриконтинентальным обстановкам (флишевая, молассовая формации), намечены пути воссоздания геодинамических обстановок их накопления в зависимости от минералого-геохимического составов (Маркевич Н. Б. и др.).

Новые результаты были приведены по региону Малого Кавказа. В Турагачайском синклинии в разрезе офиолитовой зоны выделяются (Карякин Ю. В.) нижний-гипербазитовый и верхний-эффузивно-радиоларитовой покровы. Эта схема отличается от приводимых ранее соотношений покровных пластин для соседнего, Сарыбабинского синклиория (Соколов, 1977, Ломизе, Панов, 1975). В этой же зоне выделена эффузивно-карбонатная формация предположительно палеозойского возраста. Учитывая и более ранние находки олистолитов известняков позднего триаса в Акеринской зоне, а затем у Зодского перевала, включающих вулканомиктовую примесь, эти данные доказывают своеобразие доюрских разрезов Севано-Акеринской зоны и их отличие от платформенных разрезов более южных выходов палеозоя-триаса, принадлежащих, как полагает большинство исследователей, краю Иранской плиты. На совещании приведена была формационная типизация фанерозойского разреза зоны Зангезурского глубинного разлома, отмечены находки в олистолитовых толщах пластин серпентинитов (Успенская Е. А. и др.). Снос серпентинитов реконструируется из осевой части компрессированного глубоководного прогиба с корой, близкой к океанической, доаптического возраста, а гранитоидов—с западной гряды поднятий (Мегринский антиклинорий), где предполагается наличие допалеогеновых крупных гранитоидов (Таян Р. Н. и др.). Подробно охарактеризованы терригенная, карбонатно-вулканогенная (поздняя юра-неоком) и флишевая (палеоген) формации региона (Мандалян Р. А., Саркисян О. А. и Садоян А. А.). По региону Карпат приведены результаты литолого-петрологических исследований продуктов вулканизма, сходного с вулканизмом океанического дна, отчасти СОХ. Предполагается, что при рифтогенезе континентальной коры в триасе образовались крупные прогибы с последующим океанообразованием в юре-неокоме. Отмечена была сложность палеогеологических реконструкций области Карпат ввиду аллохтонного размещения и фрагментарности выходов офиолитовой ассоциации (Ляшкевич и др.). Были также заслушаны доклады по общим вопросам седиментогенеза и обстановкам офиолитообразования. Были продемонстрированы карты геодинамических обстановок для области Тетис с достаточно новой интерпретацией для среднеазиатско-афганского ее сектора (Троицкий В. И.). Были обсуждены вопросы эвапоритонакопления в мезозое Тетиса (Жарков М. А.). Предложены критерии распозна-

навания по геохимическим особенностям продуктов вулканизма и пород перидотитового фундамента геодинамических обстановок формирования офиолитовой серии (Попско В. А., Цамерян О. П. и др., Рождественский В. С. и др., Паланджян С. А. и др.). Приведены примеры разнообразия структуры офиолитовых покровов и параавтохтонов в Мезотетисе и в частности в Вединской зоне Малого Кавказа (Сатян М. А., Ломизе М. Г.). При обсуждении принципов выделенных конкретных формаций акцентировалось внимание на целесообразность выделения парагенезов пород (естественных наблюдаемых ассоциаций). Большинство выступивших отмечали, что нет серьезных противоречий в парагенетической и генетической подходах к типизации формаций, рассматривая их как следственные этапности и уровня исследования и внедрения новейших (физико-химических и термодинамических) методов воссоздания обстановки эндогенных и экзогенных процессов, особенно сложно сочетающихся в офиолитогенезе. На совещании было высказано мнение о необходимости усиления исследований по литологии стратифицированных формаций офиолитовых зон, их типизации, а также типизация их рядов. Это имеет первостепенное значение для более объективного воссоздания геодинамики континентальных окраин Тетиса и Тихого океана. Предложено с этой целью обсудить на сессии МЛК проведение через офиолитовые зоны и зоны обрамления литологических траверсов в комплексе с геофизическим изучением строения коры (Троицкий В. И., Кирилова Г. Л., Чихрадзе Г. А.). Было отмечено, что для воссоздания типов офиолитовых и сопряженных с ними бассейнов геологического прошлого необходима разработка методик приближенной количественной оценки баланса генетически разного вещества, причем, особое внимание должно быть уделено веществу вулканическому, объемы которого несоизмеримо большие, а также веществу, выносимому гидротермами (Ломизе М. Г., Курносое В. Б.). Подчеркивалось, что литологические формации, характеризующиеся парагенезами пород и их сообществами, представляют прежде всего геологически трехмерные тела. В этой связи характеристики постседиментационных и наложенных (тектонических) преобразований пород и всего объема формации особенно важны для типизации формаций офиолитовой серии, которые, как известно, наиболее интенсивно деструктурированы. Выказывалось также мнение, что принципы типизации и номенклатуры формации на современном этапе не должны быть строго регламентированы, а приспособлены к своеобразию строения, вещественного состава, степени гетерогенности геологических формаций (Жарков М. А.). Особо обращалось внимание на практическую ценность выделения, типизации и картирования формаций для минерагенических задач, задач тектонического районирования и др. Участники совещания также отметили продуктивность проведения обсуждения для разработки более или менее согласованной дальнейшей программы исследований офиолитовых зон Мз—Кз и зон обрамления.

24-го ноября была организована геологическая экскурсия на выходы офиолитовой серии южного склона Ерахского хребта, относящиеся к Вединской офиолитовой зоне. К экскурсии был издан путеводитель. Участникам экскурсии было показано своеобразие офиолитового разреза Вединской зоны: доминирование высокотитанистых, высококальциевых базальтов, подчиненная роль радиоляритов (сравнительно с микритовыми известняками), малочисленность и небольшие размеры протрузий серпентинизированных ультрабазитов, наличие в поле выходов вулканитов трубок взрыва (высокомагнезиальных и кальциевых вулканокластов) и др.

В заключение совещания участники выразили благодарность АН АрмССР, ИГН АН АрмССР и Оргкомитету за хорошую организацию совещания.

ЮБИЛЕЙНАЯ НАУЧНАЯ СЕССИЯ, ПОСВЯЩЕННАЯ
75-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ ВИДНОГО
СОВЕТСКОГО УЧЕНОГО, АКАДЕМИКА АН АРМССР
И. Г. МАГАКЬЯНА

6 апреля 1989 г. в конференц-зале ИГН АН АрмССР прошла юбилейная научная сессия на тему «Актуальные проблемы металлогении Малого Кавказа», посвященная 75-летию со дня рождения видного ученого, академика АН АрмССР, бессменного Председателя Армянского отделения Всесоюзного минералогического общества и редактора «Записок Арм. отд. ВМО» И. Г. Магакьяна, организованная Отделением химических и геологических наук АН АрмССР, Институтом геологических наук АН АрмССР, Армянским геологическим обществом и Армянским отделением Всесоюзного минералогического общества.

В работе сессии приняли активное участие представители научных учреждений, производственных организаций, высших учебных заведений и общественности Республики.

Открыл сессию директор ИГН АН АрмССР, член-корр. АН АрмССР С. В. Григорян, подчеркнувший большой вклад И. Г. Магакьяна в развитии геологической науки, создании металлогенической школы в республике и подготовке высококвалифицированных кадров.

В своем вступительном слове зам. академика-секретаря Отделения химических и геологических наук АН АрмССР академик АН АрмССР А. А. Габриелян отметил выдающуюся роль академика И. Г. Магакьяна в развитии и становлении металлогении, как науки, и достойно представлявшего республику в нашей стране и за рубежом. Выступающий акцентировал внимание присутствующих на большое наследие, оставленное И. Г. Магакьяном, как в виде многочисленных трудов, принесших ему мировую известность, так и учеников, плодотворно работающих в различных научных и производственных организациях нашей страны; отмечалась большая организаторская деятельность И. Г. Магакьяна на посту академика-секретаря Отделения наук о Земле. В заключение своего выступления академик А. А. Габриелян, отдавая дань вкладу И. Г. Магакьяна в становлении науки в Армении, подчеркнул, что он остается среди нас, поскольку жива память о нем, которая так зримо ощущается на этой сессии, посвященной 75-летию со дня его рождения.

На юбилейной сессии были заслушаны 10 научных докладов, посвященных ряду актуальных проблем металлогении Малого Кавказа.

С большим вниманием был заслушан доклад доктора г.-м.н. А. И. Карапетяна «И. Г. Магакьян—основоположник металлогенической школы Армении». Докладчик на основании анализа большого научного наследия ученого показал, что его региональные металлогенические исследования и работы, посвященные металлогении рудных районов, специальной, глобальной и теоретической металлогении были пионерными не только в Армении, но и во всей нашей стране и в мире. Поэтому И. Г. Магакьян по праву считается одним из основателей металлогенической науки.

В докладе д. г.-м.н. Ш. О. Амиряна и к. г.-м.н. А. С. Фармазяна «Роль академика АН АрмССР И. Г. Магакьяна в развитии науки о рудных месторождениях», отмечался его огромный вклад в изучении и развитии различных разделов и отраслей науки о рудных месторождениях—геологии рудных месторождений, металлогении, минералогии, геохимии и минераграфии, обобщение большого фактического материала по которым (как по месторождениям СССР, так и зарубежных

стран) в капитальных монографиях и учебных пособиях позволило по-новому рассматривать и определять пути решения ряда проблем учения о рудных месторождениях.

В докладе члена-корр. АН АрмССР С. В. Григоряна и к. г.-м. н. Б. М. Меликсетяна «Геохимические аспекты металлогении Армении» были затронуты вопросы, связанные с тремя главными направлениями в геохимических исследованиях: 1) источниками рудообразующих веществ (металлов и флюидов) главных формаций республики, 2) изотопно-геохимическими критериями анализа латеральной магмо-металлогенической зональности и методами геодинамических палеорекоkonструкций, 3) анализом первичных геохимических ореолов с выделением объективных границ месторождений, зональных и аazonальных полей. Было особенно отмечено, что первичные геохимические поля зонального типа представляют зоны концентрирования в виде окаймляющих рудных тел и месторождений, а аazonальные — зоны рассеяния рудной минерализации, фиксирующие пути миграции рудообразующих процессов; более полное использование достижений теоретической и прикладной геохимии при составлении прогнозно-металлогенических карт повысит эффективность и качество поисковых работ, а также приведет к значительному повышению количества запасов за счет контура зональных геохимических полей концентрирования.

Выявлению связи эндогенных процессов и гидротермального оруденения был посвящен доклад к. г.-м. н. Л. С. Меликяна «Комплекс малых интрузий и гидротермальное оруденение», в котором, на примере Зодского и других месторождений, автор изложил свои представления о возможной роли малых интрузий в становлении месторождений гидротермального класса, а, следовательно, и уточнению геодинамических основ металлогении регионов и отдельных рудоносных площадей.

Доктор г.-м. н. С. Б. Абовян в своем докладе «Металлогения офиолитовых поясов Малого Кавказа» остановился на закономерностях размещения месторождений и рудопроявлений, связанных генетически и пространственно с доверхнесенонскими габбро-перидотитовым (хромит, магнезит, платиноиды, никель, кобальт) и диабаз-спилитовым (марганец, медь), эоценовым габбро-диоритовым (железные руды) комплексами Севано-Акеринского и Ведикского офиолитовых поясов: в докладе были также рассмотрены пространственно приуроченные к офиолитовым поясам месторождения и проявления (золото, ртуть, мышьяк, сурьма), связанные с гидротермальной деятельностью малых интрузий.

Коллектив авторов — доктора г.-м. н. Ш. О. Амирян, Р. Н. Зарьян, А. И. Карапетян, Г. О. Пиджян, кандидаты г.-м. н. Г. Б. Межлумян, В. О. Пароникян, А. С. Фармазян, Л. П. Яшвили — в докладе «Главнейшие рудные формации Армянской ССР, их генетические особенности, перспективы и проблемы дальнейших исследований» рассмотрели принципы выделения и классификации рудных формаций, геологические условия образования, металлогенические, минералого-геохимические особенности, перспективность, задачи и направления дальнейших научно-исследовательских и геологических работ.

Кандидат г.-м. н. М. А. Кукулян в докладе «К методике использования эндогенной зональности месторождений в металлогеническом анализе» на примере Личкского медного и Марджанского золото-сурьмяно-полиметаллического месторождений показал возможность использования этой зональности при комплексном моделировании рудогенерирующих систем эндогенных месторождений, в частности оценивать эволюцию термодинамических условий процесса рудоотложения и наметить динамику поступления гидротермального раствора в рудоформирующую полость, с последующей оценкой корней месторождения.

В докладе кандидатов г.-м. н. Г. А. Саркисяна и Э. М. Налбандяна «Метасоматические аспекты магматизма и металлогении Армян-

ской ССР» была дана характеристика послемагматических метасоматических комплексов альпийского цикла развития структурно-формационных зон Малого Кавказа, сделан парагенный анализ вертикальных рядов одновозрастных (сопряженных) разнотипных метасоматических комплексов, расширяющий возможности регионального металлогенического анализа и локального прогноза и могущий служить важным дополнительным методом при ретроспективных геологических исследованиях.

Доклад к. г.-м. н. В. И. Луценко и А. В. Луценко «Статистическая оценка относительных зависимостей между металлами в рудных телах» был посвящен использованию созданного в последние годы для исследования структурной неоднородности многомерных объектов L-формализма, позволившего на примере золото-полиметаллического тела установить геохимический изоморфизм элементов в минералах, наличие зональности в распределении минерализации и различить генетические связи от кинематических, что свидетельствует о работоспособности предложенного формализма.

В докладе к. г.-м. н. Г. Б. Межлумяна «Главнейшие формационно-металлогенические особенности железных руд Малого Кавказа» была дана краткая характеристика состояния изученности железных руд региона, рассмотрены вопросы формационной классификации и главнейшие металлогенические особенности железорудных месторождений и проявлений. Докладчик дал также оценку предварительных промышленных перспектив наиболее интересных железорудных объектов и формаций в целом.

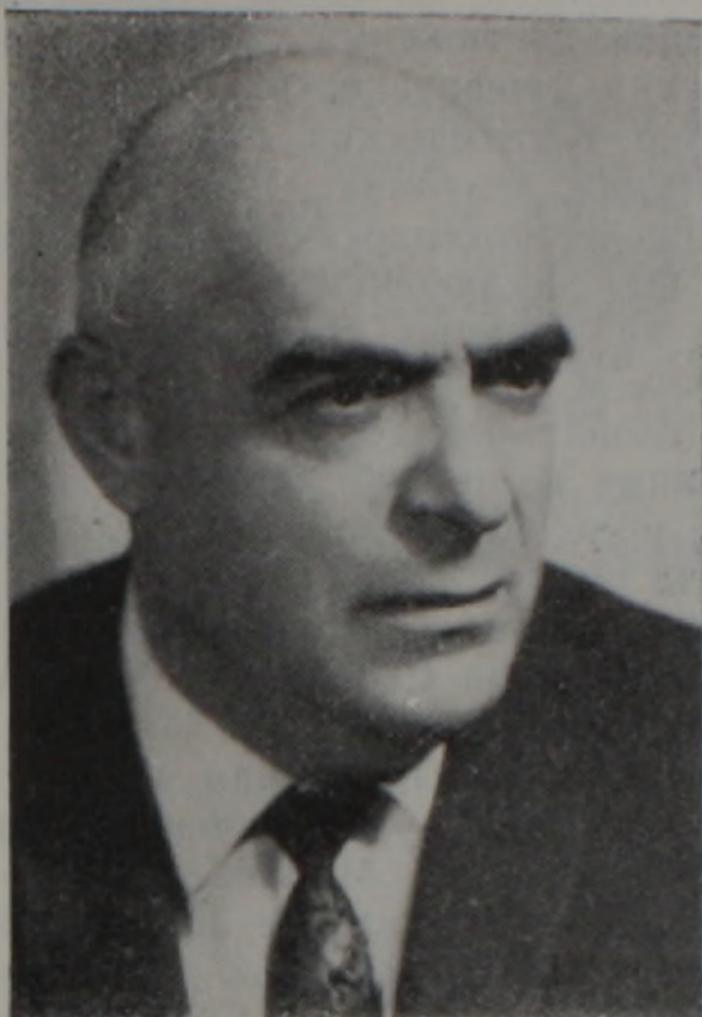
На сессию был представлен доклад доктора г.-м. н. Э. А. Сагателян «Современные аспекты минерогенеза Армении».

В обсуждении докладов приняли участие и с воспоминаниями о И. Г. Магакьяне о его вкладе в развитие науки, высокой культуре и человечности выступили к. г.-м. н. Р. А. Саркисян, Ю. А. Мартиросян и другие, отметившие также большое значение организованной научной сессии и ее роль в воспитании молодого поколения геологов республики.

По окончании сессии ее участники возложили цветы на могилу И. Г. Магакьяна в Городском пантеоне, где с речью выступили многолетние коллеги и друзья кандидаты г. м. н. Л. А. Авакян и Г. П. Багдасарян.

Б. М. МЕЛИКСЕТЯН, К. Г. ШИРИНЯН, З. О. ЧИБУХЧЯН

АШОТ ТИГРАНОВИЧ АСЛАНЯН



Геологическая наука Советской Армении понесла тяжелую утрату. После продолжительной болезни на 71-м году жизни скончался академик Академии наук Армянской ССР, член КПСС с 1945 года, заслуженный деятель науки Армянской ССР, доктор геолого-минералогических наук, профессор Асланян Ашот Тигранович.

А. Т. Асланян родился 7 февраля 1919 г. в городе Иджеване. После окончания в 1941 г. геологического факультета Ереванского государственного университета был призван в армию, сражался на фронтах Великой Отечественной войны.

Будучи аспирантом, а затем и научным сотрудником, А. Т. Асланян прошел школу геологической науки у таких видных ее представителей, как К. Н. Паффенгольц, А. П. Демехин, Ю. П. Арапов, В. П. Ренгартен, сохранив через всю свою жизнь признательность к их благородному вкладу в развитие геологии и минеральных ресурсов региона. А. Т. Асланян был глубоким знатоком истории развития геологии Армении и сопредельных с нею областей. Ему были хорошо знакомы работы первопроходцев—Г. Аби́ха, Х. Линча и др., работы геологов довоенного (до 40-х годов) времени. Особенно тесно всей своей деятельностью ученого и организатора науки А. Т. Асланян был связан с геологами послевоенных годов. Со специалистами центральных организаций Москвы, Ленинграда и других городов страны его связывали научные интересы, личные дружеские отношения, с ними он находился в переписке, делился своим опытом, публиковал ряд совместных работ. Он был убежденным пропагандистом необходимости всемерного развития тесных научных контактов между геологами Кавказа.

В 1945—1954 гг. А. Т. Асланян возглавлял отдел региональной геологии Института геологических наук АН Армянской ССР. В 1947 г. защитил кандидатскую диссертацию. С 1954 по 1965 гг. он работал главным инженером, затем начальником Управления геологии Совета Министров Армянской ССР. Под его руководством в эти годы была осуществлена большая работа по расширению минерально-сырьевой

базы республики на основе новейших методов поиска и разведки полезных ископаемых. Следует отметить большой личный вклад А. Т. Асланяна в выдвигании под разведку и передачу промышленности ряда крупных месторождений: перлитов и бентонитов, концентраций благородных металлов. Особо заметна его деятельность, как руководителя территориальной геологической производственной организации, в расширении и повышении качества геолого-съёмочных работ с привлечением новейших достижений обостратиграфии и радиогеохронологии, в расширении геофизических исследований строения недр региона, в постановке тематических научно-производственных исследований по металлогении, тектонике, рудоносности. Значителен вклад А. Т. Асланяна в инженерно-геологические исследования региона. Ему принадлежит более 200 заключений о геологических условиях строительства различных инженерных сооружений: плотин, мостов, тоннелей, шахт, дорог, газо- и водопроводов, линий электропередач. За капитальный труд «Региональная геология Армении», в котором нашли отражение исследования в области геологического строения, тектоники и месторождений полезных ископаемых Армянской ССР, А. Т. Асланяну в 1957 г. была присуждена ученая степень доктора геолого-минералогических наук. Под его руководством и редакцией в 1970 г. была издана монография «Геология СССР, том XIII, Армянская ССР», где ему принадлежит ряд разделов.

В 1965 г. А. Т. Асланян был избран членом-корреспондентом АН Армянской ССР, в том же году назначен ректором Ереванского политехнического института им. К. Маркса. С 1966 по 1975 гг. возглавлял Министерство высшего и среднего специального образования Армянской ССР, в 1975—1988 гг. являлся директором Института геологических наук АН Армянской ССР. В 1986 г. был избран академиком АН Армянской ССР.

Под руководством А. Т. Асланяна в Институте геологических наук АН Армянской ССР разрабатывались актуальные проблемы тектоники, стратиграфии, закономерностей размещения полезных ископаемых. Результаты его работ обобщены в шести монографиях и более 120 научных статьях по вопросам теоретической и региональной геологии, механики земной коры, эволюции внутреннего строения Земли. Под его руководством коллектив института выполнил фундаментальные исследования в области типизации магматических, осадочных и рудных формаций, в построении модели офиолитообразования, генезиса гранитоидов, вопросов их рудоносности, разработке геохронологической шкалы магматических формаций. Особо значителен личный вклад А. Т. Асланяна в тектонику и геодинамику, в изучение глубинного строения Земли. Количественная модель контракции Земли, доложенная им на Международном геологическом конгрессе (1960 г.) и нередко именуемая «контракционной теорией Асланяна», в дальнейшем под воздействием идей новой глобальной тектоники им дорабатывалась в ряде статей и в монографиях («История тектонического развития Тавро-Кавказской области», 1984; «Тектонические условия становления офиолитовых зон», 1987). В этих исследованиях их автор предпринял попытку воссоединить достижения контракционной гипотезы и тектоники плит, рассмотрев основополагающие их моменты: контракцию и субдукцию, ограниченный спрединг. Им предложены новые модели строения земной коры. Очевиден был его интерес к проблемам сейсмотектоники. В последние годы под его руководством была создана Космотектоническая карта Болгарии, Передней Азии и Кавказа масштаба 1:2500000, которая готовится к изданию. Совместно со всем народом он тяжело переживал потери, вызванные Спитакским землетрясением и готовился принять всемерное участие в ликвидации его последствий, так же как в изучении геологических явлений, вызванных землетрясением и выяснении предпосылок.

Институт геологических наук АН Армянской ССР, руководимый А. Т. Асланяном, в 1985 г. к 50-летию создания за заслуги в развитии геологических наук и подготовке научных кадров был награжден Орденом Трудового Красного Знамени.

Много сил и энергии он вложил в дело подготовки научных, научно-педагогических кадров и высококвалифицированных специалистов. Под его руководством защищено 12 докторских и кандидатских диссертаций.

А. Т. Асланян принимал активное участие в общественной жизни, избирался членом ЦК КП Армении, депутатом Верховного Совета Армянской ССР VII, VIII созывов. Он являлся председателем Армянского геологического общества, вице-президентом Международной ассоциации планетологов, членом Нью-Йоркской академии США.

Партия и правительство высоко оценили заслуги А. Т. Асланяна, наградив его орденами Отечественной войны II степени, Красного Знамени, Дружбы народов, медалями.

Светлая память об Ашоте Тиграновиче Асланяне—выдающемся ученом и организаторе науки, патриоте и гражданине навсегда останется в наших сердцах.

ОТДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ И
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК АН
АрмССР.

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
НАУК АН АрмССР.

ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ И
ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ
АН АрмССР.

ПО «АРМГЕОЛОГИЯ»
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ
СССР.

ГОРНЫЙ ФАКУЛЬТЕТ
ЕРЕВАНСКОГО
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА.